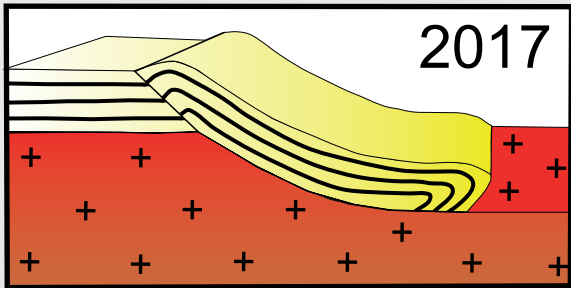


XVI SNET

30 anos



XVI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS *X INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS*

22 a 24 de maio de 2017 | Salvador - BA - Brasil

ISBN: 978-85-99198-15-5

ANAIS

Promoção:



Realização:



Agência Brasileira do ISBN
ISBN 978-85-99198-15-5



PATROCINADORES

MASTER



PETROBRAS



BRONZE



FINANCIAMENTO



APOIO INSTITUCIONAL



Comissão Organizadora
XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ X International Symposium on Tectonics

Luiz Cesar Correa Gomes – UFBA (Presidente XVI SNET / X IST)

Adilson Soares - UNIFESP

Andréa Ritter Jelinek - UFRGS

Carlson de M. M. Leite – PETROBRAS

Carlos C. Uchôa Lima - UEFS

Carolina Reis - UFBA

Iata Anderson de Souza - UNESP

Jailma S. Souza de Oliveira - UFBA

Marcio Mattos Paim - UFBA

Rita C. L. Menezes de Oliveira - CPRM

Simone Cerqueira P. Cruz - UFBA

Talles Souza Ferreira - PETROBRAS

Washington Franca Rocha - UEFS

Conselho Científico

Caroline Janette Souza Gomes - UFOP

Elton Luiz Dantas - UnB

Fernando César Alves da Silva - UFRN

Fernando Flecha de Alkmim - UFOP

Gorki Mariano - UFPE

João Marinho de Morais Neto - PETROBRAS

Marcos Roberto Fetter Lopes - PETROBRAS

Reginaldo Alves dos Santos - CPRM

Sergio Pacheco Neves - UFPE

Comissão Estudantil

Laís César Sacramento (UFBA)

Leonel Barros Galvão (UFBA)

Lia Nogueira Garpelli (UNESP)

Vanderlúcia dos Anjos Cruz (UFBA)

Diretoria Executiva da Sociedade Brasileira de Geologia (SBG)

Gilmar Vital Bueno – UFF (Diretor Presidente)

Luiz Carlos da Silva – CPRM (Diretor Vice-Presidente)

Fábio Braz Machado – UNIFESP (Diretor Secretário)

Carlos Henrique Grohmann de Carvalho – USP (Diretor Financeiro)

Julia Barbosa Curto Ma – UnB (Diretor de Comunicação e Publicações)

Rosemary Hoff – EMBRAPA (Diretor de Programação Técnico-Científica)

Rogério Cardoso Gontijo – PETROBRAS (Diretor Adjunto)

Mensagem da Comissão

É com grande satisfação que iniciamos o XVI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET) e o X INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS. Em 2017 o SNET completa 30 anos desde a sua primeira edição, que também ocorreu em Salvador. A preparação do evento não foi tarefa das mais fáceis, tendo em vista a dificuldade atual de captação de recursos financeiros para a sua organização. Apesar disto, graças aos esforços da Comissão Organizadora, das instituições parceiras, patrocinadoras e financiadoras, e dos colaboradores, teremos um evento bem estruturado contando com aproximadamente 210 inscritos, 130 trabalhos distribuídos em 6 sessões temáticas. Os conferencistas internacionais e nacionais apresentarão temas de relevância mundial aos participantes do evento. Como atividades complementares, foram oferecidos dois minicursos relacionados com Orógenos e Sistemas Distensivos. Além disso, três palestras vão ser oferecidas na Seção Didática. Uma excursão será realizada após o Simpósio para a Bacia do Tucano e será uma boa oportunidade de trocas de experiências, discussões de modelos e integração. Em se tratando de um evento realizado na cidade de São Salvador, capital da Terra da Felicidade, esse simpósio não poderia deixar de ter uma programação social, cujo principal objetivo é a integração entre estudantes, de graduação e pós-graduação, e profissionais de universidades e empresas.

Em seu momento de comemoração de 30 anos, o SNET homenageia 18 geocientistas que colaboraram com o estudo da evolução tectônica do Estado da Bahia, destacando-se pesquisadores de universidades e empresas. Além disso, a comissão preparou uma homenagem especial para os seus idealizadores, o Dr. Ian Davison e o Dr. Peter Hackspacher.

Os nossos agradecimentos especiais aos participantes, patrocinadores (PETROBRAS, Governo Federal e Votorantim Metais), financiadores (Conselho Nacional Pesquisa – CNPq e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior- CAPES) e apoiadores institucionais (UFBA, UEFS, UNESP, UFF, UFRGS, UFPE, UFRN, UNIFESP, CPRM, CBPM). Sem esse apoio a realização desse evento de grande importância não seria possível.

Assim, é com grande prazer que damos as boas vindas a todos e desejamos uma boa estadia na Terra de Todos os Santos. Que o nosso simpósio aconteça num clima de confraternização com os nossos pares e com todo o povo baiano, que os receberão de braços abertos.

Comissão Organizadora

XVI SNET / X IST

SUMÁRIO

Sessão 01 – Análise Estrutural e Microtectônica

DIAGÊNESE ESTRUTURAL: PESQUISAS NO ESTUDO DE FRATURAS/ FALHAS E O EXEMPLO DOS LUTITOS FRATURADOS, PORTADORES DE ÓLEO, NO GRÁBEN DE CANDEIAS, BACIA DO RECÔNCAVO.....	2
<i>Carlson de Matos Maia Leite; Édson Souza Medeiros; Antônio Fernando Menezes Freire; Márcio Ferreira Guimarães; Roberto Salvador Francisco D'Avila</i>	
GEOLOGIA ESTRUTURAL DO SISTEMA DE NAPPES ANDRELÂNDIA, NA REGIÃO DE LIBERDADE (MG).....	6
<i>Sergio W. de Oliveira Rodrigues, Mário da Costa Campos Neto, Frederico Meira Faleiros</i>	
ANÁLISE DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS NA REGIÃO DE LIBERDADE (MG)	10
<i>Sérgio W. de Oliveira Rodrigues</i>	
ANÁLISE GEOLÓGICA-ESTRUTURAL DAS PORÇÕES NOROESTE E SUDESTE DE CACHOEIRA DO CAMPO, MG	14
<i>Leonardo Vigário Moreira de Castro, Pedro Henrique Silva Barbosa, Gustavo Carpentieri, Glauco Angeli, Daniel Goulart Campos, Bruno Vigário Moreira de Castro, Felipe Portella Vigário, Carolina Mello Rodrigues</i>	
ANÁLISE CINEMÁTICA ESTRUTURAL NA REGIÃO DA SERRA DE JACOBINA – SISTEMAS DE FALHAS E DOBRAMENTOS	18
<i>Fabrício Pereira dos Santos, Daniel Augusto de Miranda, Rita Cunha Leal Menezes, Carolina Reis</i>	
CARACTERIZAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DOS ARREDORES DE LIMOEIRO (PE), REGIÃO LESTE DO DOMÍNIO RIO CAPIBARIBE, ZONA TRANSVERSAL - PROVÍNCIA BORBOREMA.....	22
<i>Caio dos Santos Pereira, Maria de Fátima Lyra de Brito, Carlos Alberto dos Santos, Priscila Rezende Fernandes, Milena Rocha de Aquino, Roberto Gusmão de Oliveira, Nitzschia Regina Rodrigues Domingos, Edlene Pereira da Silva, Edilton José dos Santos</i>	
STRUCTURAL ANALYSIS AND TRANSITION FROM THIN- TO THICK-SKINNED TECTONICS DURING THE NEOPROTEROZOIC OROGENY IN THE BRASÍLIA BELT	26
<i>Lucan Mameri, Tiago Angelo, Gabriel Bordonal, Pedro Kimura, Stephanie Reis, Marco Antonio Caçador Martins-Ferreira</i>	
ESTUDO PETROGRÁFICO E MICROTTECTÔNICO DOS GRUPO PARANOÁ E CANASTRA, NORTE DO DF E ENTORNO.....	30
<i>Rafael Henrique Grudka Barroso, José Oswaldo de Araújo Filho, Edi Mendes Guimarães</i>	
O SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO CONGO-CRUZEIRO DO NORDESTE/SANTO ANDRÉ (PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL): CINEMÁTICA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS.....	34
<i>Sérgio Pacheco Neves, Paulo Castellan Medeiros, Dionísio da Conceição Casimiro</i>	
EVOLUÇÃO TECTÔNICA NO SEGMENTO CENTRAL DO ALINHAMENTO MAGMÁTICO CABO FRIO....	38
<i>Felipe Rodrigues Ferroni, Claudio Limeira Mello, Nivaldo Destro</i>	
MIGMATITOS E ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO COMPLEXO SANTA ISABEL NA REGIÃO DE RIACHO DE SANTANA, BA - ANÁLISE PRELIMINAR	42
<i>Érica Neres dos Santos, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Vanderlúcia dos Anjos Cruz, Rebeca de Jesus Barbosa, Yuri Cesar Figueirêdo Costa, Pedro Ribeiro Rabelo de Santana, Ib Silva Câmara, Lindaura de Lucena Macedo, Daniela Leal Rodrigues, Rodrigo Lacerda Rangel Santos, Marcio Mattos Paim</i>	
GEOLOGIA ESTRUTURAL A NORTE DA SERRA DA MATRICULADA EM DIAMANTINA-MG	46
<i>Rhaina Brandão Oliveira, Flávio Henrique Fonseca Rocha, Vinicius Henrique Sena, Carolina Figueiredo Almeida</i>	
ANÁLISE ESTRUTURAL DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS NA PORÇÃO CENTRO LESTE DO ESTADO DA BAHIA, BRASIL	50
<i>Pedro Ribeiro Rabelo de Santana, Márcio Mattos Paim, Florivaldo Oliveira Sena, Luis Rodrigues dos Santos de Oliveira, Rebeca Santos de Almeida Nascimento, Ib Silva Câmara, José Haroldo da Silva Sá, Rebeca de Jesus Barbosa</i>	

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO GREENSTONE BELT RIACHO DE SANTANA, CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, BAHIA.....	54
<i>Yuri César F. Costa, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Vanderlúcia dos Anjos Cruz, Érica Neres dos Santos, Rebeca de Jesus Barbosa, Gustavo de Almeida Ferreira, Cleiton Rafael Soares Alves, Márcio Mattos Paim</i>	
ANÁLISE ESTRUTURAL DO COMPLEXO SANTA ISABEL, GUANAMBI/BA.....	58
<i>Liomar de Jesus dos Santos, Éder Luís Mathias Medeiros, Clayton Ricardo Janoni</i>	
EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO SINCLINAL PIEDADE, PORÇÃO NORDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG	61
<i>Jhonny Nonato da Silva, Sabrine Conceição de Moraes, Yuri Ribeiro, Ariane Araújo Reis, Ingrid Rayane dos Santos Rocha, Pedro Henrique de Paula Ferreira, Tatiane da Silva Cardoso Araújo, Cibele Clauver de Aguiar, Dionísio Uendro Carlos</i>	
CONTRIBUIÇÃO AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR PALEOPROTEROZOICA NA REGIÃO DE CACULÉ-BA.....	65
<i>Erick M. Vaz Guedes, Igor V. P. do Nascimento, Matheus P. Feitosa, Pablo G. Junqueira, Simone C. P. Cruz, Marcio Mattos Paim, Maria Clara M. C. Duarte, Vanderlúcia A. Cruz, Yuri C. F. Costa</i>	
ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO BARRA DO GAMELEIRA NA REGIÃO DE ALMAS-TOCANTINS	69
<i>Tassiane Pereira Junqueira; Marina Seraine Fernandes de Souza; Marco Antônio Caçador Martins-Ferreira</i>	
ANÁLISE DE PARÂMENTROS ESTRUTURAIS E GEOMECÂNICOS EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS.....	73
<i>Igor Vinícius Lima Silva, Cayo César Cortez Pontes, Francisco César Costa Nogueira, Tiago Siqueira de Miranda, Jorge André Braz de Souza, Bruno Raphael Barbosa Melo de Carvalho</i>	
RELAÇÃO ENTRE FALHAS E BANDAS DE DEFORMAÇÃO NO ARENITO ILHAS, BACIA DO TUCANO-NE DO BRASIL.....	77
<i>Ricardo de Souza Rodrigues, Fernando César Alves da Silva</i>	
INFLUÊNCIA DE BANDAS DE DEFORMAÇÃO NOS ASPECTOS TEXTURAIS (2D) E DE POROSIDADE EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS	81
<i>Gabriel Ramos Agra Mello, Andreza Sousa Silva, Franklyn Macedo Souza, Francisco César Costa Nogueira, José Agnelo Soares, Jorge André Braz de Souza, Bruno Raphael Barbosa Melo de Carvalho</i>	
ANÁLISE DE LINEAMENTOS E CORRELAÇÃO TECTONOESTRUTURAL DA REGIÃO SETENTRIONAL DO COMPLEXO ÍNTRUSIVO SANTA ANGÉLICA, ES, BRASIL	85
<i>Daniel Tonini Peterle, Heitor Miranda de Oliveira, Caio Vinícius Grabrig Turbay Rangell, Calvin Candotti, Eduardo Fontana</i>	
INTERPRETAÇÃO DE LINEAMENTOS MAGNÉTICOS E ANÁLISE DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS DA REGIÃO COMPREENDIDA ENTRE VIEIRÓPOLIS (PB) E PARANÁ (RN), DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	89
<i>José F. de Araújo Neto, João Pedro S. Bezerra, Igor M. B. de Albuquerque e Souza, Lauro César M. de Lira Santos, Sandra de B. Barreto, Thais A. Carrino, Vanessa B. Ribeiro</i>	
CONTRIBUIÇÃO DO SENSORIAMENTO REMOTO NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ANÁLISE ESTRUTURAL DA REGIÃO DE CAIÇARA (RN), DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE, PROVÍNCIA BORBOREMA.	93
<i>José F. de Araújo Neto, Lauro César M. de Lira Santos, Sandra de Brito Barreto, Glenda Lira Santos</i>	
SIGNIFICADO TECTÔNICO DO SISTEMA DE CISALHAMENTO COM DUPLA VERGÊNCIA DA PORÇÃO NORTE DA FAIXA SERGIPANA: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO NEOPROTEROZOICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL	97
<i>Haroldo Monteiro Lima, Lauro César Montefalco de Lira Santos, Vanildo Almeida Mendes, Marcio Martins Pimentel, João Wojtyła Ferreira de Mendonça</i>	
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO TASSEORO – FAIXA SUNSÁS – ORIENTE BOLIVIANO ..	101
<i>Valéria Damiani Rodrigues, Amarildo Salina Ruiz, Maria Zélia Aguiar de Sousa, Ramiro Matos, Amanda Juliano Massuda, Marianna Correia de Castro</i>	

Sessão 02 – Tectônica de Cinturões Orogênicos e Áreas Cratônicas

SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR DE ITAPECERICA VINCULADA À COLISÃO (2.0 Ga) DO CINTURÃO MINEIRO, CRATON DO SÃO FRANCISCO: GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÃO DETRÍTICO, IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E INFERÊNCIAS PALEOGEOGRÁFICAS 105

Wilson Teixeira, Elson Paiva de Oliveira, P. Peng, Elton Luiz Dantas, Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

METAMORFISMO E TERMOBAROMETRIA DE PELITOS DA FORMAÇÃO CAPIRU: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS PARA FAIXA RIBEIRA MERIDIONAL 109

Frederico Meira Faleiros

CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS METAMÁFICAS DO ARCO MAGMÁTICO DO OESTE DA BAHIA SITUADAS NA REGIAO ENTRE CACULÉ E IBITIRA, BAHIA..... 112

Ravena Santos Vitória, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Angela Beatriz de Menezes Leal

TECTONIC SETTING OF THE 1.7 Ga AÇUCENA A-TYPE GRANITE DURING THE BRASILIANO OROGENY 116

André Azevedo Klumb Oliveira, Carlos Maurício Noce, Lydía Maria Lobato

QUANTAS SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES PRÉ-ESTATERIANAS EXISTEM A OESTE DO LINEAMENTO CONTENDAS MIRANTE – JACOBINA? NOVOS DADOS E CORRELAÇÕES REGIONAIS..... 120

Simone Cerqueira Pereira Cruz, Johildo S. F. Barbosa, Moacyr Moura Marinho; Jean Jacques Peucat, Jean Louis Paquette

DETERMINAÇÃO DO LIMITE ENTRE OS BLOCOS JEQUIÉ E GAVIÃO UTILIZANDO PERFIS GEOLÓGICOS E GRAVIMÉTRICOS TERRESTRES 124

Carina Graciniana Lopes; Anderson R. A. S. Meneses; Carlos Eduardo Ganade; Ricardo Cavalcanti Santiago

O TERRENO JAGUARÃO: CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DE NOVO DOMÍNIO GEOLÓGICO NO SUDESTE DO RIO GRANDE DO SUL 128

Rodrigo Fabiano da Cruz, Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias, Andrea Sander, Andrea Beltrão Finamor

OS RIFTES ESTATERIANO-TONIANO DO SETOR SUL DO AULACÓGENO DO PARAMIRIM, PALEOPLACA SÃO FRANCISCO-CONGO: NOVOS DADOS E CORRELAÇÕES REGIONAIS..... 132

Caroline Novais Bitencourt, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Vanderlúcia dos Anjos Cruz

STRUCTURAL EVOLUTION MODELLING OF A SUTURE ZONE CONTROLLED BY A CRATONIC BUTTRESS – THE CASE OF DOM FELICIANO OROGENIC BELT, SSE BRAZIL 136

Henrique Bruno, Julio Cesar Horta de Almeida, Monica da Costa Pereira Lavallo Heilbron, Marcelo dos Santos Salomão

CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA JUNÇÃO ENTRE AS SERRAS DO CURRAL E MOEDA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO: ZONA DE CHARNEIRA DA NAPPE CURRAL..... 140

Thiago José Augusto Madeira, Maria Silvia Carvalho Barbosa, Issamu Endo, Luand Roberto Aparecido Piassa

A PROVÍNCIA ANOROGÊNICA PRECURSORA AO ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO: NOVOS DADOS E INTEGRAÇÕES BRASIL-ÁFRICA..... 144

Anderson M. Victoria, Simone C. P. Cruz, Antônio C. Pedrosa Soares, Ramon N. Borges

CRYOGENIAN RIFT ARCHITECTURE AND RELATED GLACIOMARINE DEPOSITS ON TURMALINA REGION, ARAÇUAÍ OROGEN, BRAZIL..... 148

Marco Paulo de Castro, Maria Eugênia Silva de Souza, Maximiliano de Souza Martins, Gláucia Nascimento Queiroga, Leon Dias Oliveira

O “THRUST BELT” RIACHÃO DO BACAMARTE- SUDESTE DA ZONA TRANSVERSAL, NE BRASIL..... 152

Benjamim Bley de Brito Neves, Mario da Costa Campos Neto, Edilton José dos Santos

MAPEAMENTO EM ESCALA 1:25.000 DE PARTE DA QUADRÍCULA DE GUINDA, PORÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DO ESPINHAÇO 156

Vanessa Resende de Andrade, Raísa Brito Vilela, Paula Quindeler de Salles Abreu, Danilo Fonseca Lana

DELIMITAÇÃO DE ÁREAS CRATÔNICAS A PARTIR DA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS: O CASO DOS CRÁTONS RIO DE LA PLATA, LUÍZ ALVES E SÃO FRANCISCO.....	160
<i>Andréa Ritter Jelinek, Christie Heloise Engelman de Oliveira</i>	
OS INÉDITOS KOMATIÍTOS DO GREENSTONE BELT MUNDO NOVO: PETROGRAFIA, LITOGEOQUÍMICA E AMBIENTE TECTÔNICO	164
<i>Ricardo Ramos Spreafico, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa, Antônio Marcos de Moraes</i>	
EVIDÊNCIAS DE TEXTURA SPINIFEX E ESTRUTURAS DE FLUXO NAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE RIACHO DE SANTANA, SUDOESTE DA BAHIA.....	168
<i>Márcio Mattos Paim, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Herbet Conceição.</i>	
O USO DE LIP'S NO REPOSICIONAMENTO DOS PROTO-CRATONS SULAMERICANOS EM COLUMBIA NA TRANSIÇÃO OROSIRIANO-ESTATERIANO	171
<i>Alexandre de Oliveira Chaves, Wellison Martins Fonseca, Victor Luiz Silva Leal</i>	
CONTROLE ESTRUTURAL DAS INTRUSÕES TARDIAS DO BATÓLITO MONSOSIENÍTICO GUANANBI-URANDI – ASPECTOS PRELIMINARES	175
<i>Rodrigo Lacerda Rangel Santos, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Danilo Heitor Caires Tinoco Bisneto Melo, Vanderlúcia dos Anjos Cruz, Érica Neres dos Santos, Marcio Mattos Paim</i>	
GEOLOGIA DOS ORTOANFIBOLITOS DA UNIDADE GENTILEZA, DOMÍNIO CANINDÉ: UMA CONTRIBUIÇÃO AO ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO DA FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA, NE BRASIL	179
<i>Leidiane C. de Carvalho de Liz, Adriane Machado, Joaquim Daniel de Liz, Josiene Maria de Almeida</i>	
ZONA DE CISALHAMENTO SANTA RITA, PROVÁVEL SUTURA ENTRE OS TERRENOS PARAGUÁ E RIO ALEGRE/ALTO GUAPORÉ	183
<i>Davi Brustolin Sperandio, Amarildo Salina Ruiz, Rafael Duarte Modesto, Felipe Câncio Camilo de Oliveira, Belit Caroline Rocha Lessa</i>	
ARCABOUÇO ESTRUTURAL E CONTROLES TECTÔNICOS QUE OPERARAM DURANTE A SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NO SINCLINAL DE BUENÓPOLIS (MG)	187
<i>Fernanda Fonseca Guedes, Maximiliano de Souza Martins, Tulio Delogo Tavares, Fernando Flecha Alkmim</i>	
DIQUES ARAUÁ: REGISTRO DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL OROSIRIANO NO EXTREMO NORDESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO	191
<i>Joaquim Daniel de Liz, Leidiane Cerqueira de Carvalho de Liz, Victor de Freitas Soares, Cristine Lenz, Joemir Oliveira Andrade, Airton Ferreira Nascimento</i>	
EVIDÊNCIAS DE MAGMATISMO FISSURAL MÁFICO GIGANTE NA PORÇÃO NORDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUA RELAÇÃO COM A PROVÍNCIA LITORÂNEA, BAHIA, BRASIL	195
<i>Pedro Ribeiro Rabelo de Santana, Márcio Mattos Paim, Florivaldo Oliveira Sena, Luis Rodrigues dos Santos de Oliveira, Rebeca Santos de Almeida Nascimento, José Haroldo da Silva Sá</i>	
ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR EXTREMA, NA REGIÃO DE CORRENTINA, OESTE DA BAHIA.....	199
<i>Liomar de Jesus dos Santos, Clayton Ricardo Janoni, Éder Luís Mathias Medeiros</i>	
PETROLOGY GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY U/PB AND SM /ND OF TARUMÃ GRANITE OF SAN IGNACIO OROGENY – PARAGUA TERRANE, BRAZIL-BOLIVIA BORDER	203
<i>João Batista de Matos, Amarildo Salina Ruiz, Maria Zélia Aguiar de Sousa, Maria Elisa Fróes Batata, Gabrielle Aparecida de Lima, Jean Michel Lafon</i>	
GRANITO RPAKIVI DA SUÍTE MAGMÁTICA CAAPUCÚ: DISCUSSÕES PRELIMINARES SOBRE ESTA OCORRÊNCIA NO SUL DO PARAGUAI.....	207
<i>Amanda Figueiredo Granja Dorilêo Leite, Amarildo Salinas Ruiz, Maria Zelia Aguiar de Sousa, Narciso Cubas, Uly Gabrielle Marangoni de Paula</i>	

MAPEAMENTO GEOLÓGICO 1:25000 DA REGIÃO DO MORRO DO JUÁ, GOUVEIA-MG.....	211
<i>Gustavo Filemon Costa Lima, Nilo Henrique Balzani Lopes, Gabriel F. Gonçalves, Rodrigo V. Filard</i>	
CORRELAÇÃO GEOQUÍMICA E INVESTIGAÇÃO DA FONTE MANTÉLICA DOS DIQUES MÁFICOS DA CHAPADA DIAMANTINA E DO BLOCO GAVIAO (BRUMADO), BAHIA, BRASIL.....	215
<i>Lílian Mercês Pereira Varjão, Angela Beatriz de Menezes Leal</i>	
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA ÁREA INSERIDA A LESTE DO DISTRITO BERILÂNDIA, MUNICÍPIO DE QUIXERAMOBIM – CE	219
<i>Vanessa de Sousa Gomes, José de Araújo Nogueira Neto, Francisco Diones Oliveira Silva, Joel Pedrosa Sousa</i>	
GEODINÂMICA DO CRÁTON AMAZÔNICO DURANTE O STENIANO: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS PRELIMINARES DA SUÍTE INTRUSIVA HUANCHACA.....	223
<i>Franklin Bispo-Santos, Manoel S. D'Agrella-Filho, Amarildo S. Ruiz, Renato P. Almeida, Ricardo Trindade</i>	
TRACING THE SÃO FRANCISCO PALEOCONTINENT USING P-WAVE SEISMIC TOMOGRAPHY	227
<i>Marcelo Peres Rocha, Paulo Araújo de Azevedo, Marcelo Sousa de Assumpção</i>	
DISCUSSÃO SOBRE O SIGNIFICADO TECTÔNICO DA NAPPE SERRA DE JABITACÁ NA REGIÃO DE FLORESTA-PE, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL	231
<i>Lauro César M. de Lira Santos, Edilton J. Santos, Elton L. Dantas, Haroldo M. Lima</i>	
ESTRUTURA CRUSTAL NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA UTILIZANDO FUNÇÃO DO RECEPTOR.....	234
<i>Chris Busnello Fianco, George Sand França, Carlos da Silva Vilar, Roberto Max Argollo, Diogo F. Albuquerque</i>	
TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM ZIRCÃO APLICADA À ORTOGNAISSES DO EMBASAMENTO DO CINTURÃO ARAGUAIA.....	238
<i>Airton N. C. Dias, Candido A. V. Moura, Farid Chemale Jr, Thais P. R. Oliveira, Kelvin M. Masuyama</i>	

Sessão 03 - Neotectônica

LINEAMENTS AND TECTONICS OF THE SÃO PEDRO AND BOTUCATU RIDGE REGION – SOUTHEASTERN BRAZIL.....	243
<i>Marcos Roberto Pinheiro, Paola Cianfarra, Francesco Salvini</i>	
ANÁLISE 3D DA DEFORMAÇÃO TECTÔNICA CENOZOICA EM AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA (BACIA DE TAUBATÉ, RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL)	247
<i>Cheyenne Campos da Silva, Claudio Limeira Mello, Aline Theophilo Silva, Mathieu Moriss</i>	
FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM RADARGRAMA DE DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO RESENDE (BACIA DE VOLTA REDONDA, RJ)	251
<i>Verônica de Carvalho Batista, Claudio Limeira Mello, Alípio José Pereira, Amilsom Rangel Rodrigues</i>	
TELESEISMS REGISTERED IN SEISMOGRAPHIC STATION AQUIDAUANA - MS - BRAZIL IN 2015 YEAR	254
<i>Danilo Cesar Silva Corrêa, Edna Maria Facincani, Tiago Gomes da Silva, Gustavo Marques e Amorim, Thamyres Lana Gehlen</i>	
SIGNIFICADO TECTÔNICO DE PADRÕES DE LINEAMENTOS NA REGIÃO CONTINENTAL ADJACENTE ÀS BACIAS MARGINAIS DO SUDESTE DO BRASIL.....	258
<i>Thaís Coelho Brêda, Claudio Limeira Mello, Anderson Moraes</i>	
ANÁLISES SISMOLÓGICAS DA ESTAÇÃO DE AQUIDAUANA (AQDB) – TELESSISMOS E SISMOS REGIONAIS, NO PERÍODO DE 01/01/2013 A 31/12/2014	262
<i>Estevão Vasconcello Campos Tadeu, Gustavo Marques e Amorim, Tiago Gomes da Silva, Edna Maria Facincani, Thamyres Lana Gehlen, Leonardo Teixeira Sousa</i>	

TERREMOTOS NO PANTANAL: 2009 E 2015, MAGNITUDES 4.3 E 3.8 Mw	266
<i>Edna Maria Facincani, Marcelo Assumpção, Tiago Gomes da Silva, Fábio Luiz Dias, Gustavo Marques e Amorim</i>	
ANISOTROPIA SÍSMICA DO MANTO SUPERIOR SOB O NOROESTE DO PERU A PARTIR DA DIVISÃO DE ONDAS CISALHANTES SKS.....	270
<i>Cristobal Condori, George Sand França, Hernando Tavera, Caroline Eakin</i>	
KNICKPOINTS NO OESTE DA BAHIA – AS CACHOEIRAS DO ACABA VIDA E DO REDONDO COMO PRODUTOS DA NEOTECTÔNICA.....	274
<i>José Edson Anuniação Santos Filho, Clayton Ricardo Janoni, Éder Luís Mathias Medeiros</i>	
ASPECTOS MICROESTRUTURAIS ASSOCIADOS A FEIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM ARENITOS POUCO CONSOLIDADOS DA FORMAÇÃO RESENDE (BACIA DE VOLTA REDONDA, RJ)	277
<i>Teresa Rotava, Suelen do Nascimento Vogel, Claudio Limeira Mello, Aline Theophilo Silva</i>	
A SISMICIDADE EM SOBRAL-CE.....	281
<i>Afonso Rodrigues de Almeida, Robert de Lima Muniz</i>	
MORFOMETRIA E POSSÍVEIS IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES, REGIÕES DE CAMPO VERDE E PRIMAVERA DO LESTE, MT	285
<i>Lena Simone Barata Souza, Marvim F. M. Alves, Danilo Guilherme Queiroz R. da Silva, Jackson Douglas Silva da Paz, Caiubi Emanuel Souza Kuhn</i>	
RIBEIRÃO DAS LAJES GRABEN: A MORPHOTECTONIC STRUCTURE DEVELOPED IN THE NORTHWESTERN BORDER OF GUANABARA GRABEN, RJ, BRAZIL	289
<i>Sílvia Real e Silva, Gabriel Pinheiro Souza, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti</i>	
TRANSFORM FAULTS AND ASSOCIATED D-MORB MAGMATISM, EXAMPLE OF THE SIQUEIROS FRACTURE ZONE 8°20' N – 8°30' N, EAST PACIFIC RISE	293
<i>Júlia F. Gonçalves, Michael R. Perfit, Ângela B.M. Leal, Lílian M. P. Varjão</i>	
INTEGRAÇÃO DAS DIREÇÕES DE ESFORÇOS E DEFORMAÇÕES NA PLATAFORMA SUL AMERICANA	297
<i>Giuliano Sant'anna Marotta, George Sand França, Marcelo Peres Rocha, Mônica Giannoccaro Von Huelsen</i>	
DELIMITAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS ASSOCIADOS À NEOTECTÔNICA E TRAÇADOS EM MODELO DIGITAL DE SUPERFÍCIE POR MEIO MANUAL NA REGIÃO LITORÂNEA DO RECIFE/PE À NATAL/RN	300
<i>Samile da Silva Regis, Luiz Cesár Corrêa Gomes</i>	

Sessão 04 – Tectônica de Bacias

STENIAN SEDIMENTATION IN THE GANDARELA SYNCLINE AND ITS IMPLICATIONS FOR A TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHEASTERN PORTION OF QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SOUTHERN SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL.....	305
<i>Luiz Fernandes Dutra, Maximiliano Martins, Cristiano Lana, Luiz Camilo Pinto, Marco Antônio Fonseca, Sergio Patusco, Marcos Saraiva, Daniel Ferreira Katahira, Ana Carolina Gomes</i>	
UNRAVELLING TWO TONIAN VOLCANOSEDIMENTARY SEQUENCES AND THE ROLE OF THEM IN THE CONTINENTAL RIFTING PROCESSES OF THE NEOPROTEROZOIC MACAÚBAS GROUP, SOUTHEASTERN BRAZIL.....	309
<i>Maria Eugênia Silva de Souza, Maximiliano de Souza Martins, Gláucia Nascimento Queiroga, Marco Paulo de Castro, Antônio Carlos Pedrosa-Soares, Ivo Antônio Dussin</i>	
FALHAS TRANSVERSAIS NO SISTEMA DE RIFTES DO RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ: NOVAS EVIDÊNCIAS SOBRE O SISTEMA DE FALHAS DE MATA-CATU	313
<i>João Mauricio Figueiredo Ramos, Talles Souza Ferreira</i>	

THE EVOLUTION OF AN INTRACONTINENTAL RIFT TO RIFTED MARGIN: THE CASE OF THE RECÔNCAVO-CAMAMU SYSTEM	317
<i>Talles Souza Ferreira, João Maurício Figueiredo</i>	
ESTRUTURAÇÃO E ESTRATIGRAFIA DA BACIA BAMBUÍ NA REGIÃO DE MONTALVANIA-JAPORÉ, NORTE DE MINAS GERAIS	321
<i>Mariana Meireles Leite, Paulo Henrique Amorim Dias, Ricardo Diniz da Costa</i>	
IDENTIFICAÇÃO DE ESTRUTURAS DE SAL A PARTIR DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS RESIDUAIS NA BACIA DE SANTOS, SP	325
<i>Renata R. Constantino, Eder Cassola Molina, Iata Anderson de Souza, Maria Gabriela Castillo Vincentelli</i>	
THE SUBSAHARIAN WESTERN AFRICAN RIFTED MARGINS: ARCHITECTURAL ELEMENTS AND CRUSTAL STRUCTURES	329
<i>Maria Alice Nascimento Fagundes de Aragão, Luizemara Soares Alves Szameitat, Antônio Manuel Figueiredo, Mônica Heilbron, Gianreto Manatschal</i>	
THE 'HELMUT' GEOPHYSICAL ANOMALY: A SINISTRAL TRANSTENSIVE SHEAR SYSTEM CONNECTING SANTOS AND CAMPOS BASINS, SOUTHEASTERN BRAZIL.....	333
<i>Nolan Maia Dehler, Luciano Portugal Magnavita, Leonardo Correa Gomes, Caesar Rigoti, João Alberto Bach de Oliveira, Marília Vidigal Sant'anna, Felipe Garcia D. da Costa</i>	
INTEPRETAÇÃO SISMOESTRUTURAL DAS FASES PRÉ E SIN-RIFTE DA BACIA DO RIO DO PEIXE, NORDESTE DO BRASIL.....	337
<i>Rodrigo Ruan Silveira de Souza, Alex Francisco Antunes</i>	
THE PRE-SILURIAN RIACHÃO BASIN, A NEW PERSPECTIVE INTO THE BASEMENT CONFIGURATION OF THE CRATONIC PARNAÍBA BASIN, NE BRAZIL	341
<i>Amanda Porto, Michael Daly, Emanuele La Terra, Sergio Fontes</i>	
HOW SOUTH AMERICA'S CLOCKWISE ROTATION CONTROLS RIFT, FLOOD BASALTS, DIKE SWARMS AND OIL	345
<i>Peter Szatmari, Edison José Milani</i>	
TRANSTRAÇÃO SINISTRAL E ROTAÇÃO DE BLOCOS INTRABACINAIS DURANTE A EVOLUÇÃO EOCRETÁCEA DO RIFTE DE CAMAMU	349
<i>Mário Neto C. de Araújo, Marco Antonio T. Romeiro, Fabrizio Dias Lima</i>	
DEFORMAÇÃO DA FASE RIFT E SUBSEQUENTE REATIVAÇÃO PÓS-RIFTE NA REGIÃO ONSHORE DA BACIA PERNAMBUCO, NORDESTE DO BRASIL.....	353
<i>Oswaldo José Correia Filho, José Antonio Barbosa, Francisco Hilário Rego Bezerra, Francisco César Nogueira, Felipe Ribeiro Santana, Bruno Varela Buarque, José Ricardo Magalhães, Jefferson Tavares Cruz Oliveira, José Alves Silva</i>	
ARCABOUÇO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DO VAU DA BOA ESPERANÇA – BARREIRAS/OESTE DA BAHIA	357
<i>Thiago Winícios Alves Araújo, Clayton Ricardo Janoni, Jôhildo Salomão Figueiredo Barbosa</i>	
EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PREENCHIMENTO DA BACIA NATIVIDADE NA REGIÃO DE ALMAS – TO	361
<i>Marina Seraine Ferandes de Souza; Tassiane Pereira Junqueira; Túlio Gabriel Ramos Ribeiro; Marco Antônio Caçador Martins-Ferreira</i>	
MODELAGEM 2D DO GRÁBEN DO RIO SANTANA A PARTIR DE DADOS MAGNETOMÉTRICOS	365
<i>Gabriel Pinheiro Souza, Sílvia Real e Silva, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Jonne Clay Fonseca Vidal</i>	
LITOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO MOEDA, IMPLICAÇÕES PARA OS ESTÁGIOS INICIAIS DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA MINAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG	369
<i>Mariana de Resende Madeira, Gustavo Pereira Martins, Maximiliano de Souza Martins</i>	
ANÁLISE ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NA PONTA DO SODRÉ, ILHA DE CAJAÍBA, BAHIA	373
<i>Carlos Eduardo dos Santos Amorim, Luiz César Corrêa-Gomes, Carlson de Matos Maia Leite, Leonel Barros Galvão</i>	

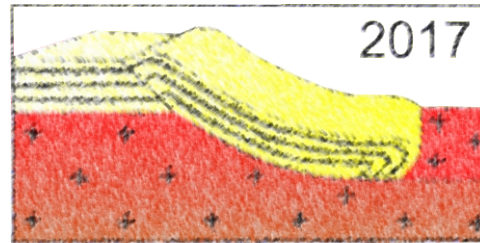
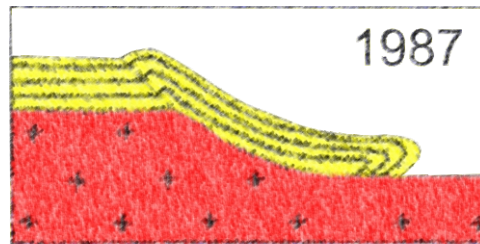
REFLEXÕES SOBRE OS MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA BACIA BAURU	377
<i>Samuel Amaral Moura Silva, Danielle Cardoso Souza, Liliane Quintão Araújo</i>	
BEDDING DIP PATTERNS IN THE SOUTHERN MCMURDO SOUND DRILL CORE (AND-2A), VICTORIA LAND BASIN, ANTARCTICA	381
<i>Tulio Gabriel Ramos Ribeiro, Timothy Paulsen</i>	
GEOLOGIA ESTRUTURAL DA REGIÃO DA SERRA DA MIÚDA, SUL DE DIAMANTINA, PORÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DO ESPINHAÇO (MG) – ESCALA 1:25.000	385
<i>Liliane Quintão Araújo, Carolina Gomes Ribeiro</i>	
A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO EQUATORIAL (EQUAMP), NE DO BRASIL	389
<i>Antomat Avelino de Macêdo Filho, Maria Helena Hollanda, Carlos José Archanjo, David Lopes de Castro, Alanny Christiny Costa de Melo</i>	
NOVAS PERSPECTIVAS DE ESTUDOS TERMOTECTÔNICOS NO RS & UY	393
<i>João Pacífico S. L. Machado, Marcos Müller Bicca, Claudio Gaucher, Leticia Chiglino, Andréa Ritter Jelinek, Farid Chemale Jr</i>	
GEOFÍSICA APLICADA AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NO TRIÂNGULO MINEIRO, MG	397
<i>Paula Mendes Serrano, Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco, Carolina Deluca, Fabrício Caxito, Antônio Carlos Pedrosa-Soares</i>	
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA GOIANDIRA (1:100.000), TRIÂNGULO MINEIRO, MG.....	401
<i>Carolina Deluca, Paula Mendes Serrano, Fabrício Caxito, Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco, Antônio Carlos Pedrosa-Soares</i>	
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA UBERLÂNDIA (1:100.000), TRIÂNGULO MINEIRO, MG.....	405
<i>Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco, Paula Mendes Serrano, Carolina Deluca, Fabrício Caxito, Dennis Quintão, Antônio Carlos Pedrosa-Soares</i>	
PRINCIPAIS TÉCNICAS ANALÍTICAS APLICADAS AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS DE ROCHAS SILICICLÁSTICAS	409
<i>Mariana de Assunção Rodrigues, Márcia Aparecida de Sant’Ana Barros</i>	
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA CORUMBAÍBA (1:100.000), TRIÂNGULO MINEIRO, MG.....	413
<i>Paula Mendes Serrano, Carolina Deluca, Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco, Fabrício Caxito, Antônio Carlos Pedrosa-Soares</i>	
 Sessão 05 – Modelagem Tectônica	
USO DE AFLORAMENTOS ANÁLOGOS EM GEOLOGIA DO PETRÓLEO E UMA VISÃO DA INDÚSTRIA BRASILEIRA.....	418
<i>Aline Theophilo Silva, Anderson Moraes</i>	
MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS APLICADOS AOS MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS APLICADOS AO ENSINO DE GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	422
<i>Felipe Guadagnin, Sissa Kumaira, Felipe Caron, Italo Gomes Gonçalves</i>	
BASEMENT STRUCTURES OVER RIO GRANDE RISE FROM GRAVITY INVERSION	426
<i>Renata R. Constantino, Peter Christian Hackspacher, Iata Anderson de Souza, Iago Sousa Lima Costa</i>	
APLICAÇÃO DE MODELAGEM NUMÉRICA NO ESTUDO DA REATIVAÇÃO DE ESTRUTURAS DURANTE O EVENTO NEOTECTÔNICO DE TRANSCORRÊNCIA DEXTRAL E-W (TD) ENTRE OS RIOS PARAÍBA DO SUL (RJ) E ITAPEMIRIM (ES), SUDESTE DO BRASIL.....	429
<i>Thaís Coelho Brêda, Anderson Moraes, Claudio Limeira Mello</i>	
CÁLCULO DOS REJEITOS DAS FALHAS NO DEPÓSITO DE CARVÃO DE CANDIOTA A PARTIR DO SOFTWARE STRAT3D	433
<i>Luiza Lopes de Araújo, Ricardo Wosniak, Eduardo Moussalle Grissolia</i>	

MODELOS FÍSICOS DE UMA BACIA INVERTIDA COM FOCO NAS ESTRUTURAS DO PÓS-SAL – PRIMEIROS RESULTADOS	437
<i>Gisela Miranda de Souza Almeida, Caroline Janette Souza Gomes</i>	
DESENVOLVIMENTO DE FRATURAS DE RIEDEL DURANTE CISALHAMENTO DEXTRAL: A VISÃO DA MODELAGEM FÍSICA ESTRUTURAL.....	440
<i>Marília Barbosa Venâncio, Fernando César Alves da Silva, Ricardo de Souza Rodrigues</i>	
ESTUDO DA ESTRUTURA DA CROSTA NA BACIA DO PARECIS USANDO EVENTOS PROFUNDOS	444
<i>Matheus Figueredo, George Sand França, Diogo Farrapo Albuquerque, Giuliano S. Marotta, Isabele Carolina Souza</i>	
REATIVAÇÕES DISTENSIVAS E A DEFORMAÇÃO DE CAMADAS SEDIMENTARES PÓS-CINEMÁTICAS ACIMA DE UM DESCOLAMENTO DÚCTIL	448
<i>Thiago Silva de Carvalho, Mario Neto Cavalcanti de Araújo, Caroline Janette Souza Gomes, Sílvia Cristina Barroso Negrão, Thiago da Cruz Falcão</i>	
EVOLUÇÃO TERMO-TECTÔNICA DO GRABEN DE URUSSANGA.....	452
<i>Andréa Ritter Jelinek, André Nascimento dos Santos, Christie Helouise Engelmann de Oliveira</i>	

Sessão 06 – Controle Estrutural de Depósitos Minerais

O CONTROLE TECTONO ESTRATIGRÁFICO DAS MINERALIZAÇÕES MANGANESÍFERAS DA BORDA LESTE DA SERRA DE JACOBINA-BA.....	133
<i>Daniel Augusto de Miranda, Fabrício Pereira dos Santos, Rita Cunha Leal Menezes de Oliveira, Carolina Reis</i>	
GEOLOGIA E CONTROLE DO MINÉRIO DE ALTO TEOR DA MINA PEDRA DE FERRO, CORREDOR DO PARAMIRIM, CAETITÉ, BAHIA	459
<i>Felipe Fagundes Fernandes, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Michelli Santana Santos</i>	
FERRO OROGÊNICO NA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR IGAPORÃ - LICÍNIO DE ALMEIDA, BAHIA, BRASIL	463
<i>Michelli S. Santos, Simone C. P. Cruz, Pérsio Mandetta (In memorian), Cristina M. Burgos</i>	
CONTROLE ESTRUTURAL DOS DEPÓSITOS HEMATÍTICOS DE ALTO TEOR EM DOMÍNIOS TRANSPRESSIONAIS DO CINTURÃO DE DOBRAMENTOS E CAVALGAMENTOS DA CHAPADA DIAMANTINA ORIENTAL, BAHIA, BRASIL.....	467
<i>Vanderlúcia dos Anjos Cruz, Simone C. P. Cruz, Lydia Maria Lobato</i>	
ANÁLISE GEOFÍSICO-ESTRUTURAL DA PORÇÃO CENTRAL DO VALE DO RIO CURAÇÁ.....	471
<i>Neida Ilana Cardoso Rios, Washington de Jesus Sant'Anna da Franca Rocha, Florivaldo Oliveira Sena</i>	
INTEGRATION OF REGIONAL AEROMAGNETIC AND METALLOGENETIC DATA OF NORTHEASTERN BAHIA: STRUCTURAL AND GEOTECTONIC IMPLICATIONS.....	475
<i>Pedro Maciel de Paula Garcia, Florivaldo Oliveira Sena, Aroldo Misi, Luis Rodrigues dos Santos de Oliveira, José Haroldo da Silva Sá, Washington de Jesus Sant'Anna da Franca-Rocha, João Batista Guimarães Teixeira</i>	
A EVOLUÇÃO ESTRUTURAL NA REGIÃO DA MINA CASA DE PEDRA ASSOCIADA A MINERALIZAÇÃO DE ALTO TEOR EM FERRO, SUDOESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, CONGONHAS, MINAS GERAIS, BRASIL	479
<i>Vitor Diniz Silveira, Carlos Alberto Rosière, Marcos Vinícius Monteiro de Carvalho, Wander de Araújo Machado, Gabriel de Castro Moreira, Leonnardo Probst Simões, Daniela Cristina Costa da Silva, Marcela Taina Rodrigues Pinto</i>	
MINERALIZAÇÃO AURÍFERA EM ZONA DE CISALHAMENTO, GARIMPO CUTIA, SERRA LESTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJAS, BRASIL	483
<i>Gilberto Luiz Silva</i>	

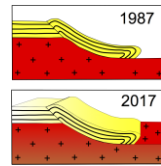
ANÁLISES DEFORMACIONAL E DOS VEIOS DE QUARTZO AURÍFEROS DA SERRA DE SÃO VICENTE - FAIXA MÓVEL AGUAPEÍ – MUNICÍPIO DE NOVA LACERDA, MT	487
<i>Rafael Duarte Modesto, Amarildo Salina Ruiz, Kamila Gomes Fernandes, Davi Brustolin Sperandio, Felipe Cândia Camilo de Oliveira, Belit Caroline Rocha Lessa</i>	
CONTROLE ESTRUTURAL DOS VEIOS ASSOCIADOS AO MINÉRIO DE MANGANÊS PORTADOR DE METAIS RAROS (TÁLIO, COBALTO, ESCÂNDIO), NO VAU DA BOA ESPERANÇA - BARREIRAS/OESTE DA BAHIA	491
<i>Thiago Winícios Alves Araújo, Clayton Ricardo Janoni, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa</i>	
NEOTECTÔNICA COMO CONTROLE ESTRUTURAL PARA AS MINERALIZAÇÕES MANGANESÍFERAS SUPERGÊNICAS PORTADORAS DE METAIS RAROS NO VAU DA BOA ESPERANÇA-REGIÃO DE BARREIRAS/OESTE DA BAHIA.....	495
<i>Clayton Ricardo Janoni, José Edson Anuniação Santos Filho, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa</i>	
CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROGRAFIA DO GRUPO AGUAPEI NO GARIMPO DA COOPROPOL - NA CAVA SUPEROR – NOVA LACERDA - MT.....	499
<i>Mateus Moura Agostta, Amarildo Salina Ruiz</i>	
COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DO MEMBRO PASSO DAS TROPAS DA REGIÃO DE SANTA MARIA SUA INFLUÊNCIA NO COMPORTAMENTO HIDROGEOLÓGICO	503
<i>Fábio Luiz Wankler, Ubiratan Ferrucio Faccini, Paulo Sérgio Gomes Paim</i>	
CONTROLE ESTRUTURAL DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS MINERALIZADOS, GERADORES DOS DEPOSITOS DO DISTRITO AURIFERO DE NATIVIDADE-TO.....	507
<i>Caio Ress, Lucas Teles</i>	
PRELIMINARY OVERVIEW ON STRUCTURAL CONTROLS OF TUNGSTEN-BEARING SKARNS BETWEEN PATOS AND SANTA LUZIA CITIES, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL.....	511
<i>Lauro César M. de Lira Santos, Thais A. Carrino, Edilton J. Santos, Vanessa B. Ribeiro, Haroldo M. Lima, Sandra de B. Barreto, José Ferreira de A. Neto</i>	



XVI SNET/X IST

SESSÃO 01

ANÁLISE ESTRUTURAL E MICROTTECTÔNICA



DIAGÊNESE ESTRUTURAL: PESQUISAS NO ESTUDO DE FRATURAS/ FALHAS E O EXEMPLO DOS LUTITOS FRATURADOS, PORTADORES DE ÓLEO, NO GRÁBEN DE CANDEIAS, BACIA DO RECÔNCAVO.

Carlson de Matos Maia Leite¹; Édson Souza Medeiros²; Antônio Fernando Menezes Freire³; Márcio Ferreira Guimarães²; Roberto Salvador Francisco D'Avila⁴

1-Petrobras/ Universidade Petrobras e IGEO/ Universidade Federal da Bahia; carlson.leite@gmail.com; 2- Petrobras/ EXP/UO-BA; 3- IGEO/ Universidade Federal Fluminense; 4- Petrobras/ EXP/GEOP.

Introdução

Diagênese Estrutural é o estudo da deformação e das estruturas deformacionais associadas às mudanças químicas nos sedimentos/ rochas sedimentares (Laubach *et al.* 2010). Um dos focos de pesquisa é a caracterização dos processos de neo/ recristalização mineralógica e suas influências nas modificações das propriedades geomecânicas das rochas para o controle da formação das fraturas (incluindo veios) e falhas (e.g. Fisher & Knipe, 1998; Laubach *et al.*, 2014). Outro foco é a influência dos atributos físicos e químicos destas estruturas nos sistemas permoporosos e nas unidades de fluxo nas rochas reservatórios (e.g. Laubach & Ward, 2006; Ferreira & Alves da Silva, 2010). Estas pesquisas tem atraído atenção das indústrias de petróleo e de recursos hídricos, particularmente em reservatórios considerados como não convencionais.

A Bacia do Recôncavo representa a mais antiga produtora de petróleo *onshore* do Brasil. Parte deste petróleo é produzida a partir de reservatórios não convencionais que incluem “folhelhos fraturados” e arenitos mistos, lamosos e/ ou carbonáticos, estes últimos relacionados a processos de ressedimentação por fluxos gravitacionais. Este trabalho discute o controle da evolução diagenética para a formação das estruturas deformacionais rúpteis em rochas lamosas (lutitos) e arenitos dolomitizados no Gráben de Candeias, Bacia do Recôncavo. O papel da dolomitização no controle da nucleação e propagação das fraturas em litofácies originalmente plásticas, os tipos de mineralizações presentes nos veios e nas fraturas distensionais, portadoras de óleo, são aqui apresentados como exemplo de material de pesquisa que envolva petrologia sedimentar e geologia estrutural, além de insumo na elaboração de modelos preditivos de unidades de fluxos.

Materiais e Métodos

No estudo macro e microestrutural das estruturas foram analisados 520 metros de testemunhos e 77 lâminas delgadas do Membro Gomo/ Formação Candeias. Na tipologia das fraturas adotou-se a proposta de Fossen (2010). Para caracterização dos argilominerais foram realizadas análises por Difração de Raios-X, tanto de rocha total (86 análises) como da fração argila (37 análises), nos laboratórios do CENPES/ PETROBRAS.

Localização da área de estudo

A Bacia do Recôncavo está situada no estado da Bahia e apresenta estrutura em hemi-gráben de direção NE-SW. Representa um rifte abortado relacionado à abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior (Milani & Davison, 1988). O mergulho regional das camadas para SE é em direção ao depocentro da bacia, situado junto à Falha de Salvador (Fig. 01a). Esse arcabouço é condicionado por falhas de direção N30-N210 de elevado mergulho, sintéticas e antitéticas, em relação à Falha de Salvador (Magnavita *et al.*, 2012). Zonas de transferência de direção N320-N140 acomodaram diferentes taxas de extensão durante a evolução da bacia e, em conjunto com as falhas NE-SW, a compartimentam em altos e baixos estruturais de caráter regional (Silva *et al.*, 2007).

Os testemunhos estudados são relacionados a poços localizados no Gráben de Candeias. Esta estrutura ocorre na porção sul da bacia com extensão aproximada de 15 km, na direção NE-SW (Fig. 01b). É delimitada por zonas que estão ancorados no embasamento (Camões & Destro, 1996). A oeste, a zona de falhas, denominada Falha de Candeias, mostra mergulho para leste com rejeitos de até 1000 metros, enquanto que no flanco oriental do gráben, as falhas apresentam menores rejeitos e mergulho para oeste. A evolução do gráben se deu durante

deposição da seção rifte inferior e ocasionou intensa instabilidade nos sedimentos lamosos e nas plataformas carbonáticas que a circundavam, causando colapsos e fluxos gravitacionais de massa e de sedimentos em direção aos depocentros da estrutura (Freire *et al.*, 2016). Seu sistema de fraturas distensionais é portador de óleo e ocorre em folhelhos calcíferos em profundidades próximas de 2 km e direção N 320, paralela aos das zonas de transferência da bacia (Destro *et al.*, 2003).

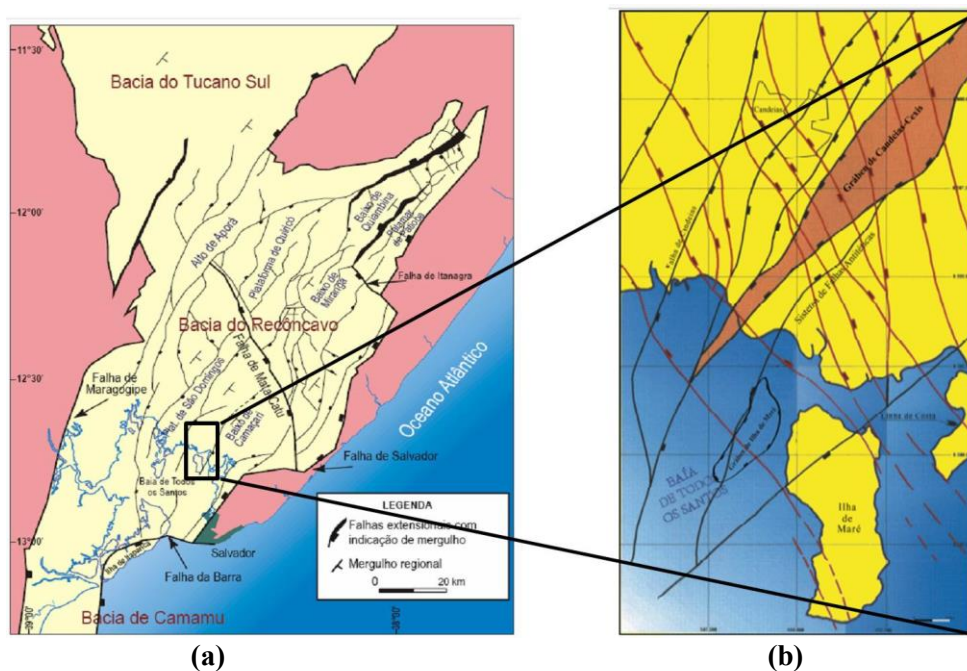


Figura 01 – (a) Arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo, ao nível da seção pré-rifte (Milhomem *et al.*, 2003); (b) Retângulo demarcado indica localização da área do Gráben de Candéias (na cor laranja) (Camões & Destro, 1996).

Caracterização Macro e Microestrutural das Litologias Investigadas

Os testemunhos mostram litofácies dobradas de forma convoluta (deformação sin-sedimentar) e compostas por folhelhos, siltitos e diamictitos/ paraconglomerados portadores de intraclastos orientados argilosos, dolomíticos, além de fito/ bioclastos. Estas associações de fácies caracterizam depósitos de escorregamento e de fluxos de detritos. Finas laminações de arenitos finos a médios com estruturas cruzadas cavalgantes ou de baixo ângulo, por vezes portadores de grânulos e seixos, são também observadas, caracterizando turbiditos. Os testemunhos mostram-se ou quebrados devido ao intenso fraturamento ou rígidos quando dolomitizados sendo que, nestes últimos estão superpostas fraturas de cisalhamento/ falhas, juntas, fissuras com até 05 mm de abertura (Fig. 02a) e veios. Duas gerações destas estruturas são caracterizadas: a primeira com fraturas cisalhantes posicionadas em ângulos próximos de 60° (Fig. 02b), além de veios e fissuras paralelos aos eixos dos testemunhos (Fig. 02a); a segunda com fraturas cisalhantes subhorizontais ou verticais com *slickenlines* oblíquos (fig. 02c). As fissuras contêm óleo e as estruturas mineralizadas são ricas em calcita de hábito granular ou fibroso (Fig. 02b). Quando as laminações são arenosas ocorre quartzo prismático manchado de óleo (Fig. 02d). Estas laminações controlam a nucleação e formação de veios (Fig. 02e). As fraturas cisalhantes estão, também, manchadas de óleo e algumas delas evoluíram para minifalhas normais.

Estudos petrográficos mostram laminações microdobradas, por vezes associadas à microfalhas (Fig. 02f). A dolomitização foi extensiva e ocorreu segundo altas taxas de nucleação e baixas taxas de crescimento, caracterizando texturas microcristalinas (Fig. 03a). Nos lutitos, nas fácies menos dolomitizadas ocorre esmectita enriquecida em matéria orgânica e microestruturas de dissolução e substituição dos intraclastos por dolomita. Nos arenitos, dolomita microcristalina cimenta extensivamente os poros. Os veios e fraturas parcialmente mineralizadas cresceram preferencialmente sobre as fácies dolomitizadas e mostram fases de diagênese estrutural caracterizadas pelas autigênese de calcita fibrosa que se recristaliza para hábito blocoso, seguido por barita e sequencialmente por colofana (Fig. 03b). Nos arenitos, não foi observada barita nem colofana nas fissuras, entretanto ocorre fase tardia de cristalização de quartzo prismático com inclusões de óleo (Fig. 03c). Registra-se, ainda, episódio de propagação de fissuras tardias, preenchidas com óleo, que cortam veios (Fig. 03d) e fraturas cisalhantes mineralizadas (Fig. 03b).

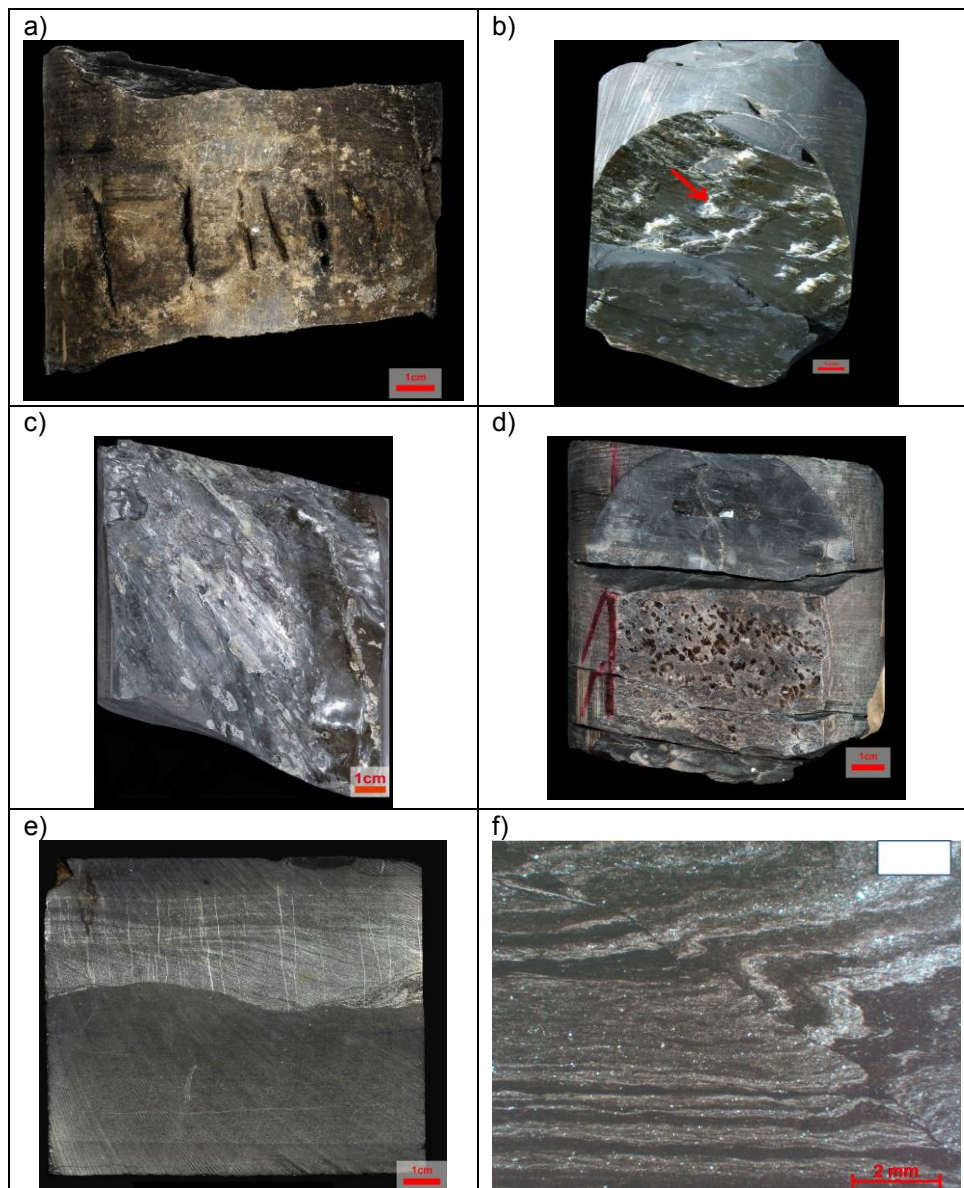


Figura 02 - Imagens de estruturas deformacionais: (a) fratura distensional com óleo em paraconglomerado dolomitizado; (b) fratura cisalhante em ângulo de 60° , apresentando fibras de calcita (seta); (c) fratura cisalhante subvertical com *slickenlines* oblíquos; (d) cristais de quartzo com óleo, crescidos em fratura distensional; e) vênulas de calcita em laminação arenosa com cruzada cavalgante; e) microdobras de arrasto associadas a microfalha normal. As escalas para os testemunhos representam 1 cm e a da micrografia, 2 mm.

Discussões e Conclusões

As características macro e microestruturais indicam que a primeira fase de deformação foi de caráter rúptil-dúctil com dobras associadas à propagação de falhas lístricas (imageadas por dados sísmicos da área) e aos fluxos gravitacionais dos sedimentos oriundos das plataformas. As fases de caráter rúptil foram precedidas pela dolomitização extensiva dos depósitos de ressedimentação. A textura microcristalina da dolomita indica que a cristalização da mesma se deu durante a eodiagênese ou durante soerguimento da bacia (telodiagênese). A substituição dos argilominerais e a cimentação dos poros por dolomita foi mecanismo que possibilitou aumento da rigidez mecânica das litofácies para que se nucleassem e propagassem falhas e fraturas. Pares conjugados de fraturas cisalhantes posicionadas na vertical e em baixo ângulo, além de fissuras portadoras de óleo cortando veios calcíferos sugerem pelo menos duas fases de deformação rúptil: a primeira sendo de estilo distensivo, normal e a segunda fase de estilo oblíquo transtensivo. Nestas fases, pulsos de propagação e mineralização de fraturas parecem ter ocorridos segundo variações físico-químicas do ambiente. Por exemplo, cristalização de calcita em condições alcalinas e de quartzo em condições redutoras, competindo com a entrada de óleo, provavelmente durante o Andar Buracica-Jiquiá que corresponde à fase distensional NW-SE da Bacia do Recôncavo (Magnavita *et al*, 2012). Futuras pesquisas envolverão o papel das taxas de cristalização dos

carbonatos e suas relações com o modo e o *timing* de propagação das falhas e fraturas e suas atuações como condutos ou selos para migração de fluidos.

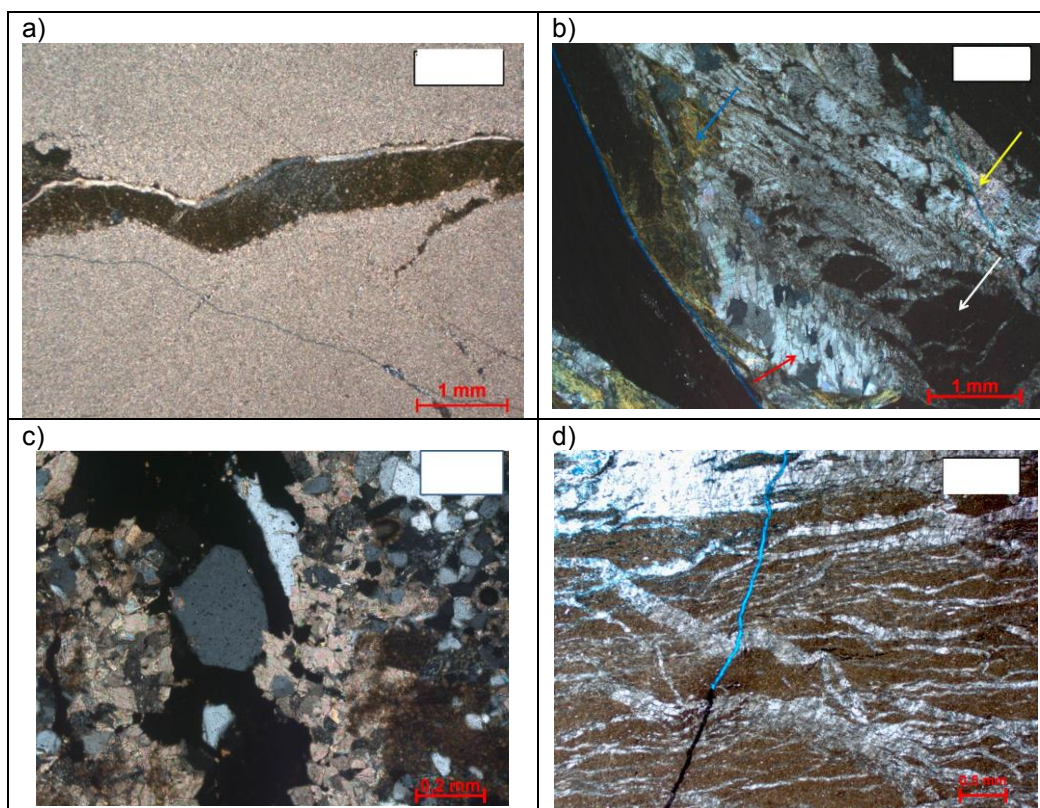
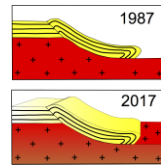


Figura 03 - Imagens de micrografias: (a) dolomita microcristalina em substituição a esmectita, observar que a porção dolomitizada está fissurada; (b) fratura cisalhante com presença de calcita fibrosa (seta vermelha), parcialmente substituída por calcita blocosa (seta amarela), além de barita (seta branca) e colofana (seta azul) e de fissuras tardias cortando as mineralizações; (c) fissura com óleo em arenito que apresenta na parede calcita blocosa e internamente quartzo com inclusões de óleo; (d) fissura tardia com óleo cortando veios de calcita.

Referências Bibliográficas

- Camões, A. M., Destro, N. 1996. Fraturas naturais no Campo de Candeias. *Petrobras*, Relatório Interno, 70p.
- Destro, N. Szatmari, P., Alkmim, F., Magnavita, L.P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *AAPG Bulletin*, 87 (7): 1123-1144.
- Ferreira, T.S., Alves da Silva, F.C. 2010. Bandas de deformação em arenitos porosos: estudo de casos em bacias do nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(2): 207-231.
- Fisher, Q. J., Knipe, R.J. 1998. Fault sealing processes in siliciclastic sediments. In: *Geological Society*, London, Special Publication, vol. 147, pp. 117-134.
- Fossen, H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge, Cambridge University Press. 584p.
- Freire, A. F. M., Garcia Filho, A. P., Tanaka, A. *et al.* 2016. Modelo de acumulação de petróleo em reservatórios complexos do Campo de Candeias. *Petrobras*, Relatório Interno, 71p.
- Laubach, S.E., Ward, M.W. 2006. Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico. *Tectonophysics* 419: 75-97.
- Laubach, S.E., Eichubl, P., Hilgers, C., Lander, R.H. 2010. Structural diagenesis. *Journal of Structural Geology*, 32(12): 1866-1872.
- Laubach, S.E., Eichubl, P., Hargrove, P., Ellis, M.A., Hooker, J.N. 2014. Fault core and damage zone fracture attributes vary along strike owing to interaction of fracture growth, quartz accumulation, and differing sandstone composition. *Journal of Structural Geology*, 68: 207-226.
- Magnavita, L.P., Szatmari, P., Cupertino, J.A., Destro, N., Roberts, D. 2012. The Recôncavo Basin. In: *Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Editors: David G Roberts, A.W. Bally. Elsevier, p. 383-418.
- Milani E. & Davison I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatoba rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154:41-50
- Milhomem, P.S.; Maman, E.J.; Oliveira, F.M.; Carvalho, M.S.S.; Lima, W.S. 2003. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia do Recôncavo. *Fundação Paleontológica Phoenix*, ano 5, 51.
- Silva, O.B.; Caixeta, J.M.; Milhomem, P.S., Kosin, M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, 15(2): 423-431.



GEOLOGIA ESTRUTURAL DO SISTEMA DE *NAPPES* ANDRELÂNDIA, NA REGIÃO DE LIBERDADE (MG)

Sergio W. de Oliveira Rodrigues¹, Mário da Costa Campos Neto², Frederico Meira Faleiros²

¹Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: swor@uerj.br

²Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

1. INTRODUÇÃO

A região próxima ao município de Liberdade (MG) encontra-se inserida na borda sul do Cráton do São Francisco relacionada à suas faixas móveis marginais. Consiste em um complexo orógeno colisional relacionado às colisões oblíquas entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental (Fuck et al., 2008). Neste domínio ocorrem duas importantes províncias geotectônicas Mantiqueira e Tocantins (Almeida et al. 1981). É constituída predominantemente por rochas pré-cambrianas associadas a sistemas de *nappes* que incluem rochas paleoproterozoicas de embasamento alóctones, sequências de rochas vulcano-sedimentares neoproterozoicas metamorfizadas e suítes granitoides intrusivas de afinidade diversa.

A região entre Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG) constitui-se uma feição morfológica linear, a qual o Rio Grande apresenta-se alinhado. Esta feição é observável em imagens de sensores remotos e fotografia áreas. Em diversos trabalhos de cunho cartográfico geológico e sínteses regionais (Pacciulo et al., 2000; Heilbron et al., 2003 e 2007; Campos Neto et al., 2007 etc) nesta região é delimitado o contato entre as *nappes* Liberdade e Andrelândia. No geral é caracterizada como uma zona de cisalhamento de caráter inverso associado a empurrões (Pacciulo et al., 2000; Heilbron et al., 2003 e 2007). Neste trabalho procurou-se detalhar os aspectos estruturais desta região de forma a contribuir para o entendimento da evolução geológica e geotectônica da borda sul do Cráton do São Francisco.

A definição do sentido da movimentação e orientação dos esforços das zonas de cisalhamento da região estudada é de grande importância na definição de modelos cinemáticos. Deste modo procurou-se detalhar os estudos destas estruturas através de dados estruturais de campo, análises petrográficas/microestruturais.

2. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O mapeamento geológico e estrutural realizado neste trabalho teve seu enfoque entre os municípios de Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG). As unidades litológicas mapeadas apresentam uma direção NE-SW, com formas alongadas e sigmoides (Figura 1).

Essencialmente foram cartografadas unidades litológicas associadas à ortognaisses paleoproterozoico (Complexo Mantiqueira), as *Nappes* Andrelândia e Liberdade, migmatitos (Alagoas e Rio Preto), corpos graníticos e depósitos aluvionares recentes.

Os ortognaisses paleoproterozoicos são relacionados por Campos Neto et al., (2007, 2010 e 2011) ao Complexo Mantiqueira. Constituem a principal unidade em área da região mapeada. Ocorre como corpos intercalados tectonicamente com unidades de rochas metassedimentares associadas as *Nappes* Andrelândia e Liberdade. Caracteriza-se pelo predomínio de um migmatito estromático (localmente também oftalmítico) de bandamento centimétrico a métrico.

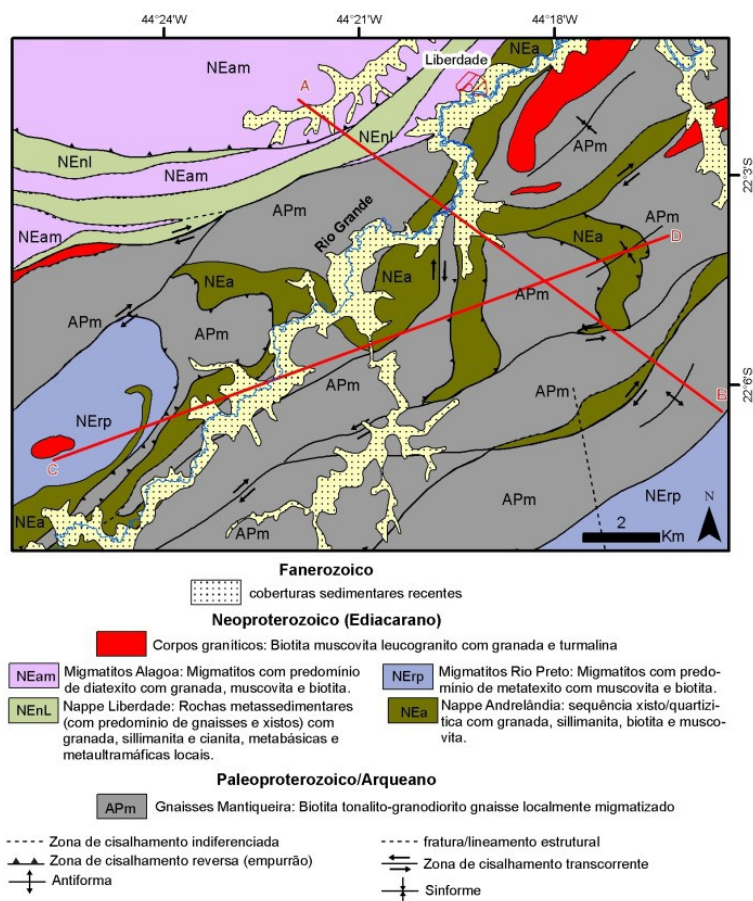


Figura 1: Mapa geológico dos arredores de Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG) e localização dos perfis geológicos (Figura 2).

As unidades de rochas metassedimentares são associadas às *Nappes* Liberdade e Andrelândia. As rochas/unidades relacionadas à *Nappe* Liberdade localizam-se na porção sul da área de estudo. As associadas à *Nappe* Andrelândia localizam-se na porção central e são fortemente imbricadas tectonicamente com os ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Mantiqueira.

Conforme Campos Neto et al. (2007) os metassedimentos associados à *Nappe* Liberdade são essencialmente de natureza psamo-pelítico (mica-xistos e quartzitos), também ocorrem unidades relacionadas a rochas migmatíticas (Migmatitos Alagoa) e metaultramáficas.

Os metassedimentos associados à *Nappe* Andrelândia na região estudada são correlacionados por Junho (1993) e Heilbron et al. (2007) ao Grupo Andrelândia. Campos Neto et al., (2007) caracteriza estes metassedimentos ao topo da *Nappe* Andrelândia denominando-os como Xisto Serra da Boa Vista.

Na área estudada ocorrem duas unidades de rochas migmatíticas: Migmatitos Alagoas e Rio Preto. Campos Neto et al. (2004, 2007, 2010 e 2011) associa a primeira delas à *Nappe* Liberdade, enquanto a outra à *Nappe* Lima Duarte.

Ao longo da área mapeada ocorrem corpos graníticos concordantes à foliação regional, de contato brusco ou gradacionais dentro das unidades de rochas metassedimentares.

Ocorrem também uma série de coberturas sedimentares recentes associadas principalmente a depósitos aluvionares. Constituem depósitos nas margens, fundos de canal, e planícies de inundação de rios. Destacam-se os depósitos associados ao Rio Grande onde são observadas feições geológicas como meandros abandonados.

3. ASPECTOS ESTRUTURAIS

A área estudada apresenta como característica marcante o forte controle estrutural associada a zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo. Destacam-se falhas de empurrão de direção NNE-SSW com transporte de topo para NE e falhas NE-SW oblíquas com movimentação lateral dextral (Figuras 1 e 2). Também ocorrem dobras

observáveis em mapa e perfis geológicos com traço axiais NE-SW. De modo geral o padrão da deformação envolve um complexo desenvolvimento de escamas/lascas tectônicas associadas as unidades de nappes metassedimentares e aos ortognaisses paleoproterozoicos (Complexo Mantiqueira).

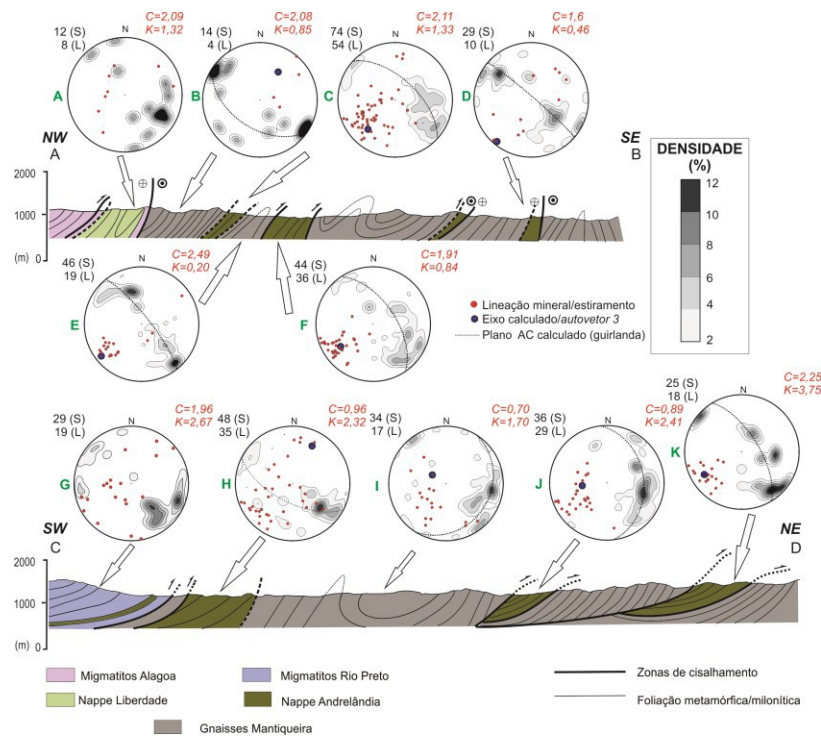


Figura 2: Perfis geológicos e estereogramas em semi-esfera inferior com isofrequência de contagem (2, 4, 6, 8, 10 e 12) da foliação milonítica/foliação metamórfica (S) e lineações de estiramento e mineral (círculos vermelhos) dos arredores de Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG). Índices discriminantes de Woodcock, 1977: C (dispersão) e K (forma), no caso para a distribuição das foliações milonítica/metamórfica.

O principal elemento planar observado é a foliação milonítica a protomilonítica (Figura 3) caracterizada pela isorientação e estiramento mineral de cristais principalmente de quartzo e feldspato. No geral a foliação milonítica (S_m) encontra-se paralelizada a outros elementos planares mais antigos tais como foliação gnáissica e xistosidade (S_2). Associada a foliação milonítica ocorrem lineações de estiramento e lineações minerais (muscovita, biotita etc).

A foliação principal (S_2 ou S_m) é afetada por duas gerações de dobras localmente observadas em padrão de interferência do tipo laço.

Os estereogramas apresentados na figura 2 apresentam algumas características similares. Os estereogramas foram confeccionados no software OpenStereo 0.1.2 e no qual também foram calculados parâmetros estatísticos, como os índices C (dispersão) e K (forma) de Woodcock (1977).

A foliação milonítica/metamórfica apresenta forte dispersão nos estereogramas, sendo que o índice C varia de 0,96 a 2,67 que indica forte dispersão dos dados. Também apresentam valores de K, entre 0,85 e 2,67 indicando distribuição de dados na transição de guirlanda/unimodal. Em alguns estereogramas é possível visualizar com as curvas de isofrequências de contagem padrões de distribuição ao longo de guirlandas. Estas guirlandas apresentam orientação NW-SE, com o autovetor 3 (eixo calculado) no quadrante SW paralelos a concentrações da lineação de estiramento. Também os estereogramas indicam que a foliação principal apresenta mergulhos moderados orientados para SE.

As lineações de estiramento/mineral apresentam direção de caimento NE-SW, sendo que há predomínio de caimento para SW, com ângulos suaves a médios (20-30°). Também apresentam forte dispersão.

De modo geral, os estereogramas evidenciam as dobras com plano axiais NE-SW observados nos perfis e mapa geológico. Também caracterizam este dobramento como assimétrica, com ângulo interflanco fechado a

cerrado e inclinada (eixo e plano axial inclinados). A dispersão (C) e forma de distribuição (K) indicam que não se trata de um dobramento cilíndrico ideal ou o padrão observado foi modificado por fases posteriores de dobramento/deformação.

4. CONCLUSÕES

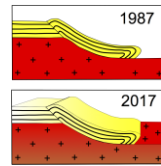
A região entre Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG) constitui-se uma feição morfológica linear, a qual o Rio Grande apresenta-se alinhado. Em diversos trabalhos de cunho cartográfico geológico e sínteses regionais nesta região é delimitado o contato entre as *nappes* Liberdade e Andrelândia. Essencialmente na região são cartografadas unidades litológicas associadas à ortognaisses paleoproterozoico (Complexo Mantiqueira), rochas metassedimentares das *Nappes* Andrelândia e Liberdade, migmatitos (Alagoas e Rio Preto), corpos graníticos e depósitos aluvionares recentes.

A área estudada apresenta como característica marcante o forte controle estrutural associada a zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo. Destacam-se falhas de empurrão de direção NNE-SSW com transporte de topo para NE e falhas NE-SW oblíquas com movimentação lateral destrai. Também ocorrem dobras observáveis em mapa e perfis geológicos com traço axiais NE-SW. De modo geral o padrão da deformação envolve um complexo desenvolvimento de escamas/lascas tectônicas associadas as unidades de *nappes* metassedimentares e aos ortognaisses paleoproterozoicos (Complexo Mantiqueira).

Agradecimentos: Os autores agradecem à FAPESP (processos 00/11416-3 e 02/10568-0) pelo apoio financeiro. Ao geólogo Fabricio Barreto Kacinskas pela participação nos trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17, 1-29.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A., Vlach, S.B.R., Caby, R., Szabó, G.A.J., Vasconcelos, P. (2004). Migração de Orogênes e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP: Série Científica*, 4 (1): 13-40.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Junior, O. (2007). Sistema de *Nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 37, 47-60.
- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr., O., Basei, M.A.S., (2010). Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, 180, 125-142.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., (2011). Orogeny Migration and tectonic setting of the Andrelândia nappe system: An Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 393-406.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C. (2008). Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160, 108–126.
- Heilbron, M., Tupinambá, M., Junho, M.C.B., Ribeiro, A., Pacciulo, F.V.P., Trouw, R., Valeriano, C.M., Toledo, C., Medeiros, R.M., Roig, H.L. (2003). Mapa geológico – Folha Santa do Jacutinga – Projeto Sul de Minas. Escala 1:100.000. Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG.
- Heilbron, M.; Almeida, J.C.H., Silva, L.G.E., Palermo, N., Tupinambá, M, Duarte, B.P., Valladares, C., Ramos, R.C., Ribeiro, A., Sanson, M. (2007). Geologia e Recursos Minerais das folhas Santa Rita do Jacutinga, Barra do Pirai, Volta Redonda e Angra dos Reis. Escala 1:100.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM .
- Pacciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., (2000). The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 200-202.
- Woodcock, N.H. (1977). Specification of fabric shapes using an eigen value method. *Geological Society American Bulletin*, 88, 1231-1236.



ANÁLISE DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS NA REGIÃO DE LIBERDADE (MG)

Sergio W. de Oliveira Rodrigues¹

¹Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: swor@uerj.br

1. INTRODUÇÃO

A região próxima ao município de Liberdade (MG) encontra-se inserida na borda sul do Cráton do São Francisco relacionada à suas faixas móveis marginais. Consiste em um complexo orógeno colisional relacionado às colisões oblíquas entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental (Fuck et al., 2008). Neste domínio ocorrem duas importantes províncias geotectônicas Mantiqueira e Tocantins (Almeida et al. 1981). É constituída predominantemente por rochas pré-cambrianas associadas a sistemas de nappes que incluem rochas paleoproterozoicas de embasamento alóctones, sequências de rochas vulcano-sedimentares neoproterozoicas metamorizadas e suítes granitoides intrusivas de afinidade diversa.

A região entre Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG) constitui-se uma feição morfológica linear, a qual o Rio Grande apresenta-se alinhado. Esta feição é observável em imagens de sensores remotos e fotografia aérea. Em diversos trabalhos de cunho cartográfico geológico e sínteses regionais (Pacciulo et al., 2000; Heilbron et al., 2003 e 2007; Campos Neto et al., 2007 etc) nesta região é delimitado o contato entre as nappes Liberdade e Andrelândia. No geral é caracterizada como uma zona de cisalhamento de caráter inverso associado a empurrões (Pacciulo et al., 2000; Heilbron et al., 2003 e 2007). A região que abrange a área estudada é geomorfologicamente inserida na Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande (Santos, 1999).

Neste trabalho procurou-se detalhar os aspectos estruturais desta região de forma a contribuir para o entendimento da evolução estrutural e sua relação com as feições geomorfológicas observadas em sensores remotos. Para tal objetivo, foi realizada uma análise de lineamentos estruturais conforme os procedimentos por Liu (1984) e Riccomini e Crósta (1988) que utilizam imagens de sensores remotos. Neste trabalho foram utilizados modelos digitais de terreno (MDTs) a análise de lineamento estruturais.

2. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

O mapeamento geológico e estrutural realizado neste trabalho teve seu enfoque entre os municípios de Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG). As unidades litológicas mapeadas apresentam uma direção NE-SW, com formas alongadas e sigmoides (Figura 1).

Essencialmente foram cartografadas unidades litológicas associadas à ortognaisses paleoproterozoico (Complexo Mantiqueira), as Nappes Andrelândia e Liberdade, migmatitos (Alagoas e Rio Preto), corpos graníticos e depósitos aluvionares recentes.

Os ortognaisses paleoproterozoicos são relacionados por Campos Neto et al., (2007, 2010 e 2011) ao Complexo Mantiqueira. Constituem a principal unidade em área da região mapeada. Ocorre como corpos intercalados tectonicamente com unidades de rochas metassedimentares associadas as Nappes Andrelândia e Liberdade. Caracteriza-se pelo predomínio de um migmatito estromático (localmente também oftalmítico) de bandamento centimétrico a métrico.

As unidades de rochas metassedimentares são associadas as Nappes Liberdade e Andrelândia. As rochas/unidades relacionadas à Nappe Liberdade localizam-se na porção sul da área de estudo. As associadas a Nappe Andrelândia localizam-se na porção central e são fortemente imbricadas tectonicamente com os ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Mantiqueira.

Conforme Campos Neto et al. (2007) os metassedimentos associados a Nappe Liberdade são essencialmente de natureza psamo-pelítico (mica-xistos e quartzitos), também ocorrem unidades relacionadas a rochas migmatíticas (Migmatitos Alagoa) e metaultramáficas.

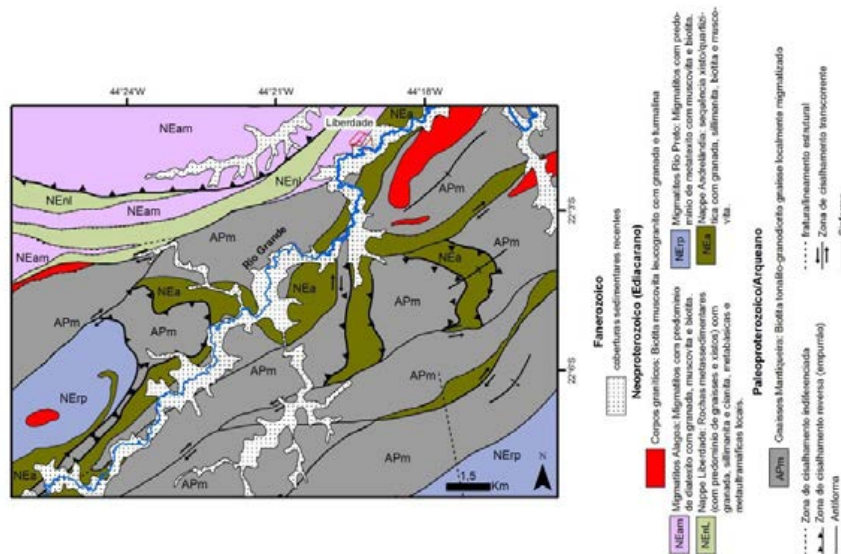


Figura 1: Mapa geológico dos arredores de Liberdade (MG) e Bocaina de Minas (MG).

Os metassedimentos associados a *Nappe* Andrelândia na região estudada são correlacionados por Junho (1993) e Heilbron et al. (2007) ao Grupo Andrelândia. Campos Neto et al., (2007) caracteriza estes metassedimentos ao topo da *Nappe* Andrelândia denominando-os como Xisto Serra da Boa Vista.

Na área estudada ocorrem duas unidades de rochas migmatíticas: Migmatitos Alagoas e Rio Preto. Campos Neto et al. (2004 e 2007) associa a primeira delas é associada a *Nappe* Liberdade, enquanto a outra a *Nappe* Lima Duarte.

Ao longo da área mapeada ocorrem corpos graníticos concordantes a foliação regional, de contato brusco ou gradacionais dentro das unidades de rochas metassedimentares.

Ocorrem também uma série de coberturas sedimentares recentes associadas principalmente a depósitos aluvionares. Constituem depósitos nas margens, fundos de canal, e planícies de inundação de rios. Destacam-se os depósitos associados ao Rio Grande onde são observadas feições geológicas como meandros abandonados.

3. ANÁLISE DE LINEAMENTO ESTRUTURAIIS

A interpretação de lineamentos estruturais foi realizada a partir de procedimentos descritos por Liu et al (1983) e Riccomini & Crósta (1988) que utilizam imagens de sensores remotos para interpretação de lineamentos estruturais. Neste trabalho foram confeccionados modelos numéricos de terreno (MNTs), construídos a partir dos dados topográficos da folha topográfica Liberdade digitalizada (Escala 1:50.000), sendo os dados pré-tratados em programas como MapInfo, PCI Geomatics e ENVI (o qual foi utilizado para a confecção dos modelos finais, com os ajustes de cor e iluminação). Para a análise de lineamentos foram utilizados mapas de relevos sombreados, um com iluminante posicionado a N45°E, outro a N45°W e ambos com inclinação de 40° (Figura 2 a e b). As propriedades dos lineamentos (azimute, comprimento) foram obtidas automaticamente no programa ArcGis 10.1 e os dados tratados no programa GeOrient 9.4.5 (Holcombe, 2010). Diagramas de rosáceas foram então gerados, utilizando a somatória dos comprimentos em intervalos azimutais de 10° e frequência de orientações dos lineamentos observáveis em mapa e perfis geológicos com traço axiais NE-SW. De modo geral o padrão da deformação envolve um complexo desenvolvimento de escamas/lascas tectônicas associadas as unidades de nappes metassedimentares e aos ortognaisses paleoproterozoicos (Complexo Mantiqueira).

O diagrama de rosáceas de somatória de comprimento de lineamentos versus orientação (figura 3 A) obtido para área destaca duas orientações principais de lineamentos: WNW e ENE. A direção ENE reflete em parte uma possível orientação condicionada pelas estruturas associadas aos limites das nappes Liberdade e Andrelândia que ocorre na área estudada. O diagrama de rosáceas de frequência de orientação de lineamentos (figura 3B) apresenta o predomínio das direções NNE e E-W, as mesmas constituem importantes feições no relevo da área que relacionam-se com eventos ligados a tectônica rúptil e apresentam-se como importantes descontinuidades observadas nas imagens de satélite e MNTs.

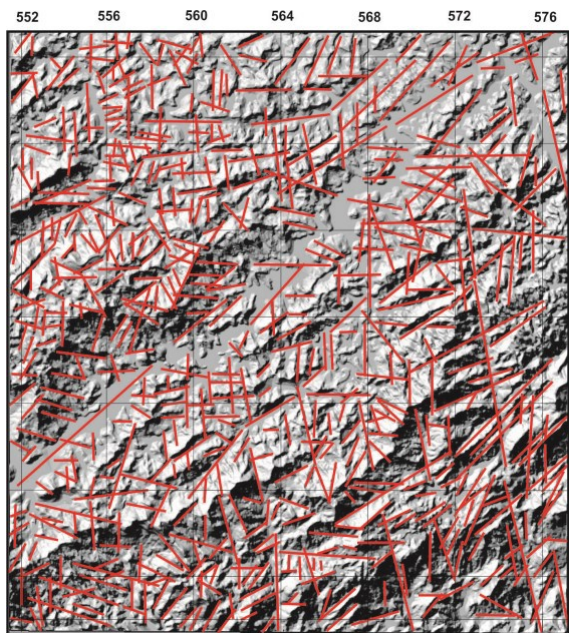


Fig. 2 a - Mapa de relevo sombreado com iluminante situado a N45.W, inclinação de 40°, com lineamentos estruturais interpretados (linhas vermelhas)

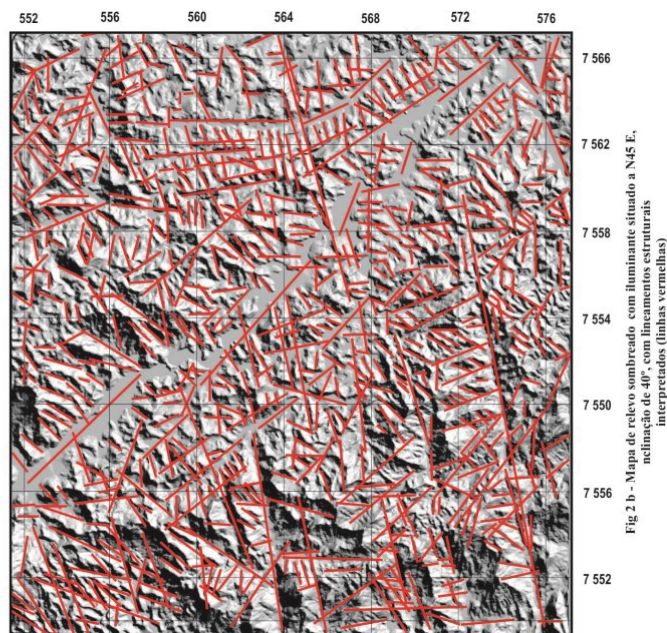


Fig. 2 b - Mapa de relevo sombreado com iluminante situado a N45.E, inclinação de 40°, com lineamentos estruturais interpretados (linhas vermelhas)

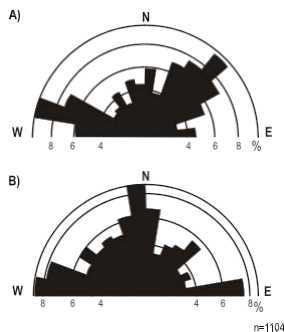


Figura 3 A: Rosácea de somatória de comprimento de lineamentos versus orientação. Todos os lineamentos.

Figura 3 B: Rosácea de frequência de orientação de lineamentos. Todos os lineamentos.

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os esforços atuantes no Fanerozoico na Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande configuram uma série de feições estruturais ligados a eventos distintos. Santos (1999) apresenta como registros de eventos tectônicos fanerozoicos para região a presença de diques de diabásio, intrusões alcalinas (Itatiaia e Passa Quatro), depósitos sedimentares das bacias terciárias (algumas vulcânicas associadas) e depósitos cenozoicos.

Heilbron et al (2007) apresenta datações K/Ar realizadas em diques básicos e alcalinos. Indica o controle de colocação dos diques por zonas de cisalhamento rúpteis de direções ENE (falhas com componente normal) e NNW (falhas com componente de rejeito horizontal dextral). Apresenta idades de 190 a 130 Ma para os diques básicos relacionando-os ao magmatismo básico transicional a francamente alcalino da fase inicial de abertura do Atlântico Juro-Cretácica. As idades dos diques alcalinos obtidas estão entre 80 e 60 Ma, estando associadas ao magmatismo alcalino do Neocretáceo ao Eoceno na época da implantação do Sistema de Riftes da Serra do Mar.

Os depósitos terciários são relacionados ao desenvolvimento de um sistema de riftes gerados no processo de abertura do Atlântico Sul. Riccomini (1989) denomina este sistema de riftes como o Rife Continental do Sudeste Brasileiro, caracterizado por um conjunto de bacias marginais estreitas e alongada paralelamente ao longo da borda sudeste brasileira e com importantes reativações até o cenozoico.

A oeste de Liberdade situa-se a Bacia de Aiuruoca constituída por uma série de depósitos terciários situados no município homônimo e suas redondezas. A partir das características estruturais desta bacia, Santos (1999) apresenta evidências de dois eventos tectônicos regionais (Paleógeno e Neógeno-Quaternário). O primeiro, distensivo está associado á abertura do Oceano Atlântico (correlacionável ao desenvolvimento de Rife Continental do Sudeste Brasileiro), e o segundo, transcorrente, à atividade neotectônica intraplaca. Esta atividade tectônica cenozóica modificou a paisagem através do rearranjo da drenagem e do relevo, preferencialmente ao longo de zonas de cisalhamento pré-cambrianas dextrais ENE e NE-SW reativadas. O evento distensivo (NW e σ_2 NE sub- horizontais, e σ_1 subvertical) implicou segmentação, basculamento e abatimento de blocos ENE

rumo ao interior, gerando a Bacia Aiuruoca. Atividade neotectônica posterior, transpressiva (σ_1 WNW e σ_3 NNE, sub-horizontais) associada a binário destal E-W, implicou soerguimento da área e consequente inversão do relevo.

Carvalho (2001) através da análise de populações de falhas quaternárias na região do Cinturão Ribeira e utilizando a análise de lineamentos por MNTs (região de Aiuruoca, Serra da Mantiqueira e Maciço de Itatiaia-Passa Quatro) também caracteriza esforços compressivos de direção E-W ambos associando estes esforços a atividade neotectônica.

Ao considerar as direções WNW e ENE obtidas na análise de lineamentos como pertencentes a um conjugado de cisalhamento (prováveis R e R'), obtém-se o esforço compressivo orientado E-W compatível com a literatura. A figura 4 ilustra as relações possíveis dentro de um modelo de descontinuidade em uma zona de cisalhamento rúptil destal. No caso, a direção ENE em parte pode ser associada a falhas do tipo R (ou a falhas de primeira ordem) e a direção WNW comportaria-se como falha do tipo R'. A direção NNE representaria a falhas do tipo X e a direção E-W a fraturas T.

Outro fato que corrobora para que os lineamentos WNW e ENE sejam representativos de atividade neotectônica ou de tectônica mesozoica é fato de que as mesmas afetam as intrusões alcalinas cretáceas de Itatiaia e Passa Quatro, conforme Carvalho (2001).

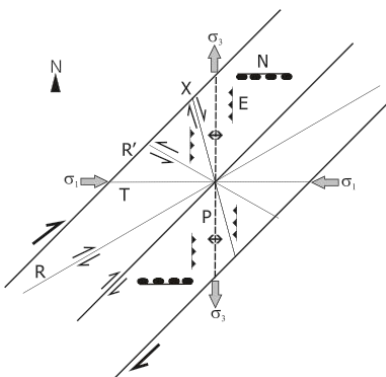
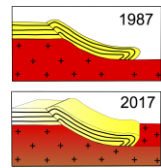


Figura 4: Modelo de descontinuidades em uma zona de cisalhamento destal rúptil (cisalhamento simples) de direção NE-SW, apresentando as estruturas mais comuns. R e R' - par conjugados de falhas (Riedel), T - fraturas de partição (onde desenvolvem-se estruturas extensionais como falhas normais), P e X - sistema de falhas secundárias; dobras (↔), N - falhas normais e E - falhas de empurrão ou inversas.

Agradecimentos: O autor agradece à FAPESP (processos 00/11416-3 e 02/10568-0) pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17, 1-29.
- Campos Neto, M.C., et al. (2004). Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP: Série Científica*, 4 (1): 13-40.
- Campos Neto, M.C. et al. (2007). Sistema de *Nappes* Andrelândia, setor oriental: litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 37, 47-60.
- Carvalho, C. H. G. 2001 - Assinaturas extensionais da Nappe Aiuruoca-Andrelândia - Monografia de trabalho de formatura - Universidade de São Paulo. Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C. (2008). Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, 160, 108–126.
- Heilbron, M, et al. (2003). Mapa geológico – Folha Santa do Jacutinga – Projeto Sul de Minas. Escala 1:100.000. Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG.
- Heilbron, M.; et al (2007). Geologia e Recursos Minerais das folhas Santa Rita do Jacutinga, Barra do Piraí, Volta Redonda e Angra dos Reis. Escala 1:100.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM .
- Liu, J. K. ; Wu, C. N. ; Chuang, M. Y. 1983. Relations between lineaments, joints patterns, seismicity, and tectonic stresses in Taiwan Island. *Proceedings of the 17th International Symposium of remote sensing of Enviroment*, Ann Arbor
- Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R.A.J., (2000). The Andrelândia Basin, a neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 200-202.
- Riccomini, C. 1989. O rift continental do Sudoeste do Brasil. Tese de doutorado. IGc-USP. São Paulo, 256p
- Riccomini, C. & Crósta, A. P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em produtos de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandiras, SP. *Boletim do Instituto de Geociências- USP* .V.19. p: 23-27
- Santos, M. 1999. Serra da Mantiqueira e Palnato do Alto Rio Grande: a Bacia Terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. Tese de Doutorado. UNESP. Rio Claro. V.1. 134p



ANÁLISE GEOLÓGICA-ESTRUTURAL DAS PORÇÕES NOROESTE E SUDESTE DE CACHOEIRA DO CAMPO, MG

Leonardo Vigário Moreira de Castro¹, Pedro Henrique Silva Barbosa², Gustavo Carpentieri³, Glauco Angeli⁴, Daniel Goulart Campos⁵, Bruno Vigário Moreira de Castro⁶, Felipe Portella Vigário⁷, Carolina Mello Rodrigues⁸

¹ Centro Universitário de Belo Horizonte, leonardovigario@hotmail.com

² Centro Universitário de Belo Horizonte, pedrotfc@yahoo.com.br

³ Centro Universitário de Belo Horizonte, gustavocarpentieri@outlook.com

⁴ Universidade Federal De Ouro Preto, glaucoangeli@yahoo.com.br

⁵ Centro Universitário de Belo Horizonte, danielgoulartcampos@gmail.com

⁶ Centro Universitário de Belo Horizonte, bruno.vigario8@gmail.com

⁷ Centro Universitário de Belo Horizonte, fpvigario@gmail.com

⁸ Centro Universitário de Belo Horizonte, carolina.mello.rodrigues@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Cachoeira do Campo, distrito de Ouro Preto-MG, foi a área de estudo explorada em 20 km² na sua porção sul, em uma seção diagonal, com direção NW/SE. O município está localizado a Sudeste do Estado de Minas Gerais, à 72 km da capital Belo Horizonte, no Quadrilátero Ferrífero, ocupando a porção Centro-Sudeste. A Geologia regional é composta pelo Complexo do Bação (embasamento granito-gnáissico) e pelo Supergrupo Rio das Velhas (metavulcano-sedimentar) ambos, de idade Arqueana.

O primeiro trabalho relacionado com a geologia estrutural da área foi feito por Door (1969) que definiu períodos de deformação no Quadrilátero Ferrífero. Desde então, diversas interpretações foram apresentadas afim de explicar a evolução estrutural da região.

O tectonismo atuante na área, ocasionou três eventos deformacionais principais. Os dois primeiros seguem a proposição de Neves *et al.* (1990) sendo eles, Jequié (Arqueano ocorrendo de 2,7 a 2,5 Ga), com altos estruturais de direção N/S provenientes de um regime transpressional; Transamazônico (Paleoproterozóico de 2,2 a 1,9 Ga) característico por dois tipos de deslocamentos, transpressivo dextral e transtrativo dextral gerando direções SW/NE; Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior a Paleozóico inferior de 700 a 450 Ma) que segundo Almeida *et al.* (1973) sua característica é marcada pela similaridade com o ciclo de Wilson, por ser um evento supercontinental e Ruhkys *et al.* (2012), conceitualiza o evento como contracional, que produziu um cinturão de dobramentos e cavalgamentos, gerando estruturas preferenciais na direção E/W.

Na região existem poucos afloramentos e dados estruturais em detalhe, motivando a realização do trabalho que objetivou avaliar as estruturas geológicas (dobras, fraturas, falhas e acamamento) da região de Cachoeira do Campo, a fim de correlaciona-las com os eventos deformacionais regionais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento da pesquisa contou com a delimitação da área através de Sensoriamento Remoto e

Geoprocessamento, utilizando o Google Earth com imagens de 2016. As estruturas observadas foram analisadas e correlacionadas com as drenagens e zonas homólogas, gerando dados importantes para a campanha de campo. Ao longo de Cachoeira do Campo, foram amostradas litologias representativas por suas feições e por análise macroscópica. Respectivamente adotou-se uma dinâmica de coleta com um espaçamento de 3 em 3 metros em cada afloramento, com isso, foram colhidas medidas de faturamento, bandamento e eixos de dobras, gerando aproximadamente 120 medidas no total que foram posteriormente tratadas no Estereonet para determinar a tendência de direção da região estudada.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Apesar do resultado geral ser um pouco confuso, pelo fato dos dados tratados no Esterionet apresentarem uma direção a qual alguns autores julgam ser diferente, foram levantadas algumas hipóteses importantes devido a correlação das medidas colhidas nos diferentes litotipos com suas direções preferenciais apresentadas. O Complexo do Bação (TTG) teve suas medidas variando de N/S a NNE/SSW o qual se enquadra ao evento Jequié de idade arqueana. Os metapelitos do Grupo Nova Lima em contato com o Grupo Maquiné, respectivamente adentrando em uma modesta parte no Supergrupo Minas de idade Paleoproterozóica, apresentaram direções preferencias NE/SW se enquadrando ao evento Transamazônico, por sua vez também sendo Paleoproterozóico.

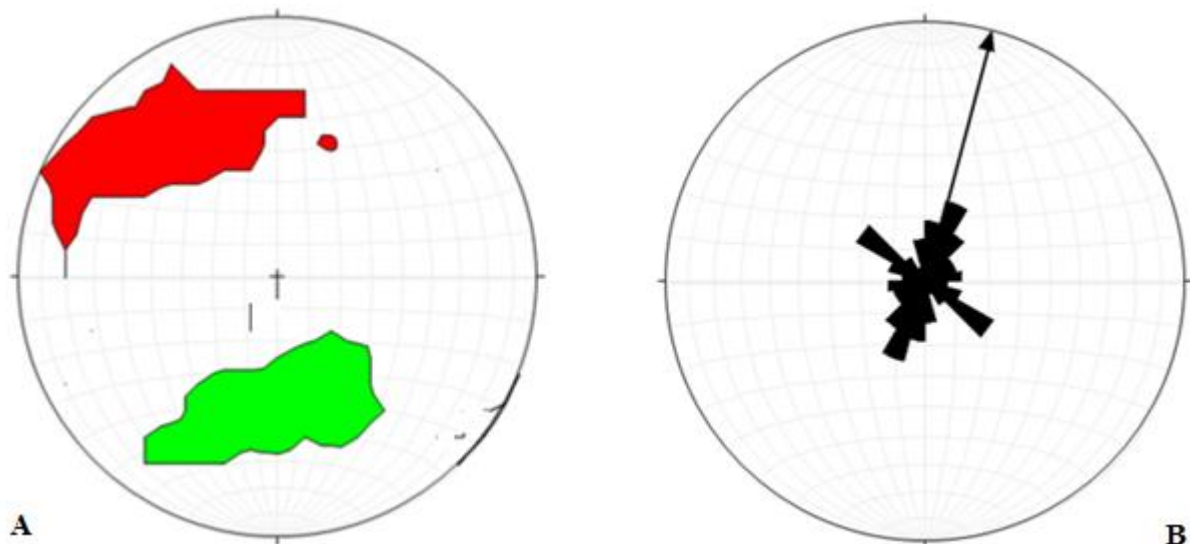


Figura 1: (A) Estereograma representativo das atitudes principais dos bandamentos coletados em campo, representados por seus polos, que indicam uma tendência de mergulho principalmente para SW, com alguns subordinamentos a SE. (B) Diagrama de Roseta representativo das famílias de fratura coletadas em campo, demonstrando a tendência principal de faturamento em NNE/SSW, com fraturamentos secundários em NW/SE.

4. CONCLUSÃO

Após analisadas diversas medidas de fraturas nas rochas, como: Gnaisses, Granitos, Xistos e Metapelitos observou-se que há um padrão direcional preferencial para NE/SW, o que nos permite associá-las, em grande parte, ao evento transpressional transamazônico, ocorrido no Quadrilátero Ferrífero aproximadamente há 2 G.a (Proterozóico), que por sua vez, apresenta suas tensões principais nas mesmas direções, NE/SW. Os resultados apresentados buscam contribuir com a caracterização tectônica de Cachoeira do Campo, que antes deste trabalho, não haviam estudos nesse nível de detalhe, gerando portanto, uma base de medidas para futuros trabalhos na região.

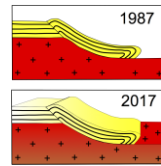
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. (1998). Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, Amsterdam, v.90, p.29-58.
- ALMEIDA, F.F.M; AMARAL, G.; CORDANI, U., e KAWASHITA, K. (1973). The Precambrian Evolution of South American Cratonic Margin South of Amazon River. *The South Atlantic*, New York: Springer US, p.411-446.
- BALTAZAR, O.F.; ZUCCHETTI, M. (2000). Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. 31st International geological Congress, Rio de Janeiro.
- BRAGA, S. C. M. (2006). Modelagem Estrutural e Geofísica da Porção Centro-Norte do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado do Departamento de Geologia da Escola de Minas - UFOP, Ouro Preto.
- DORR, J.V.N. (1969). Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey, Washington.
- ENDO, I. (1997). Regimes tectônicos do Arqueano e proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese de doutorado do Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica - USP, São Paulo.
- ENDO, I.; MACHADO, R. (2002). Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da Região do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. São Paulo, v.2, p23- 40.
- FIGUEIREDO, M. A.; VARAJÃO, A.F.D.C.; FABRIS, J.D; LOUTFI, I.S. (2002). Aspectos Pedogeomorfológicos e Mineralógicos de uma Topossequência de Solos Gnáissicos no Complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil. *Instituto de Geociências, UFRGS, Rio Grande do Sul*, v.29, n.1.
- MARSHAK, S.; TINKHAM, D.; ALKMIM, F.; BRUECKNER, H.; BORNHORST, T. (1997). Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse-core complexes, diapirs, or neither. Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean Orogeny. *Geology*, v.25, n.5, p.415-418.

OLIVEIRA, O.A.B.; OLIVITO, J.P.R.; SILVA, D.R. (2011). Caracterização da Unidade Espeleológica e das Unidades Geomorfológicas da Região do Quadrilátero Ferrífero – MG. Sociedade Brasileira de Espeleologia, Campinas, v.22, n.1, p. 61-80.

RUCHKYS, Ú, de A; MACHADO, M.M.M; CASTRO, P. de T.A; RENGER, F.E.; TREVISOL, A; BEATO, D.A.C. (2012). Geoparque Quadrilátero Ferrífero (MG). Geoparques do Brasil: propostas. 1ª Edição. Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro.

SCHOBENHAUS, C. (2014). Glossário Geológico Ilustrado. Serviço Geológico Brasileiro - CPRM, Brasília.



ANÁLISE CINEMÁTICA ESTRUTURAL NA REGIÃO DA SERRA DE JACOBINA – SISTEMAS DE FALHAS E DOBRAMENTOS

Fabrcio Pereira dos Santos¹, Daniel Augusto de Miranda², Rita Cunha Leal Menezes², Carolina Reis²

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, e-mail: fabrcio.santos@cprm.gov.br.

² CPRM – Serviço Geológico do Brasil

INTRODUÇÃO

Localizada na porção centro-leste do estado da Bahia, a serra de Jacobina representa um sistema montanhoso extenso cerca de 250 km, desde a região de Piritiba-BA até a norte de Senhor do Bonfim-BA. Trata-se de um importante centro de extração mineral e se destaca pelas ocorrências como ouro, manganês e esmeralda. Inserido no Projeto de Integração Geológica e Avaliação do Potencial Metalogenético da Serra de Jacobina e do Greenstone Belt Mundo Novo da CPRM/SGB este trabalho objetiva a caracterização e construção do arcabouço tectono-estrutural, visando a correlação com a formação de depósitos minerais, dando especial atenção ao sistema de falhas Pindobaçu, de grande expressão e representação.

Resultado da integração de variados métodos e ferramentas, incluiu análise cinemática e coleta em campo, lâminas petrográficas, sensoramento remoto e importante interpretação dos produtos geofísicos de magnetometria e gamaespectometria.

GEOLOGIA REGIONAL

Inserida no contexto do Cráton São Francisco, a bacia encaixa-se na porção leste do Bloco Gavião (BG) e possui embasamento arqueano, o Complexo Mairi (CM), e é associada à grande zona de sutura compressional NS, conhecida como Lineamento Contendas-Jacobina-Mirante. Há ainda a ocorrência do Greenstone Belt Mundo Novo (GSBMN), Complexo Saúde (CS) e intrusões graníticas (Peucat et al., 2002). A deformação regional é caracterizada pelo resultado de sucessivas acreções na borda leste do Bloco Gavião, conformando o cinturão Paleoproterozóico Itabuna Salvador Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2004).

Partindo do cinturão à leste, o grau de metamorfismo é decrescente em direção à serra ou Grupo Jacobina (GJ). Varia de fácies granulito alto nas unidades dos Complexos Tanque Novo Ipirá e Caraíba, diminuindo para anfíbolito alto a anfíbolito nos Complexos Mairi e Saúde, onde na porção da serra e unidades do greenstone e Grupo Jacobina possui caráter predominante de xisto verde alto.

A feição geomorfológica da serra é composta essencialmente pelo GJ, uma sequência sedimentar onde predominam metassedimentos clásticos médios e grossos, distribuídos nas formações Serra do Córrego (basal), Rio do Ouro e Formação Cruz das Almas. Também compõe a serra, bordejando à leste, o GSBMN conformando um cinturão de rochas vulcanossedimentares litologicamente diversificado, inclui sequências de *Biff's*, xistos, quartzitos, andaluzita xistos e metavulcânicas. (Sampaio et al., 2001; Mascarenhas & Silva, 1994; Couto *et al.* 1978)

ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Com vetor de convergência alinhado aproximadamente EW a WNW a deformação principal reflete a formação do orógeno Itabuna Salvador Curaçá. Na área estudada (Figura 01), de leste para oeste, as unidades de tal cinturão representam uma zona de sutura orogênica com foliação verticalizada e alta obliteração de texturas primárias. Tais unidades são postas em contato com o Bloco Gavião, conseguinte CM, pela Zona de Cisalhamento Mairi, esta se destaca pelo comportamento diferenciado ao longo de sua extensão. Na porção sul tem comportamento basicamente transpressional-sinistral passando a compressional frontal e transpressional-dextral a norte. O domínio do BG, tanto a leste quanto a oeste da serra, sob regime dúctil-rúptil, possui alta deformação, onde observa-se a intrusão de granitos alongados, acompanhando a deformação e delimitando as zonas de cisalhamento. Situação similar pode ser descrita para as unidades do CS, em fácies anfíbolito, mostra ainda expressos dobramentos, assimétricos, comumente indicando transporte para W.

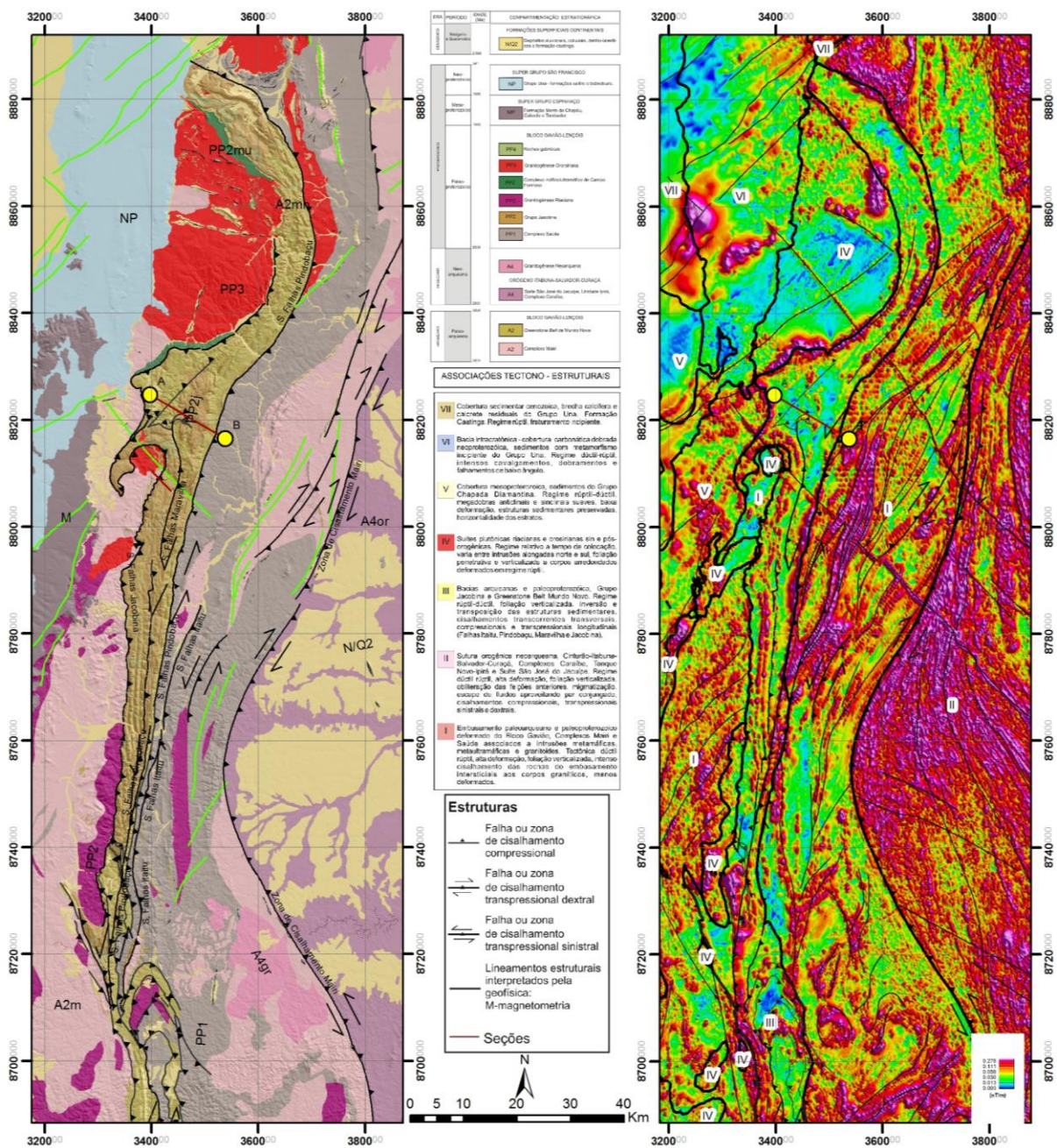


Figura 01 – Carta Associações Tectono Estratigráficas (à direita), Carta Domínios Estruturais (à esquerda) sobrepostos à produto geofísico Análise do Sinal Analítico. Ilustra as principais estruturas observadas na área e sua correlação com os unidades geológicas observadas.

Remetendo ao Lineamento Contendas Mirante e delimitando a Serra de Jacobina, nos domínios do GJ e GSBMN, desenvolve-se a partir da região de Pirituba um feixe de estruturas transpressoriais longitudinais NS que se estende e se abre para norte, além de transcorrentes transversais ao lineamento.

O domínio estrutural composto pelo GJ e GSBMN é, de leste para oeste, marcado pelos grandes sistemas de falhas Itaitu (i), Pindobaçu (ii), Maravilha (iii) e Jacobina (iv). O sistema i, intermediário no Complexo Saúde, é subvertical com mergulho para leste e compressional frontal a transpressional-sinistral; ii - de maior extensão, subverticalizado com mergulho para oeste e leste, marca na porção centro-sul o contato entre as unidades do GSBMN com o CS onde tem comportamento predominantemente transpressional-sinistral. A norte,

na Serra da Paciência, adquire caráter compressional frontal com vergência para oeste; iii - no contato entre a Formação Cruz das Almas e Rio do Ouro, também subvertical e compressional, provoca intensa catáclase e milonitização, ora nos quartzitos ora nas metabásicas e ultrabásicas encaixadas nos vales; o sistema iv marca a borda oeste da Serra, é compressional com mergulho para leste, coloca os conglomerados da Formação Serra do Córrego sobre o embasamento do BG.

Sistema de Falhas Pindobaçu

Com a maior prolongação é o sistema de falhas que demarca a borda leste da Serra de Jacobina, representando o principal componente dentro o feixe de falhas longitudinais presentes. Pode ser traçado desde os intermédios de Mundo Novo até a norte de Jaguarari.

Representa de maneira geral o contato entre a Fm. Cruz das Almas e as outras unidades que bordejam a serra. Sendo, na porção centro sul, rochas do GBMN e a norte por unidades do CS e Granito Jaguarari.

Como dito, possui prolongamento NS sofrendo inflexão e assumindo formato curvo a norte de Missão do Sahy, característica esta atribuída a influência das intrusões graníticas riacianas/orosirianas pouco deformadas de Socotó e Flamengo.

Em sua maior parte subverticalizado com mergulhos para oeste e leste, atribui-se comportamento geral transpressional-sinistral variando a compressional na porção norte, nas proximidades da Serra da Paciência. A partir de onde, adquire também atitudes com mergulhos medianos, predominantemente para leste.

Garimpo da Biquinha

O garimpo da Biquinha, a leste de Saúde-BA, mostra ocorrência aurífera em veios quartzosos encaixados em zona de cisalhamento nos andaluzitas-xistos da Formação Cruz das Almas. Com foliação subvertical mergulhando para E, são observadas ao menos quatro fases de deformação na seguinte ordem: percolação dos veios quartzosos, fase de falhamento reverso vergente para oeste, crenulação com eixo aproximadamente ortogonal à lineação de estiramento da fase anterior e um quarto momento com deslocamento rúptil lateral, em sua predominância sinistral, observado tanto por estiramento mineral quanto por *steps* de falha e rejeito dos veios.

Juntamente com a observação ao longo de todo o prolongamento da serra, este sistema de interações indica a combinação de deformações ora compressivas, ora transpressivas e ora transcorrentes, resultantes de uma deformação inicial EW que evolui para WNW tanto por escape lateral quanto pela influência de novo componente, remontando ao choque dos Blocos Gavião e Serrinha e posteriormente o Bloco Jequié a sul.

Serra da Paciência

A Serra da Paciência (Figura 1), a norte de Pindobaçu, é sustentada por espesso pacote quartzoso metarenítico ora conglomerático referente a Formação Cruz das Almas. Nesta região é possível observar a ocorrência de dobramentos abertos, meso a megascópicos, levemente assimétricos, com vergência para W, eixo de dobramento NS com leve caimento para norte. Apesar do penetrativo padrão de fraturamento em função da competência reológica, pode-se descrever a concentração de estruturas rúpteis cisalhantes e veios quartzosos nas zonas de charneira.

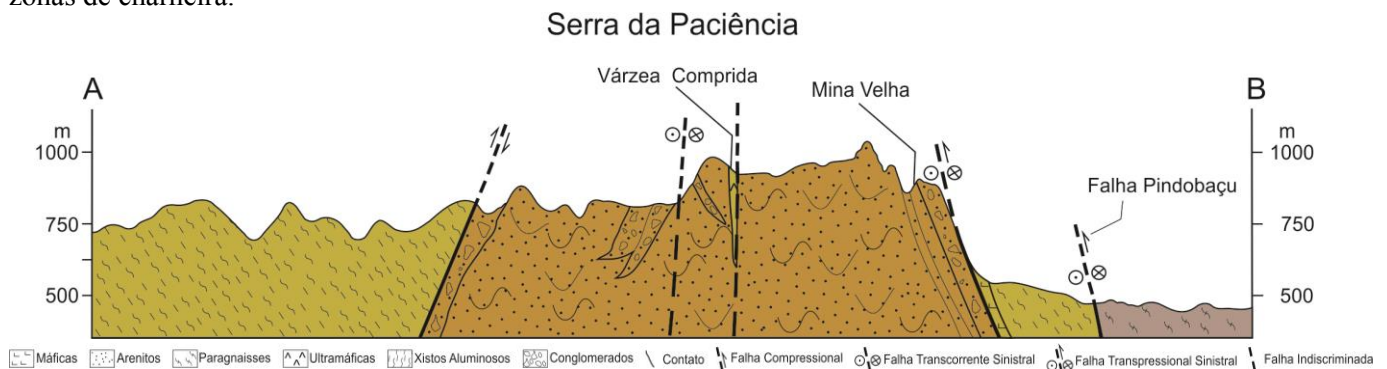


Figura 02 - Seção representativa Serra da Paciência, notar posição dos principais sistemas de falhamento e representação dos dobramentos no pacote metarenítico.

Distante da posição de maior concentração de esforços tectônicos, tal deformação responde basicamente ao esforço EW observado, sendo preservado obliteração por estruturas transcorrentes, como pode ser descrito nas proximidades de Jacobina-BA.

Desta forma a expressão do Sistema de Falhas Pindobaçu fica restrita à borda leste da serra, que por ser descontínuo e curvilíneo afeta irregularmente o contato com a unidade basáltica adjacente, este vê-se ora erosivo, ora tectônico cisalhante. Na localidade do garimpo de Mina Velha, ocorrência aurífera encaixada em rocha máfica, a mineralização se dá em plano de falha cisalhante subvertical com deslocamento que sugere movimento sinistral e que por sua vez é cortado por rampa de empurrão com mergulho mediano a alto para leste.

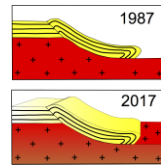
CONCLUSÕES

A partir do entendimento do esforço e das cinemáticas primária e secundária, além da caracterização em domínios geotectônicos, torna-se possível a correlação do arcabouço tectono-estrutural com a evolução geológica e sistemas metalogenéticos na área, representando um importante avanço no conhecimento integrado da região.

Apoio: CPRM – Serviço Geológico do Brasil; Universidade de Brasília

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.* 133,1–27, <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.001>.
- Couto, P.A.; Sampaio, A.R.; Gil, C. A.A., 1978. Projeto Serra de Jacobina; geologia e prospecção geoquímica. Relatório Final. Salvador: CPRM. 12v. Convênio DNPM/CPRM.
- Mascarenhas, J.F., Silva, E.F.A., 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no cráton do São Francisco. Série Arquivos Abertos, vol. 5. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral- CBPM, Salvador. 31 map.
- Peucat, J.J., Mascarenhas, J.F., Barbosa, J.S.F., Souza, S.L., Marinho, M.M., Fan-ning, C.M., Leite, C.M.M., 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsicmetavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco Craton, Bahia (NE Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 363–373, [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00044-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00044-5).
- Sampaio A. R., Santos R. A., Rocha A. J. D., Guimarães J. T. 2001. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Jacobina, folha SC-24-Y-C, estado da Bahia. Escala 1/250.000. CPRM. Brasília, p. 116.



CARACTERIZAÇÃO DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL DOS ARREDORES DE LIMOEIRO (PE), REGIÃO LESTE DO DOMÍNIO RIO CAPIBARIBE, ZONA TRANSVERSAL - PROVÍNCIA BORBOREMA

Caio dos Santos Pereira¹, Maria de Fátima Lyra de Brito¹, Carlos Alberto dos Santos¹, Priscila Rezende Fernandes¹, Milena Rocha de Aquino¹, Roberto Gusmão de Oliveira¹, Nitzschia Regina Rodrigues Domingos¹, Edlene Pereira da Silva¹, Edilton José dos Santos¹

¹ Serviço Geológico do Brasil –CPRM - Superintendência Regional de Recife (PE),
e-mail: caio.pereira@cprm.gov.br

1. INTRODUÇÃO

A área de Limoeiro (PE) situa-se na porção leste do Estado de Pernambuco, nordeste do Brasil, e compreende uma parte da área do Projeto Rio Capibaribe, cujo mapeamento geológico (1:250.000) está em desenvolvimento pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil. A área de Limoeiro (PE) está inserida geotectonicamente na Zona Transversal da Província Borborema, mais especificamente, corresponde a porção leste do Domínio Rio Capibaribe (Figura 1). A área contém uma diversidade litológica formada por embasamento Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, por faixas móveis Neoproterozoicas e por rochas intrusivas Paleoproterozoicas, a Neoproterozoicas. Recentemente, na localidade do sítio Bela Vista, próximo a Limoeiro (PE) foram identificadas exposições de rochas ultramáficas e de *gossans*, com elevadas anomalias químicas de níquel, e com potencialidade para a mineralização em Ni-Cu ± PGE. Essa descoberta possibilitou a abertura de novos estudos e novas oportunidades para exploração na Província Borborema e evidenciou a necessidade de uma melhor caracterização das unidades litoestratigráficas, dos limites tectônicos e idades e, por consequência, o entendimento da evolução estrutural e tectônica da área. Neste contexto, este trabalho visa descrever, os principais traços estruturais identificados na área, obtidos a partir da análise e interpretação dos sensores remotos (imagens de satélite e aerogeofísica) e dos resultados obtidos a partir da análise e interpretação dos dados estruturais adquiridos em campo no desenvolvimento do projeto.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

A área estudada compreende a porção leste do Domínio Rio Capibaribe, que é descrito na literatura como limitado entre a Zona Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste, a norte e noroeste, e o Lineamento Pernambuco, a sul. Na área estudada é identificado o limite sul deste e, restritamente, na porção NW da área, o limite norte é feito através de zonas de cisalhamento contracionais, que o colocam em contato com os litotipos do Domínio Alto Moxotó. Na área estudada engloba um embasamento gnáissico-migmatítico e faixas móveis. O embasamento é constituído por complexos plutonometamórficos e intrusivas paleoproterozoicas, representadas pelos ortognaisses dioríticos a graníticos do Ortognaisse Vertentes (U-Pb em zircão: 2,11 Ga), ortognaisses granodioríticos a tonalíticos do Complexo Salgadinho (U-Pb em zircão: 2,06-2,08 Ga), ortognaisses dioríticos a tonalíticos do Ortognaisse Buenos Aires, ortognaisses graníticos do Ortognaisse Mata Virgem (U-Pb em zircão 1,98 Ga), ortognaisses graníticos a granodioríticos do Ortognaisse Urucuba, e por intrusões anorogênicas do Complexo Gabro-Anortosítico de Passira, (U-Pb em zircão e U-Th-Pb em monazita: 1,7-1,6 Ga). Ocorrem ainda corpos paleo a mesoproterozoicos de ortognaisses graníticos do Ortognaisse Bengala (U-Th-Pb em monazita 1,58 Ga.), e de metagranitoides tipo A Calimianianos da Suíte Intrusiva Serra da Taquaritinga (U-Pb em zircão: 1,557 Ma). Também ocorrem sequências metavulcanossedimentares Eotonianas (Complexo Vertentes) e metassedimentares do Criogeniano-Edicariano do Complexo Surubim-Caroalina (zircão detrítico de < 642 Ma-Neves et al., 2009), este último constituído por (sillimanita)-(granada)-biotita xistos, (sillimanita)-(granada)-biotita paragnaisses, mármore, quartzitos e rochas calcissilicáticas), constituindo uma típica associação QPC (Quartzito-Pelito-Carbonato). Dentro do Domínio Rio Capibaribe, ocorre a Suíte Intrusiva Ultramáfica Vicência (antes denominada Limoeiro) que está encaixado no Complexo Surubim-Caroalina. Nesta suíte ocorre o depósito de Ni-Cu ± PGE na forma de sulfetos maciços e disseminados hospedados em corpos ultramáficos (harzburgitos, ortopiroxenitos) pouco ou não deformados, com estruturas primárias cumuláticas preservadas, e com forma de

conolitos, seguindo o *trend* ENE-WSW (Mota e Silva, 2014). Esta região contém ainda um intenso magmatismo neoproterozoico (Ortognaisse Pinhões e suítes Itaporanga, Conceição e Terra Nova), com *emplacement* sin a tardi-, e tardi a pós-brasiliano, com afinidade geoquímica variada.

3. ANÁLISE DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

A análise e interpretação dos dados e imagens aerogeofísicas da área estudada mostrou que o Domínio Rio Capibaribe está limitado, ao sul, por um expressivo alinhamento magnético na direção ENE-WSW, que se correlaciona com o Lineamento Pernambuco (LP). Ao norte, está compartimentado em dois domínios geofísicos, limitado por outro forte alinhamento magnético de direção E-W, relacionado à Zona de Cisalhamento Coxixola (ZCC), que separa regiões com assinaturas geofísicas distintas entre si. Ao norte da ZCC o padrão é caracterizado por alinhamentos alongados na direção NE-SW, correlacionados com zonas de cisalhamentos, e por anomalias com altos gradientes magnéticos associadas com granitos magnéticos encaixados na direção E-W ao longo da ZCC. Ao sul da ZCC o padrão é marcado por: um gradiente magnético alto, correlacionado às rochas do embasamento e um gradiente magnético baixo associado às rochas metassedimentares do Complexo Surubim-Caroalina e por expressivos alinhamentos magnéticos de direção NE-SW, correlacionados a zonas de cisalhamentos que marcam o limite entre as rochas do embasamento gnáissico e as formações metassedimentares do Complexo Surubim-Caroalina; por apresentar a maioria dos alinhamentos e anomalias magnéticas no embasamento que correspondem a foliação tectônica e intercalações de rochas básicas e ultrabásicas. Nos metassedimentos, na porção centro-norte desta região ocorre um agrupamento de anomalias magnéticas de direção E-W associadas com intrusões de rochas ultramáficas mineralizadas em Ni-Cu ± PGE. Nas duas regiões, a norte e a sul da ZCC ocorrem ainda alinhamentos secundários retilíneos de direção NW-SE, relacionados com deformação rúptil e podem corresponder a falhas e/ou diques, estes por vezes preenchidos com rochas magnéticas de idade cretácia.

4. ANÁLISE ESTRUTURAL

4.1. Análise das Estruturas Regionais

O arcabouço estrutural da área é marcado por traços estruturais dúcteis (foliação, dobras e zonas de cisalhamento) e rúpteis (falhas e fraturas). Em mapa, na área estudada, a foliação/xistosidade é assinalada por traços descontínuos e espaçados (traços da superfície S), ora retilíneos ora encurvados, marcados nas rochas supracrustais. Por vezes estes traços de foliação delineiam dobras regionais, com geometria aberta a fechada, com planos axiais subverticais e eixos com diversas orientações de caimento. As zonas de cisalhamento (ZC) identificadas são marcadas por traços contínuos retilíneos a curvilíneos, aos quais por vezes se associam os traços de superfícies S. Estas ZC são transcorrentes, compressionais, transpressionais e transtracionais, que ora marcam contatos de unidades litotestratigráficas e/ou de domínios estruturais ora controlam o relevo e a drenagem. Observa-se que na área as principais ZC são transcorrentes e ora formam faixas de cisalhamento (LP e ZCC, com direções NE-SW e E-W, respectivamente), ora formam zonas de cisalhamento isoladas de direção NE-SW, retilíneos e descontínuos. Também ocorrem zonas de cisalhamento compressionais ou transpressionais distribuídas nas porções centro-sudeste da área estudada (ZC Pau d' alho e Glória do Goitá) que estão marcadas por traços contínuos a curvilíneos de expressão regional, e que desenvolvem uma trama dúctil de baixo ângulo, com lineação de estiramento indicando o transporte tectônico. Os traços estruturais rúpteis (sistemas de juntas ou fraturas) ocorrem superpostos às estruturas dúcteis (foliações, dobras e zonas de cisalhamento), e estão marcados por traços retilíneos, principalmente na direção NW-SE. Em afloramento observa-se que estes apresentam direções variadas, predominantemente, nas direções NE-SW e NW-SE e por vezes podem se apresentar preenchidos por diques dioríticos e sieníticos e por rochas magnéticas.

4.2. Análise dos Dados de Campo

A análise e interpretação dos dados estruturais permitiram reconhecer na área um modelamento estrutural complexo, formado por superposição de fases de deformação e uma estruturação regional dominada por zonas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes, bem marcadas nos mapas aeromagnetométricos e em campo. O modelamento estrutural da área é formado por pelo menos três fases de deformação (D1 a D3) superpostas, as quais foram afetadas, posteriormente, entre as fases D2 e D3, por zonas de cisalhamento

transcorrentes, que se superpõem às estruturas prévias, condicionando ou deformando as rochas do embasamento, ou ainda produzem o arrasto dos traços de foliação pré-existentes e geram foliações miloníticas, subverticais a verticais.

4.3. Zonas de Cisalhamento

Os dados obtidos em campo estão na figura 2, que mostra o padrão de distribuição das principais foliações miloníticas (S_m) da área, evidenciando um padrão de pólos com densidade máxima no plano médio de $154Az/38^\circ$, e a distribuição das lineações de estiramento mineral (L_x) associadas, com a densidade máxima com sentido e intensidade de $347Az/07^\circ$. A análise e interpretação dos dados estruturais permitiram reconhecer que as foliações miloníticas principais apresentam orientação preferencial nas direções E-W e ENE-WSW (figura 2a). O padrão de distribuição de pólos ocorre nas regiões NNW e SSE e N e S do diagrama, evidenciando o mergulho subvertical das ZC, sugerindo corresponder a zonas de cisalhamento transcorrentes as mais marcantes, presentes na área (LP e ZCC) e aquelas que marcam o limite entre as unidades litoestratigráficas. Neste diagrama também se observa a ocorrência de pólos amplamente distribuídos na região central do diagrama, correspondendo a planos de foliação milonítica de baixo ângulo com caimentos principalmente para SE, e alguns para NE e NW, sugerindo a atuação de cisalhamento contracional, possivelmente correspondendo às ZC Paudalho, Glória de Goitá e Urucuba. Já as lineações de estiramento observadas na Figura 2b mostra que os caimentos principais são para N-S, mas também para E-W, NE, NW, SE e SW. A foliação milonítica que mostra distribuição de pólos nas regiões NNW-SSE e N-S do diagrama e a foliação milonítica de baixo ângulo, com caimento para SE, por vezes para NE e NW, apresentam-se, em campo, desenvolvendo milonitos com mergulhos subverticais a sub-horizontais, e a estas se associam lineações de estiramento sub-horizontais, com direções NNW-SSE, N-S e NNE-SSW sugerindo que o vetor de tensão máxima para estas estruturas está orientado nestas direções.

4.4. Foliação Principal ($S_n = S_2$)

Os dados estruturais coletados nas unidades metavulcaossedimentares e metassedimentares que ocorrem na área (Complexos Vertentes e Surubim-Caroalina) permitiram identificar que a fase D1 gerou a foliação $S_1//S_0$. Na fase D2 a foliação ($S_1//S_0$) é dobrada em dobras isoclinais fechadas, com charneira da dobra F1 ficando localmente preservada como dobras intrafoliais. Com o dobramento isoclinal e transposição da foliação $S_1//S_0$ as estruturas pretéritas são transpostas pela foliação S_2 , e ficam paralelas a subparalelas a foliação S_1 e formam a foliação regional (S_2). Na figura 2c se observa que a foliação S_2 é subhorizontal, podendo ter um mergulho maior ou menor dependendo do anteparo estrutural e da proximidade com zonas de cisalhamento transcorrentes ou de transpurrão. Essa foliação S_2 é a foliação principal no mapa, com caimentos para NW ou SE (plano médio $300Az/5^\circ$). Na Figura 2d observa-se que as lineações L_b e L_c , em geral, apresentam uma distribuição dispersa, o que pode sugerir que a foliação principal S_2 está dobrada em outra fase de deformação D3, ou seja, está ondulada por um D3 a qual raramente forma um padrão de foliação S_3 quando vista nos afloramentos. Os caimentos dos eixos são para N-S, NW-SE e NE-SW, confirmando essa alta dispersão das lineações de eixos de dobras associadas ao redobramento da S_2 pela fase posterior D3.

5. CONCLUSÕES

A análise e interpretação dos dados e imagens aerogeofísicas e dos dados estruturais indica que na área de Limoeiro (PE) o DRC: 1) apresenta assinatura geofísica heterogênea; 2) está compartimentado em dois domínios pela ZCC; 3) nos domínios ocorrem alinhamentos magnéticos NE-SW correlacionados à ZCC; 4) os altos gradientes magnéticos estão associados a granitos magnéticos e às rochas do embasamento; 5) os gradientes magnéticos baixos estão associado às rochas metassedimentares do Complexo Surubim-Caroalina; 6) localmente, ocorre um agrupamento de anomalias magnéticas associadas com intrusões de rochas ultramáficas mineralizadas em Ni-Cu \pm PGE. Além disto, o arcabouço estrutural da área é marcado de deformação dúctil (foliação, dobras e zonas de cisalhamento) e rúptil (falhas e fraturas). Na área a estruturação regional é dominada por ZC transcorrentes, compressionais, transpressionais e transtracionais; e o modelamento estrutural apresenta-se complexo, formado por superposição de fases de deformação. As foliações miloníticas principais apresentam-se orientadas nas direções E-W e ENE-WSW e, por vezes, marcam o limite entre as unidades litoestratigráficas.

A foliação milonítica contracional de baixo ângulo ocorre na porção SE e NNE da área, com caimentos principalmente para SE, e alguns para NE e NW. Nas unidades metavulcanossedimentares e metassedimentares (Complexos Vertentes e Surubim-Caroalina), os dados estruturais sugerem uma evolução estrutural a partir de três fases de deformação, tendo a foliação principal (S2) um caimento sub-horizontal, podendo ter um mergulho maior ou menor, a depender do anteparo estrutural e da proximidade com zonas de cisalhamento transcorrentes ou de transpurrão. Nesta foliação há dobras intrafoliais (So//S1) preservadas e a foliação S2 está dobrada em outra fase de deformação D3, marcada pela dispersão das lineações de eixo de dobra.

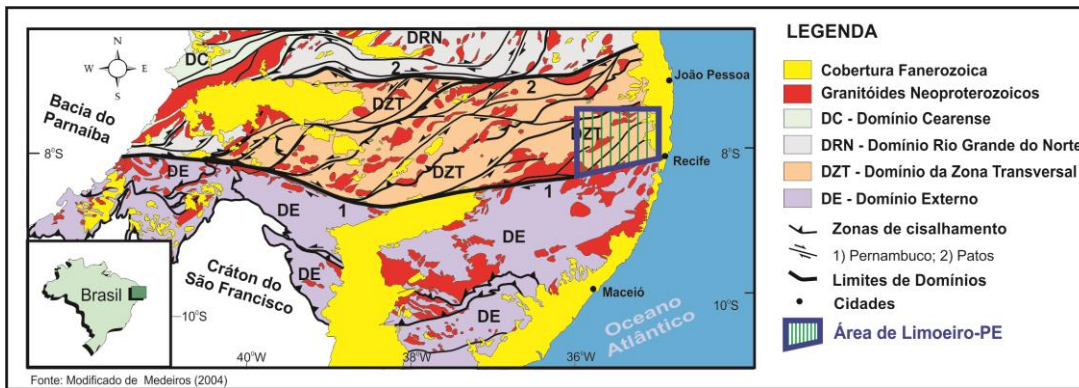


Figura 1 - Localização da área estudada.

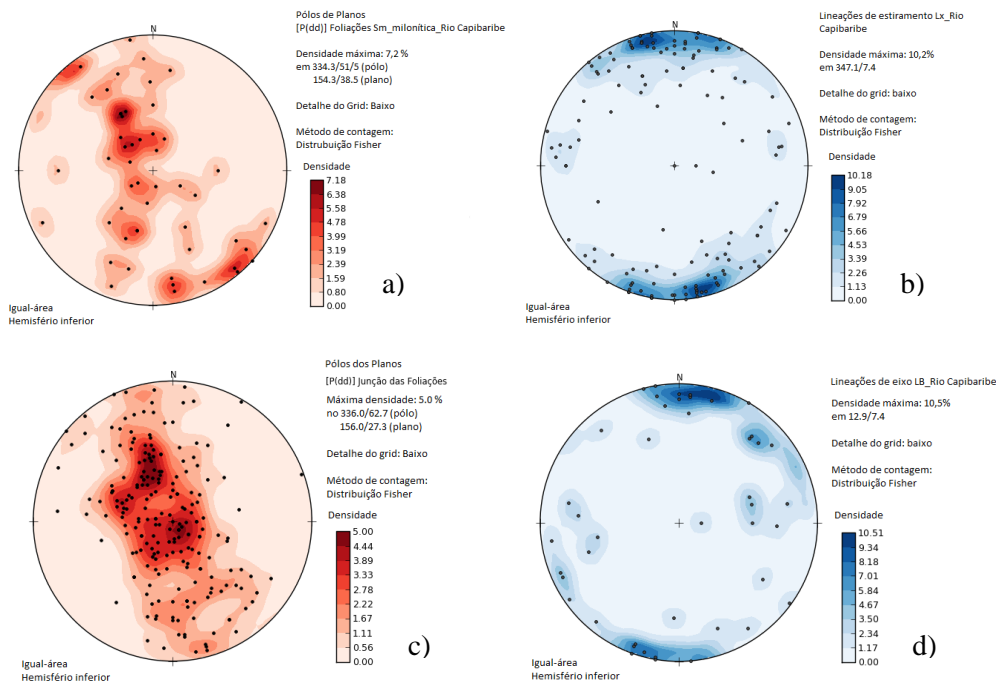
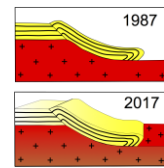


Figura 2: Estereogramas com pólos e densidade das foliações:
a) Foliações Sm miloníticas.
b) Lineações de estiramento mineral Lx.
c) Foliação principal Sn//S2.
d) Lineações de eixo de dobra Lb/ lineações de crenulações Lc.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRITO NEVES, BENJAMIN BLEY DE ET AL., et al. 2013. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). Geologia USP. Série Científica, v. 13, n. 2, p. 97-122.
- MOTA-E-SILVA, J. 2014. O Depósito Sulfetado Ni-Cu-(PGE) de Limoeiro: Metalogênese, Magmatismo máfico e metamorfismo no Leste da Província Borborema. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília – Unb, Instituto de Geociências – IGD, Programa de Pós-Graduação em Geologia.
- NEVES, S.P., BRUGUIER, O., SILVA, J.M.R., BOSCH, D., ALCANTARA, V.C., LIMA, C.M. 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? Precambrian Research 175, 187-205.



STRUCTURAL ANALYSIS AND TRANSITION FROM THIN- TO THICK-SKINNED TECTONICS DURING THE NEOPROTEROZOIC OROGENY IN THE BRASÍLIA BELT

Lucan Mameri¹, Tiago Angelo², Gabriel Bordonal², Pedro Kimura², Stephanie Reis², Marco Antonio Caçador Martins-Ferreira²

¹Géosciences Montpellier, Université de Montpellier 2, Montpellier, France, email: lucan.mameri@gm.univ-montp2.fr

² Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, Brazil, email: tiago_valim@hotmail.com

1. INTRODUCTION

The term thin-skinned deformation will be used to refer to a shallow gently dipping decoupled horizon at the base of a sedimentary cover sequence whereas the term thick-skinned will invoke the deformation in which the crystalline basement and cover are deformed together (Rodgers, 1949, Chapple, 1978). The analysis of whether a fold-and-thrust belt has been deformed dominantly by thick- or thin-skinned deformation styles is highly relevant to evaluate the overall orogenic process, its mechanical behaviour, depth and degree of decoupling within the crust and the amount of shortening (Pfiffner, 2006).

Frequently, the simplified models of deformation in a fold-and-thrust belt consider one or another of these styles affecting a region, however, it rarely address the transition between them in both space and time (Scisciani & Montefalcone, 2006, Madritsch *et al.*, 2008). In this study, we report data from aeromagnetic survey, structural field mapping and microtectonics analysis for assessing the spatial distribution of reactivated deep Paleoproterozoic shear zones and their relation to shallow Neoproterozoic structures in the Brasília Belt, as well as its time and meaning (Fig. 1).

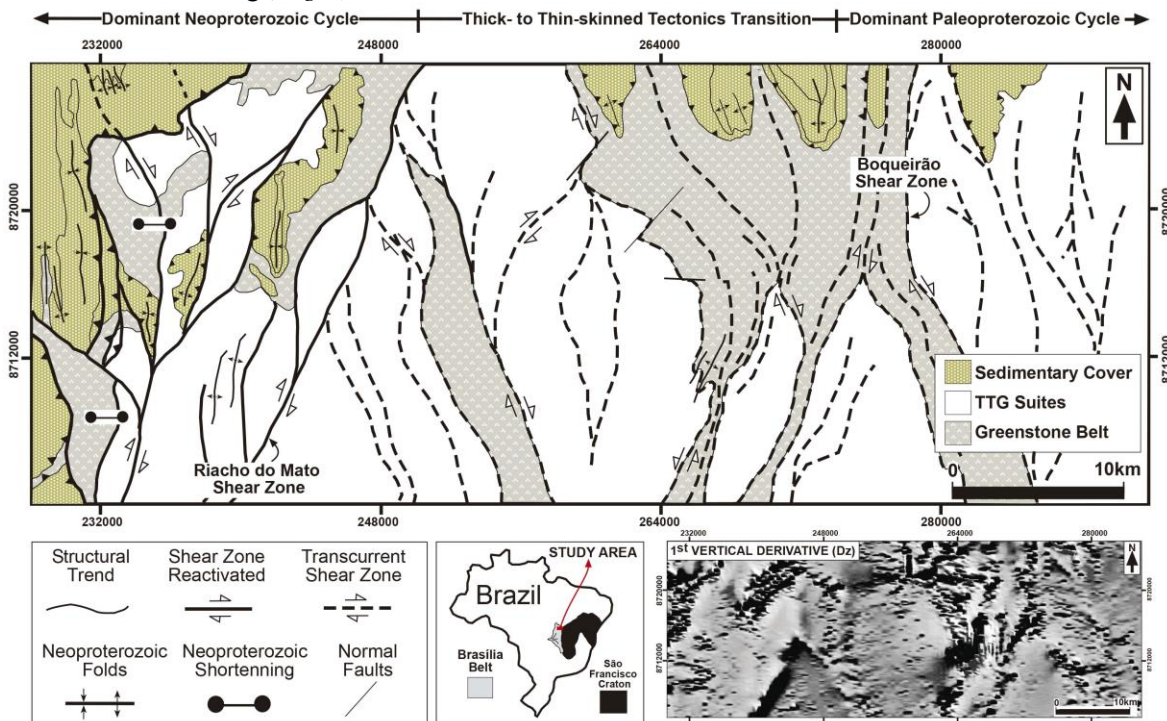


Figure 1: Simplified structural map highlighting the main shear zones and the presumably transition zone between thin- to thick-skinned deformation styles in the studied area.

2. METHODOLOGY

We analysed images from remote sensors and extracted lineaments from Analytical Signal Amplitude (ASA) as well as from the first vertical derivative (Dz) of the magnetic field in order to determine the regional geometry of the study area. Up to 2,500 attitudes of tectonic structures were collected in the field and are here

presented by equal-area lower hemisphere stereographic projections (*Fig.2*). The structural relations in mesoscopic-scale is presented through outcrop pictures and schematic vector drawings. Over 250 thin sections were studied to investigate crosscut relations and metamorphic assemblages associated to the main tectonics structures.

3. GEOLOGICAL CONTEXT

The Brasília Belt was formed during the Brasiliano Orogeny (900 – 600 Ma), involving subduction, magmatism and terrain accretion as result of the consumption of the Goiás oceanic lithosphere (Pimentel, 2016). The study area is located at the northeast portion of the Brasília Belt, where an Archean-Paleoproterozoic basement is exposed, being considered as an extension of the Sao Francisco paleoplate.

In the Almas region, where this study was conducted, the basement is described as a Paleoproterozoic granite-gneisses terrain surrounded by narrow and curvilinear Archean volcanosedimentary rocks (Cruz & Kuyumjian, 1998). These units are partially covered by folded Mesoproterozoic sediments. Previous works recognized gneissic bands and mylonitic foliation in rocks from the basement and interpreted it as formed in amphibolite facies subsequently superimposed by greenschist facies deformation (Borges, 1993).

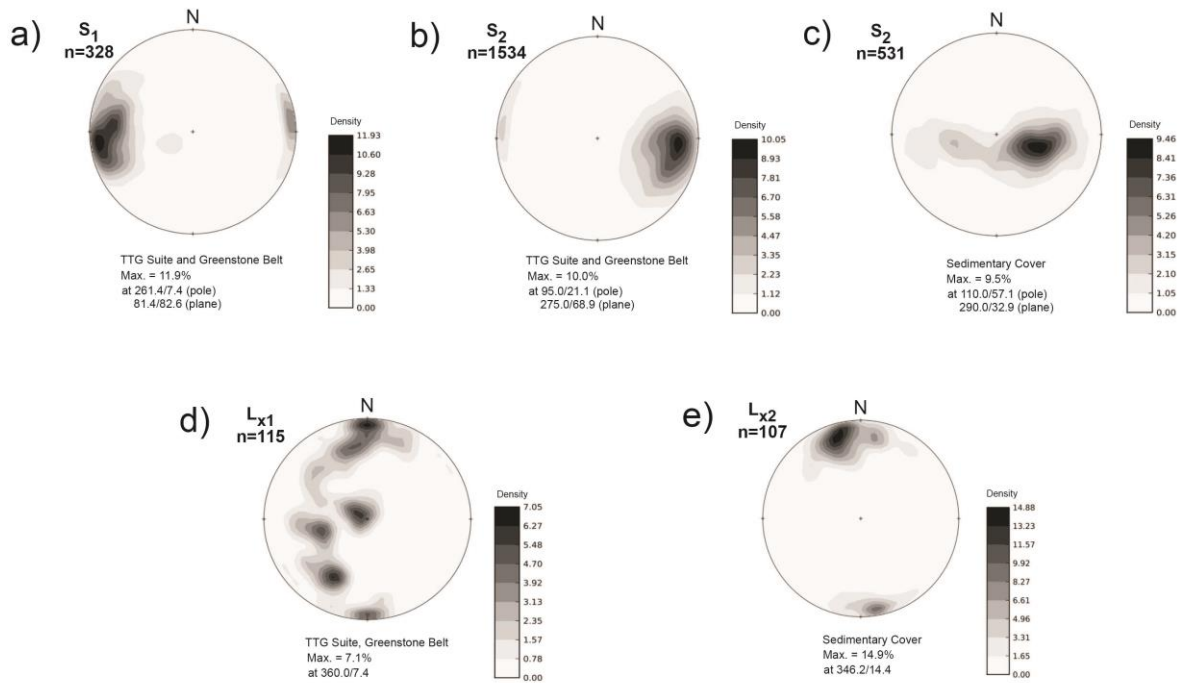


Figure 2: Stereographic projection of the attitudes of the main planar and linear tectonic structures.

4. RESULTS

The main structures described in regional-scale are NNE-SSW to NNW-SSE curvilinear lineaments marked by narrow, high to intermediate, amplitudes of magnetic signal. Notably, some of the lineaments coincide with the limits of the sedimentary cover, especially in the west portion of the study area. These magnetic lineaments commonly display sharp lateral transition to non-linear regions of low magnetic signal amplitude, forming Y-shaped patterns. In the sedimentary sequence the most prominent feature in regional scale is the N-S trend of remnant covers subparallel to the magnetic lineaments.

In field-scale, the basement rocks from the west and central portion of the studied area commonly shows anastomosed protomylonitic to mylonitic foliation dipping moderately towards the west, whereas at the east side of Boqueirão Shear Zone this foliation predominantly dips high angle towards the east (*Fig.2a, b*). Locally overturned folds may be observed affecting a highly penetrative foliation from the greenstone belt sequence. Stretched quartz and plagioclase minerals form sigmoidal structures and LS-type tectonites in the TTG suite

(Fig.3b), remarkably defining girdle distribution in N-S direction close the centre in stereographic projection, therefore subparallel to the basement foliation (Fig. 2d).

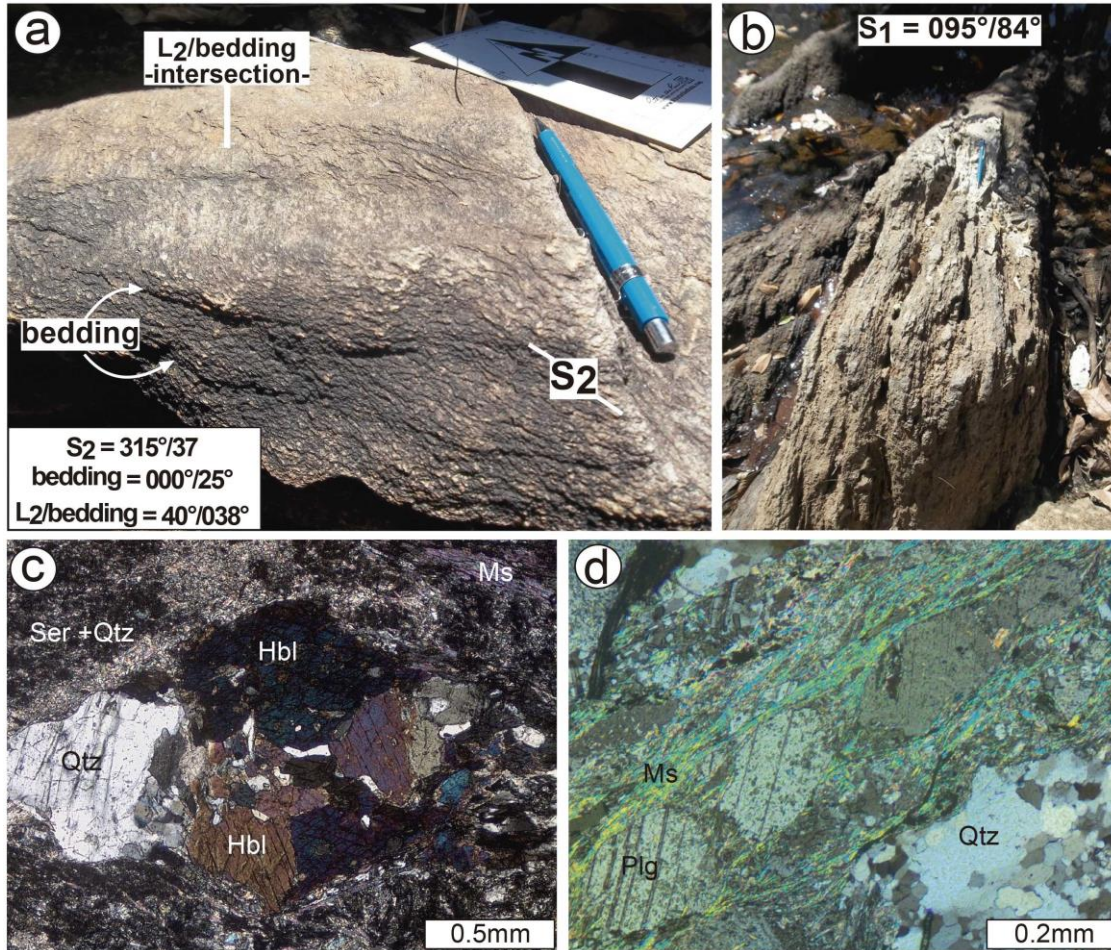


Figure 3: (a) The main planar structures observed in the sedimentary cover and (b) in the basement. Dynamic recrystallization of hornblende (c) and boudinage of plagioclase (d) from the basement rocks. Quartz (Qtz); Hornblende (Hbl); Muscovite (Ms); Sericite (Ser).

The sedimentary sequence from the east shows more preserved primary features compared to the cover from the west side that display a penetrative tectonic foliation dipping moderate to low angle towards west, notably well developed at the base of the sedimentary sequence (Fig.3a). The foliation from the cover exhibit an asymmetric girdle distribution with maximum of poles at 40° from the centre of the stereographic projection (Fig.2c). The mineral lineation is mainly comprised by stretched quartz and/or calcite plunging gently towards the NNW direction (Fig.2e).

In microtectonics scale, plagioclase porphyroclast and hornblende porphyroblast are frequently described rotated, stretched and deflecting the foliation (Fig.3c, d). Polygonal quartz minerals are often documented occurring in strain shadows sometimes with grain boundary migration features. Muscovite and biotite occurs in the strain cap of the porphyroblasts. In the sedimentary cover, epidote porphyroblast is commonly described deflecting the foliation formed by chlorite, muscovite and sericite. Stretched calcite and undulated quartz are often reported, the latter locally polygonized and with subgrain boundaries well developed.

In the west, nearby the Riacho do Mato Shear Zone, the local banding of the basement show folds with vergence towards the east (Fig.4a, b). Interesting, two distinct planar structures might be observed in the TTG suite, being represented by the protomylonitic foliation obliterated by a relatively weak chlorite-muscovite rich foliation (Fig.4c). Neither the cross-cut relation nor the folding were observed in the TTG suite from the east side of the Boqueirão Shear Zone.

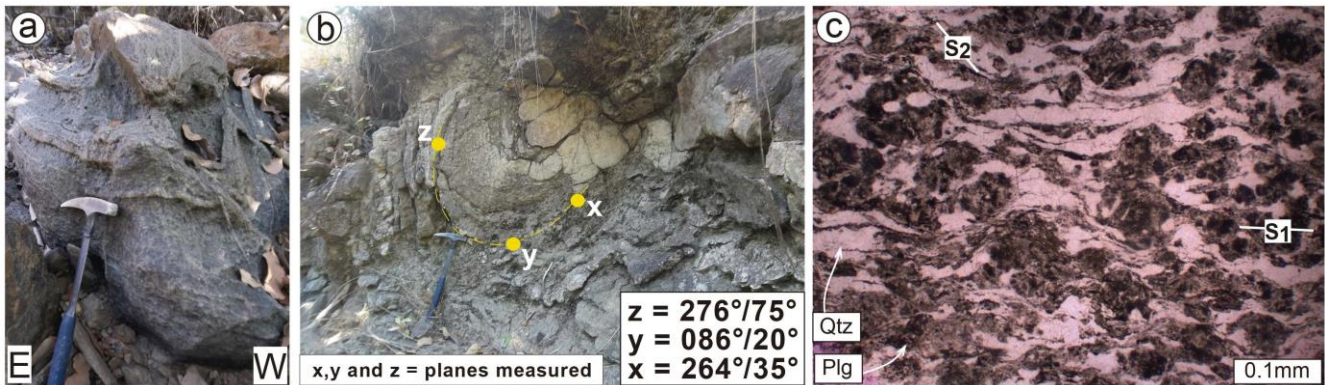


Figure 4: Neoproterozoic deformation affecting previous paleoproterozoic structures from the basement.

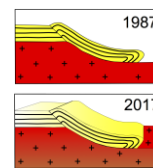
5. DISCUSSIONS AND CONCLUSIONS

Two distinct thermostructural regimes were recognized in the area, one solely imprinted on the basement and the other in both, basement and sedimentary cover. The first is related to Paleoproterozoic ductile deformation in amphibolite facies with an important component of pure shear, as suggested by the stretching lineation from the basement in a girdle distribution subparallel to the protomylonitic foliation. The second regime, Neoproterozoic in age, is associated to brittle-ductile deformation in greenschist facies, forming asymmetric folds in the basement and cover with vergence to the east, thrust and nappes system, remarkably developed in the east portion of the studied area.

The stretching lineation in the cover with rake angles between 30° and 0° suggest the development of Neoproterozoic lateral ramps in the area. The penetrative foliation at the base of the sedimentary sequence especially developed in the west of the studied area testifies in favour of basal decoupling between cover and basement, probably related to the unconformity between them. The intensity of the Neoproterozoic deformation in the basement and sedimentary cover decrease gradually from the west towards the east of the studied area, being notably strong in the east side of the Riacho do Mato Shear Zone and vanishing in the east side of the Boqueirão Shear Zone. Thus, we interpreted part of the geophysical lineaments in the centre and east side of the studied area as indicative of deep-level Paleoproterozoic shear zones partially reactivated during the Neoproterozoic deformation. Hence, we propose here a gradual transition between thick- and thin-skinned tectonics during Neoproterozoic deformation at the centre of the studied area.

REFERENCES

- BAUVILLE, A., & SCHMALHOLZ, S. M. (2015). Transition from Thin-to Thick-Skinned Tectonics and Consequences for Nappe Formation: Numerical Simulations and Applications to the Helvetic Nappe System, Switzerland. *Tectonophysics*, 665, 101-117.
- BORGES, M. D. S. (1993). Evolução Tectono-Estrutural da Região de Dianópolis-Almas, SE do estado de Tocantins.
- CHAPPLE, W. M. (1978). Mechanics of Thin-Skinned Fold-and-Thrust Belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8), 1189-1198.
- CRUZ, E. L. C. C., & KUYUMJIAN, R. M. (1998). The Geology and Tectonic Evolution of the Tocantins Granite-Greenstone Terrane: Almas-Dianópolis Region, Tocantins State, Central Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), 173-182.
- MADRITSCH, H., SCHMID, S. M., & FABBRI, O. (2008). Interactions Between Thin-and Thick-Skinned Tectonics at the Northwestern front of the Jura Fold-and-Thrust Belt (Eastern France). *Tectonics*, 27(5).
- PIFFNER, O. A. (2006). Thick-Skinned and Thin-Skinned Styles of Continental Contraction. *Geological Society of America Special Papers*, 414, 153-177.
- PIMENTEL, M. M. (2016). The Tectonic Evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: A Geochronological and Isotopic Approach. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 67-82.
- RODGERS, J. (1949). Evolution of Thought on Structure of Middle and Southern Appalachians. *AAPG Bulletin*, 33(10), 1643-1654.
- SCISCIANI, V., & MONTEFALCONE, R. (2006). Coexistence of Thin-and Thick-Skinned Tectonics: An Example from the Central Apennines, Italy. *Geological Society of America Special Papers*, 414, 33-54.



ESTUDO PETROGRÁFICO E MICROTTECTÔNICO DOS GRUPO PARANOÁ E CANASTRA, NORTE DO DF E ENTORNO

Rafael Henrique Grudka Barroso¹, José Oswaldo de Araújo Filho², Edi Mendes Guimarães²

¹ Universidade de Brasília – Programa de Pós-graduação, e-mail: rafaelfhenrique.grudka@gmail.com

² Universidade de Brasília

1. INTRODUÇÃO

O presente estudo trata da caracterização de rochas pelíticas da porção norte e do entorno do Distrito Federal, compreendendo rochas pertencentes aos grupos Canastra e Paranoá (Fig. 1; Faria 1995, Freitas-Silva & Campos 1998, Dardenne 2000, Campos et al. 2013).

Contrariamente ao Grupo Canastra – caracterizado claramente como unidade metassedimentar de fácies xisto-verde baixo – às rochas do Grupo Paranoá são atribuídas designações tanto de rochas sedimentares, tais como ritmito, calcário e conglomerado, quanto de rochas metamórficas de muito baixo grau, como ardósia, metassiltito e quartzito. A nomenclatura utilizada para as rochas do Grupo Paranoá tem tido como base aspectos macroscópicos, como a presença de clivagem ardosiária, e da coesão/silicificação dos termos psamíticos. Assim, embora sem apresentar feição metamórfica características às camadas a elas vizinhas e correlacionadas estratigraficamente, é aqui aplicado o termo “meta”, de forma generalizada, como metarritmito, metassiltito e metacalcário.

Para investigar a relação entre diagênese e tectônica nas rochas pelíticas do Grupo Paranoá foram feitas análises de microscopia ótica, com enfoque nas estruturas microtectônicas, enquanto que as rochas do Grupo Canastra foram utilizadas como o padrão de rocha metamórfica na fácies xisto verde baixo.

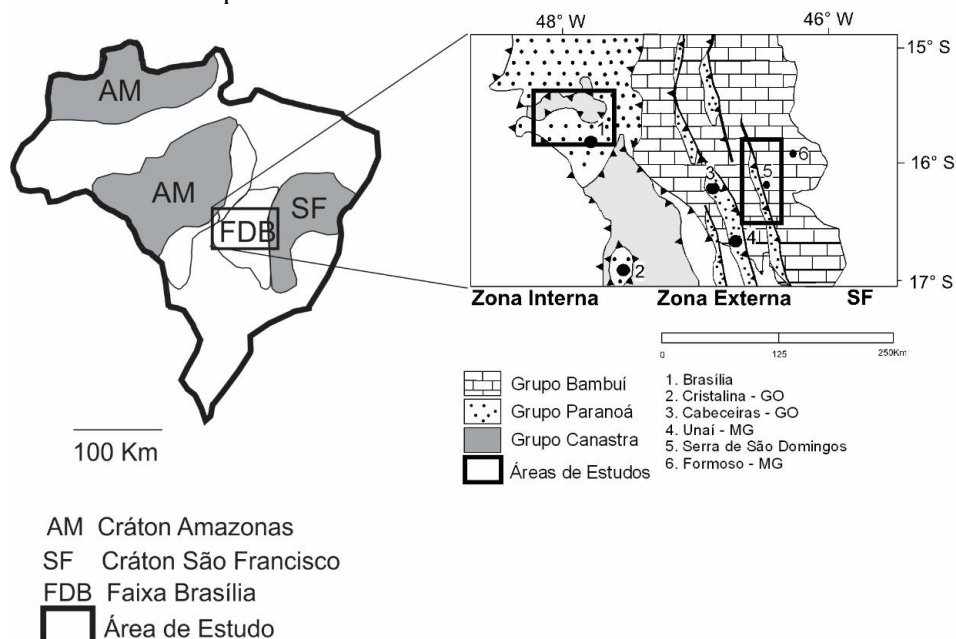


Figura 1 - Mapa de localização das áreas de estudos. Modificado de Dardenne 2000

2. GEOLOGIA REGIONAL

Os grupos Canastra e Paranoá (Faria 1995, Freitas-Silva & Campos 1998, Dardenne 2000, Campos et al. 2013), bem como o Grupo Bambuí, são inseridos na Faixa de Dobramento Brasília (FDB) de idade Neoproterozóica, a qual é posicionada a oeste do Cráton do São Francisco (CSF) e leste da Província Tocantins (Almeida 1977). Estas unidades mostram, a partir do CSF, intensidade crescente da deformação e metamorfismo de leste para oeste (Dardenne 1978, 2000, Fuck 1994, Araújo Filho, 2000). Considerando as características de

deformação, Alvarenga et al. (2012) definiu três domínios tectônicos: 1) deformado com envolvimento do embasamento (Zona Interna); 2) deformado sem envolvimento de embasamento (Zona Externa); 3) Cratônico não deformado. A região do Distrito Federal e seu entorno compreende a transição entre as zonas externa e interna (Fuck 1994, Dardenne 2000).

O Grupo Canastra é uma sequência metassedimentar de fácies xisto verde, que no norte do Distrito Federal (Fig. 2) é constituída por filitos (localmente carbonosos), com contribuição restrita de quartzitos finos e mármore (Faria 1995, Araújo Filho 2000), atribuídos às formações Serra do Landim e Paracatu (Freitas-Silva & Campos 1998). O contato com os grupos Paranoá e Bambuí faz-se através de falhas de empurrão e nappes geradas no final do Neoproterozóico (Valente 1985, Araújo Filho 2000).

As rochas são constituídas por quartzo, moscovita, clorita e plagioclásio, confirmando uma paragênese de fácies xisto verde, zona da clorita. Apresentam xistosidade concordante com o acamamento (S1//S0), dobras abertas com superfície axial subvertical e clivagem de crenulação (Araújo Filho & Faria 1992, Lacerda Filho 1999).

O Grupo Paranoá é a unidade estratigráfica predominante no Distrito Federal (Fig. 2) composta essencialmente por arenitos, pelitos e ritmitos, contendo também corpos carbonáticos. Os trabalhos de Faria (1995), Faria et al. (1997), Freitas-Silva & Campos (1998) e Campos et al. (2013) detalham essas unidades.

O presente estudo trata das características petrográficas, mineralógicas e deformacionais de pelitos das duas unidades do topo do Grupo Paranoá – R4 e PC, para verificar a influência da tectônica sobre os filossilicatos.

A Unidade R4 (Formação Córrego Sansão - FCS) é representada por metarritmito argiloso formado pelas intercalações centimétricas de metassiltito e metalamito argiloso com eventuais lâminas de quartzito fino (Faria 1995; Campos et al. 2013).

A Unidade PC (Formação Córrego Barreiro – FCB) é predominantemente pelítica, com metassiltitos e ardósias associados a quartzitos e lentes de rochas carbonáticas com extensão de centenas de metros até um quilômetro (Campos et al. 2013). Nos níveis dolomíticos ocorrem estromatólitos com laminações variadas: colunares, cônicas e esteiras horizontais (Faria 1995). Os quartzitos ocorrem em lentes métricas a decamétricas ou em níveis contínuos lateralmente. Caracterizam-se pela granulação média, grossa a conglomerática, mal selecionados (Faria 1995; Campos et al. 2013).

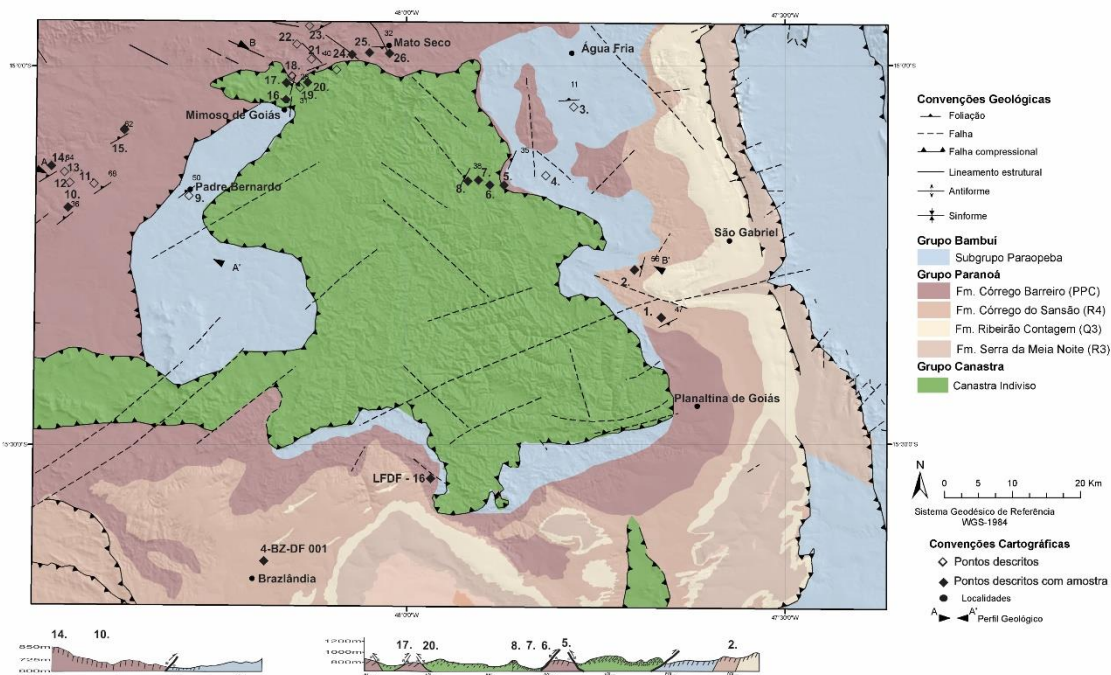


Figura 2: Mapa geológico do norte do DF com pontos de amostragem. Perfil AA' com exagero vertical de 12,5x. Perfil BB' com exagero vertical de 25x. Modificado de Freitas-Silva & Campos 1998, Alvarenga et al 2000.

3. PETROGRAFIA E ANÁLISE MICROESTRUTURAL

O estudo petrográfico teve por foco a descrição das estruturas primárias e secundárias, com enfoque nas microestruturas, texturas indicativas de processos diagenéticos/ metamórficos/ deformacionais. Esta análise deu o suporte para a interpretação dos eventos de deformação e metamorfismo, bem como para distingui-los e ordená-los.

As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências – UnB. As análises e as fotomicrografias foram realizadas em microscópio petrográfico Zeiss Imager A2.M

3.1. Grupo Canastra

No norte do DF afloram moscovita-quartzo filitos, calcifilitos e clorita filitos, indivisos no mapa geológico, com domínios QF (quartzo - feldspático) e M (micáceo) bem definidos, apresentando sempre duas foliações: 1) A foliação S1, marcada pela orientação preferencial dos filossilicatos, é levemente ondulada e paralela a S0. 2) A foliação S2, proeminente no domínio M, é caracterizada por uma clivagem de crenulação discreta que varia de zonada à contínua, de acordo com a proporção entre o domínio M e QF. Uma terceira foliação – S3 – ocorre localmente, correspondendo à clivagem espaçada incipiente, discreta, paralela à superfície axial das microdobras de S1. Há vênulas que cortam S1, por vezes deformadas.

3.2. Grupo Paranoá

Os Ritmitos pertencentes às unidades R4 e PC (formações FCS e FCB), objeto do presente trabalho, mostram alternância de cores claras e escuras correspondentes, respectivamente, aos termos psamíticos e pelíticos, podendo ser classificados como ritmitos arenosos ou siltosos, dependendo da proporção areia/silte. A espessura das camadas e lâminas varia nos dois termos e pode ser milimétrica a decimétricas. No geral, a composição dos arenitos e dos pelitos é bastante homogênea em todas as amostras analisadas.

O ritmito mostra foliação S1 incipiente paralela ao plano de acamamento, evidenciada pela orientação dos grãos. Próximos as zonas de falhas contracionais, pode mostrar foliação S2 e estrangulamento das camadas em lâminas pelíticas. Há duas gerações de vênulas e fraturas: 1) microjuntas e fraturas contendo cristais finos de quartzo não-orientado, que apresentam rompimento e rotação sinistral dos agregados de quartzo. 2) fraturas espaçadas a aproximadamente 3 mm, regulares, restritas aos domínios de arenitos finos.

3. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A Zona diagenética tardia, apresenta litologia típica de argilitos, siltitos e folhelhos (O'Brien & Slatt 1990). São característicos dessa zona a orientação preferencial dos grãos de acordo com o plano de acamamento, formação de clivagens pouco penetrativas (Kisch 1983, 1991).

Anquizona baixa, mostra estruturas de intersecção em lápis e clivagem espaçada (Kisch 1991). Esses pelitos apresentam microtrama paralela ao acamamento crenulado por uma clivagem ardosiana (Durney & Kisch 1994). Durante os estágios iniciais, formação de clivagem, rotação mecânica de grãos e dissolução por pressão são os processos dominantes (Kisch 1991).

Anquizona alta é caracterizada por mudanças da clivagem ardosiana penetrativa para uma forte clivagem filítica (Durney & Kisch 1994). Enquanto que a epizona é litologicamente marcada pelas ardósias e filitos, com trama predominantemente metamórfica. Apresentam mais de um plano de clivagem e foliações Sn+1 proeminentes.

No norte do DF, feições diagenéticas/ deformacionais indicam 3 fases de litificação e deformação das rochas do Grupo Paranoá. 1) os sedimentos foram submetidos a desidratação, compactação segundo S0, compactação diferencial dos sedimentos e encurvamento das lamelas de filossilicatos; 2) fase Dex, de abertura das fraturas e seu preenchimento; 3) fase D1, de cisalhamento incipiente, indicado pela formação de S1, paralelo ao plano de acamamento, e estiramento tênue dos grãos de quartzo. A microtrama, orientada segundo o acamamento, caracteriza a transição da diagênese para o anquimetamorfismo. Fases D2 e D3 sugerem ser temporalmente muito próximas.

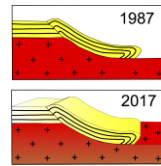
Próximas as zonas de falha, é observada foliação S2 espaçada, penetrativa e presença de cristais de quartzo com lamelas de deformação sub-basal. Caracteriza essas rochas em estágio de anquimetamorfismo alto.

Os dados obtidos neste trabalho permitem assumir, sob o ponto de vista da microtectônica que, no geral, as rochas do Grupo Paranoá, na zona externa da FDB, se situam no estágio de diagênese a anquizona, não tendo atingido fácies metamórfica.

Agradecimentos: À CAPES pela bolsa de estudos e auxílio financeiro que possibilitaram dedicação integral ao desenvolvimento desse projeto. Ao Instituto de Geociências pela oportunidade de participar do Programa de Pós-Graduação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349 – 364.
- ALVARENGA, C.J.S., DARDENNE, M.A., VIEIRA, L.C., MARTINHO, C.T., GUIMARÃES, E.M., SANTOS, R.V., SANTANA, R.O. 2012. Estratigrafia da borda ocidental da Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 20, n. 1/2, p. 145-164.
- ARAÚJO FILHO, J. O., FARIA, A de. 1992 Características estruturais da propagação do Canastra sobre o Paranoá no evento Brasileiro do Distrito Federal. Em: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Boletim de Resumos Expandidos, 319-320, São Paulo.
- ARAÚJO FILHO J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Rev. Bras. Geociências*, 30(1):144-148.
- CAMPOS, J. E. G., DARDENNE, M. A., FREITAS-SILVA, F. H., MARTINS-FERREIRA, M. A. C., 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology*, 43 (3). 461-476.
- DARDENNE, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. Em: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais do..., 9, Belo Horizonte, p. 83-84.
- DARDENNE, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. International Geology Congress, 31. 231 – 264.
- DURNEY, D. W., KISCH, H. J., 1994. A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 15. 257-295.
- FARIA, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D’Aliança – Alto Paraíso – GO. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 199 p.
- FARIA A, GUIMARÃES, E. M., FIGUEIREDO, A. N. 1997. Mapa geológico do Distrito Federal. Escala 1:100000. Programa cartas de sínteses e estudo de integração geológica. Brasília, DNPM/IG - UnB
- FREITAS-SILVA, F.H. & CAMPOS J.E.G. 1998. Geologia do Distrito Federal. In: *Inventário Hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal*. Brasília, SEMARH, v. 1, p. 1-86.
- FUCK, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. Em: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste Anais do..., Brasília, 4, p. 184-187.
- KISCH, H. j., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipiente metamorphism in clastic rocks. Em: Larsen, G., Chillingar, G. V. 1983. *Diagenesis in sediments and sedimentar rocks*, Elsevier, Amsterdam. Pp. 289-493.
- KISCH, H. J., 1991. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite ‘crystallinity’ scales used for definition. *Journal metamorphic Geology*, 8. 31 – 46.
- LACERDA FILHO, J. V. de; SILVA, A. de; OLIVEIRA, C. C. de. Arcabouço Geotectônico de Goiás e Distrito Federal. In: LACERDA FILHO, J. V. de; REZENDE, A.; SILVA, A. da (Coord.). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia: CPRM, METAGO S.A., UnB, 1999, p. 19-30.
- O’BRIEN, N. R., SLATT, R. M. 1990. *Argillaceous Rock Atlas*. Springer, New York
- VALENTE, C.R. 1985. Projeto Mapas Metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Folha SE.22-X-D, Goiânia. Departamento Nacional de Produção Mineral/ Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. 51p.



O SISTEMA DE ZONAS DE CISALHAMENTO CONGO-CRUZEIRO DO NORDESTE/SANTO ANDRÉ (PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL): CINEMÁTICA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Sérgio Pacheco Neves¹, Paulo Castellan Medeiros¹, Dionísio da Conceição Casimiro¹

¹ Universidade Federal de Pernambuco, serpane@hotmail.com.br

1. INTRODUÇÃO

A zona de cisalhamento Cruzeiro do Nordeste (ZCCN) é considerada a continuação da zona de cisalhamento Congo (ZCC), constituindo o limite entre os domínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe (e.g., Gomes, 2001). Este sistema é, portanto, interpretado como um importante elemento tectônico na porção central da Província Borborema (NE do Brasil) (Santos, 2012). A ZCC tem direção NE-SW e cinemática sinistral (Santos et al., 2002), enquanto a orientação da ZCCN é ENE-WSW (Figura 1a). Santos e Accioly (2010) e Santos (2012), em mapeamento realizado na Folha Sertânia, reconheceram uma zona de cisalhamento subparalela à ZCCN, denominada Santo André, com cinemática dextral. A assumida cinemática sinistral para a ZCCN colocaria um óbvio problema de compatibilidade, dada à impossibilidade de movimentos opostos simultâneos ao longo de zonas de cisalhamento próximas. Com base em trabalhos de campo adicionais e na interpretação de imagens aerogeofísicas, demonstramos aqui que a ZCCN e a zona de cisalhamento Santo André (ZCSA) constituem, na realidade, uma transcorrência dextral única, com uma zona milonítica central com 3-4 km de largura.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Subprovíncia Central corresponde à porção da Província Borborema limitada pelo sistema de zonas de cisalhamento destras Patos, ao norte, e Pernambuco, ao sul (Figura 1a; Vauchez et al., 1995; Van Schmus et al., 2011; Neves, 2015). Internamente, zonas de cisalhamento conjugadas destras e sinistrais delimitam domínios losangulares de direção NE-SW pouco afetados pela deformação cisalhante. Estes domínios preservam uma foliação prévia predominantemente de baixo ângulo com idade de desenvolvimento principal no intervalo 630-610 Ma. De maneira similar às zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, as transcorrências com direção em torno de E-W são destras enquanto aquelas com direção NE-SW a NNE-SSW são sinistrais. Datações disponíveis para plútons cedo- a sincinemáticos indicam que o principal período de atividade dessas zonas de cisalhamento é 590-575 Ma (Neves et al., 2006; Archanjo et al., 2008), com exceção de Patos, onde anatexitos sincinemáticos fornecerem idades em torno de 665 Ma (Viegas et al., 2014). No caso específico da ZCCN, Santos (2012) reporta uma idade de 590±5 Ma para um granito sintectônico.

3. ANÁLISE CINEMÁTICA

A interpretação das imagens aerogeofísicas da amplitude do sinal analítico do campo magnético mostra claramente o encurvamento de lineamentos magnéticos na porção oeste da ZCCN. A curvatura define dobras com concavidade voltada para sudoeste, consistente com cisalhamento dextral (Figuras 1b e 1c). A mesma feição de mapa é observada em escala de afloramento, onde dobras apertadas, normais a inclinadas com orientação c. 250° estão associadas com bandas de cisalhamento destras (Figuras 2a e 2b). Estas observações contrastam com a rotação anti-horária da foliação regional na porção nordeste da Folha Sertânia ocasionada pelo arrasto sinistral devido à movimentação da ZCC (Neves et al., no prelo).

Trabalhos de campo não revelaram a existência de zonas miloníticas separadas por regiões de baixo *strain* entre os traços cartografados na Folha Sertânia como as zonas de cisalhamento Cruzeiro do Nordeste e Santo André (Santos e Accioly, 2010). Nenhuma evidência foi encontrada que justifique a individualização de duas zonas de cisalhamento separadas com cinemáticas opostas em perfis transversais orientados NW-SE a N-S.

Além de provocar uma rotação da foliação regional, a deformação cisalhante produziu uma zona milonítica com 3-4 km de largura onde critérios de cisalhamento indicam claramente movimento horário. Particularmente marcantes são tramas S-C em granitos pegmatíticos sincinemáticos, inclusive na localidade-tipo de Cruzeiro do Nordeste (Figura 2c). Em ortognaisses milonitizados são observados porfiroclastos assimétricos e trama S-C (Figura 2d), bandas C', dobras assimétricas em Z (Figura 2e) e boudinagem assimétrica (Figura 2f). Em ultramilonitos, critérios mesoscópicos tornam-se pouco claros, mas foliações oblíquas e porfiroclastos tipo σ de anfibólio também indicam cisalhamento destral.

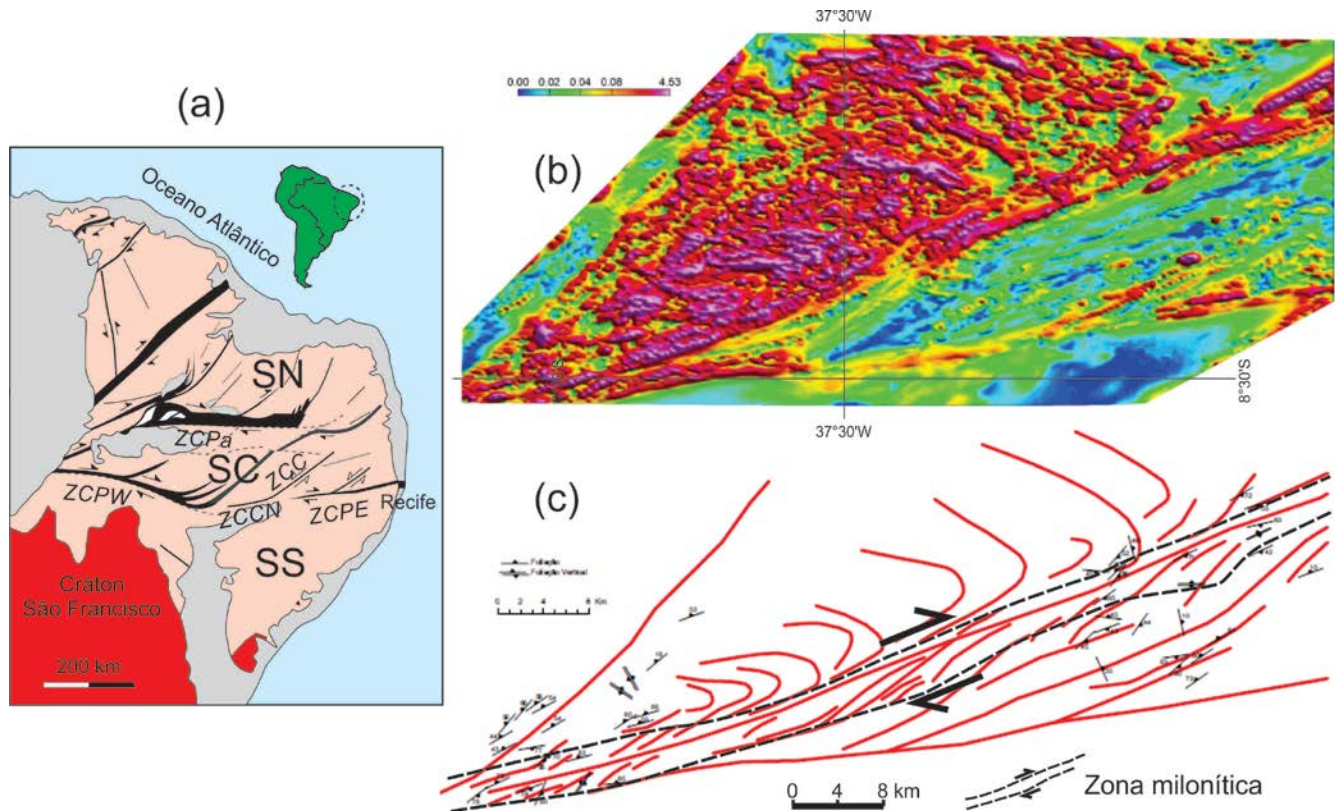


Figura 1: (a) Mapa simplificado da Província Borborema mostrando sua subdivisão nas subprovíncias Norte (SN), Central (SC) e Sul (SS). Zonas de cisalhamento referidas no texto: ZCPa, Patos; ZCPE, Pernambuco leste; ZCPW, Pernambuco oeste; ZCC, Congo, ZCCN, Cruzeiro do Nordeste. (b) Imagem de amplitude do sinal analítico da intensidade magnética total. (c) Interpretação dos lineamentos magnéticos (em vermelho) e limites da zona milonítica da ZCCN.

4. CONCLUSÃO

O caráter destral do sistema Cruzeiro do Nordeste/Santo André resolve o problema de compatibilidade e coloca essa zona de cisalhamento no contexto mais geral do regime transcorrente da Subprovíncia Central, onde zonas de cisalhamento destrais e sinistrais têm orientações E-W a ENE e NE a NNE, respectivamente. O comportamento assimétrico da foliação regional observada nos lados opostos da ZCCN pode refletir diferenças prévias no trend da foliação ou ser devido ao seu subparalelismo com a ZCPE no bloco sul, resultando em uma deformação mais homogênea nessa região.

Agradecimentos: Os autores agradem o suporte do CNPq (Processo 449447/2014-6) e FACEPE (bolsa de iniciação científica para DCC).

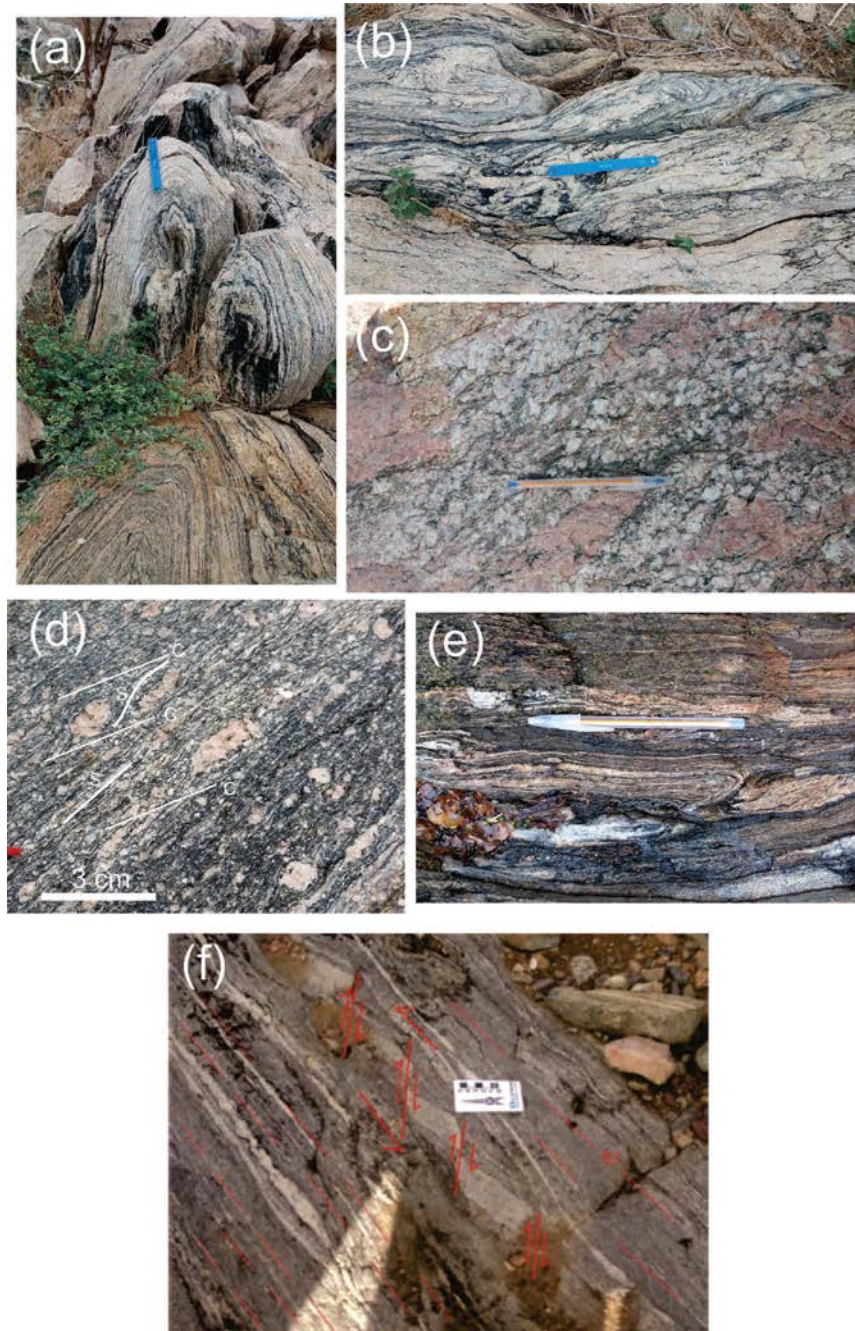
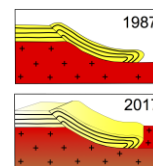


Figura 2. Exemplos de indicadores cinemáticos na ZCCN. (a, b) Dobra normal apertada (a) associada com bandas de cisalhamento destras (b). (c) Trama S-C em granito pegmatítico. (d) Trama S-C e porfiroclastos assimétricos em porção granítica de milonito bandado. (e) Dobras assimétricas em ortogneisse milonitizado. (f) Boudins assimétricos separados por bandas de cisalhamento (Foto 4.7 de Santos, 2012).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GOMES, H.A (2001). Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 127 p.
- ARCHANJO. C.J., HOLLANDA, M.H.B.M., RODRIGUES, S.W.O., BRITO NEVES, B.B., ARMSTRONG, R. (2008). Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310-326.

- NEVES, S.P. (2015). Constrains from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province: Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 150-164.
- NEVES, S.P., MARIANO, G., CORREIA, P.B., SILVA, J.M.R., 2006. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. *Geodinamica Acta* 19, 213-237.
- SANTOS, C.A. (2012). Cinturão de Cisalhamento Congo – Cruzeiro do Nordeste: Uma descontinuidade crustal no Domínio da Zona Transversal, Província Borborema. Tese de doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 126 p.
- SANTOS, C.A., ACCIOLY, A.C.A. (2010) Mapa Geológico da Folha Sertânia, escala 1:100 000. CPRM/Serviço geológico do Brasil.
- SANTOS, E.J., FERREIRA, S.A., SILVA Jr., J.F. (2002). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. CPRM-Serviço Geológico do Brasil
- VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 227-252.
- VAUCHEZ, A., NEVES, S.P., CABY, R., CORSINI, M., EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M.H., AMARO, V. (1995). The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247-266.
- VIEGAS L.G.F., ARCHANJO, C.J., HOLLANDA, M.H.B.M., VAUCHEZ, A. (2014). Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research* 243, 1-17.



EVOLUÇÃO TECTÔNICA NO SEGMENTO CENTRAL DO ALINHAMENTO MAGMÁTICO CABO FRIO

Felipe Rodrigues Ferroni¹, Claudio Limeira Mello², Nivaldo Destro¹

¹PETROBRAS/E&P-EXP, Rio de Janeiro (fferroni@petrobras.com.br).

²IGEO/UFRJ - Departamento de Geologia, Rio de Janeiro.

1. INTRODUÇÃO

O Alinhamento Cabo Frio (Almeida, 1991) é uma importante feição magmática que compreende uma série de intrusões alcalinas e diques associados (Fig. 1). Esse alinhamento faz parte do extenso registro de magmatismo anorogênico desenvolvido no interior do continente e na plataforma continental, após a abertura do Atlântico Sul, entre 85-50 Ma. As intrusões alcalinas, em grande parte, são controladas, alinhadas ou alongadas segundo zonas de fraqueza do embasamento (*e.g.* Riccomini *et al.*, 2005). O Alinhamento Cabo Frio, contudo, apresenta uma orientação WNW, oblíqua à trama estrutural da crosta rasa, de orientação geral NE-SW. Alguns autores o consideram como resultante da migração da Placa Sul-americana sobre uma anomalia térmica causada por uma pluma mantélica (*e.g.* Thompson *et al.*, 1998). Almeida (1991) atribuiu esta importante feição a falhas subcrustais, ao longo das quais teria ocorrido a ascensão do magma. O presente trabalho aborda a relação das intrusões com a arquitetura crustal no segmento central do alinhamento, visando situar a evolução do evento magmático no contexto da dinâmica da Placa Sul-americana.

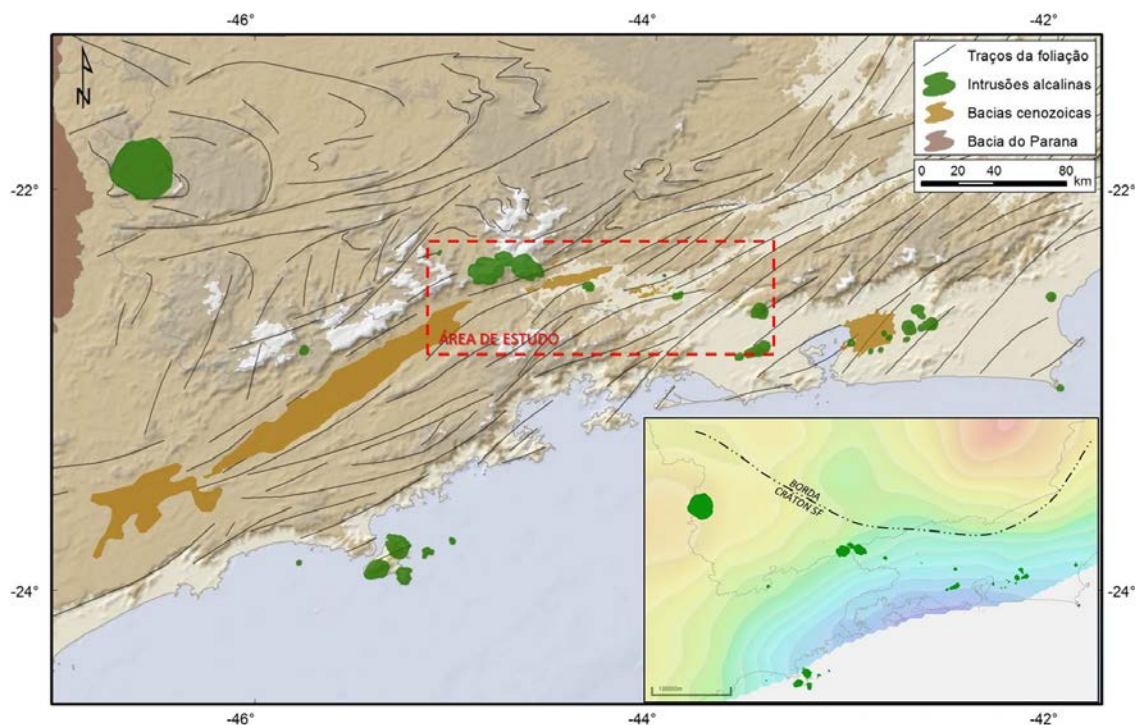


Figura 1: Mapa de distribuição das intrusões alcalinas no Alinhamento Cabo Frio, com a localização da área investigada no presente estudo. No canto inferior, mapa de espessura crustal (França & Assumpção, 2004) com limite estimado para o Crátom São Francisco (Heilbron *et al.*, 2010).

2. EVENTO MAGMÁTICO

Na área de estudo, o evento magmático é representado por intrusões sieníticas e diques associados. As intrusões sieníticas possuem composição variando entre termos insaturados (nefelina sienito) e saturados (quartzo sienito/granito alcalino, no centro da intrusão de Itatiaia). Os diques ocorrem dentro das intrusões ou cortando o embasamento metamórfico, encaixados ou não na foliação, e possuem composição variando entre máfica e félsica. Os diques máficos são constituídos por lamprófiros alcalinos, com fenocristais de flogopita, ou basaltos alcalinos. Os diques félsicos são compostos por fonolitos e traquitos.

Os diques máficos são considerados os representantes mais próximos ao magma parental, a partir do qual foram gerados os demais componentes magmáticos por cristalização fracionada, com ou sem assimilação crustal (*e.g.* Enrich *et al.*, 2005). Razões isotópicas apresentadas por esses autores sugerem como reservatório do magma alcalino um manto litosférico subcontinental, enriquecido por subducção no Neoproterozoico (idades-modelo).

3. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os corpos sieníticos possuem geometria semi-circular, sem evidente controle do embasamento raso. Já os diques situados no embasamento estão distribuídos ao longo do alinhamento, porém com forte controle da anisotropia crustal. Foram reconhecidos diversos diques com mergulho variável e encaixados no plano da foliação, podendo ser subverticais com a mesma direção estrutural (NE-SW). Em domínios de maior competência reológica, foram também identificados diques de direção WNW-NW, principalmente diques máficos, evidenciando o papel de uma componente estrutural associada ao alinhamento. São também reconhecidas diversas fraturas não preenchidas, apresentando as mesmas direções dos diques alcalinos.

Para auxiliar na compreensão do controle estrutural do Alinhamento Cabo Frio, foram compilados dados de espessura crustal apresentados por França & Assumpção (2004), a partir da modelagem de ondas sísmicas naturais e induzidas. O mapa resultante mostra um adelgaçamento em direção à costa e um possível controle das intrusões alcalinas pela morfologia da base da crosta (Fig. 1). As principais quebras do relevo atuais também refletem essa morfologia, denotando o controle nos reajustes isostáticos posteriores. Em adição, foi utilizado o limite em subsuperfície do Cráton São Francisco proposto por Heilbron *et al.* (2010). A comparação com a distribuição das intrusões sugere que o magmatismo obedeceu ao contorno do cráton, onde possíveis estruturas profundas podem ter sido reativadas durante o evento magmático.

Variações no campo de tensões litosféricas são necessárias para reativar antigas estruturas e possibilitar a ascensão do magma. Essas variações dependem da dinâmica litosférica, assim como mudanças no polo de rotação da placa. O modelo proposto por Ernesto (2005), a partir de dados paleomagnéticos, sugere uma mudança no polo de rotação da Placa Sul-americana entre o final do Cretáceo e início do Cenozoico. Essa mudança é suportada por valores de taxa de espalhamento oceânico para o Atlântico Sul. Segundo revisão de Colli *et al.* (2014), houve um período de acentuada redução na velocidade de abertura entre América do Sul e África, com início em 85 Ma e mínimo entre 65-50 Ma. Após esse período, houve o reestabelecimento do equilíbrio das taxas de abertura.

Considerando que o cenário geodinâmico pode ter presenciado um período de mudança no polo de rotação da Placa Sul-americana, o mesmo pode ter sido responsável por uma deformação intraplaca associada ao magmatismo alcalino. Briden & Gass (1974) sugeriram a relação de magmatismo anorogênico com mudanças na movimentação sistemática da placa, em estágio estacionário sobre anomalias térmicas. Bailey & Woolley (2005), estudando eventos alcalinos recorrentes no continente africano, atribuíram à anisotropia litosférica e espessura crustal o papel de fatores chave dos eventos magmáticos intraplaca, com atividade associada às mudanças na dinâmica de placas.

O modelo proposto no presente trabalho para o desenvolvimento do Alinhamento Cabo Frio preconiza uma mudança na dinâmica da Placa Sul-americana, entre 85-50 Ma, com uma deformação litosférica associada ao longo de estruturas profundas, e que desencadeou a desestabilização de zonas enriquecidas do manto litosférico heterogêneo. O material magmático gerado ascendeu para níveis crustais rasos, sendo controlado pela

morfologia da base da crosta e podendo ocorrer na forma de líquidos menos evoluídos, de composição próxima ao magma parental, ou mais evoluídos, gerando corpos intrusivos félsicos e escapes finais de fluídos residuais.

Na região estudada, o evento teve início entre 85-75 Ma com a intrusão de diques máficos, com predomínio da direção NW-SE dentro de encaixantes mais competentes (Fig. 2). Entre 75-65 Ma foram desenvolvidos os principais corpos sieníticos, acompanhados pela intrusão de diques de composição similar. Os diques derivados do magma residual persistiram até 55 Ma, cortando os corpos sieníticos e o embasamento, com forte controle da trama estrutural da crosta rasa. O pulso final é marcado pela tectônica distensiva associada à retomada do drifte da placa, e responsável pela formação das bacias interiores cenozoicas. A extrusão de lavas ankaramíticas denotaria a expulsão do remanescente dentro da câmara magmática, por volta de 50 Ma.

4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Atas*, pp. 423-428.

BAILEY, D.K., & WOOLLEY, A.R. 2005. Repeated, synchronous magmatism within Africa: Timing, magnetic reversals, and global tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, 388, 365-377.

BRIDEN, J.C., & GASS, I.G. 1974. Plate movement and continental magmatism. *Nature*, 248, 350-353.

COLLI, L., STOTZ, I., BUNGE, H.P., SMETHURST, M., CLARK, S., IAFFALDANO, G. & BIANCHI, M.C. 2014. Rapid South Atlantic spreading changes and coeval vertical motion in surrounding continents: Evidence for temporal changes of pressure-driven upper mantle flow. *Tectonics*, 33(7), 1304-1321.

ENRICH, G.E.R., AZZONE, R.G., RUBERTI, E., GOMES, C.B., & COMIN-CHIARAMONTI, P. 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complex from Serra do Mar region. *Mesozoic Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo, Edusp-Fapesp*, 419-441.

ERNESTO, M. 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle plume model. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo, Edusp/Fapesp*, 689-705.

FRANÇA, G.S., & ASSUMPÇÃO, M. 2004. Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(8), 743-758.

HEILBRON, M., DUARTE, B.P., VALERIANO, C.M., SIMONETTI, A., MACHADO, N., & NOGUEIRA, J.R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178(1), 136-148.

RICCOMINI, C., VELÁZQUEZ, V.F., & GOMES, C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform, São Paulo, Edusp-Fapesp*, 31-56.

THOMPSON, R.N., GIBSON, S.A., MITCHELL, J.G., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H., BROD, J.A., GREENWOOD, J.C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline provinces, SE Brazil: melts from the deflected Trindade Mantle Plume?. *Journal of Petrology*, 39 (8), 1493-1526.

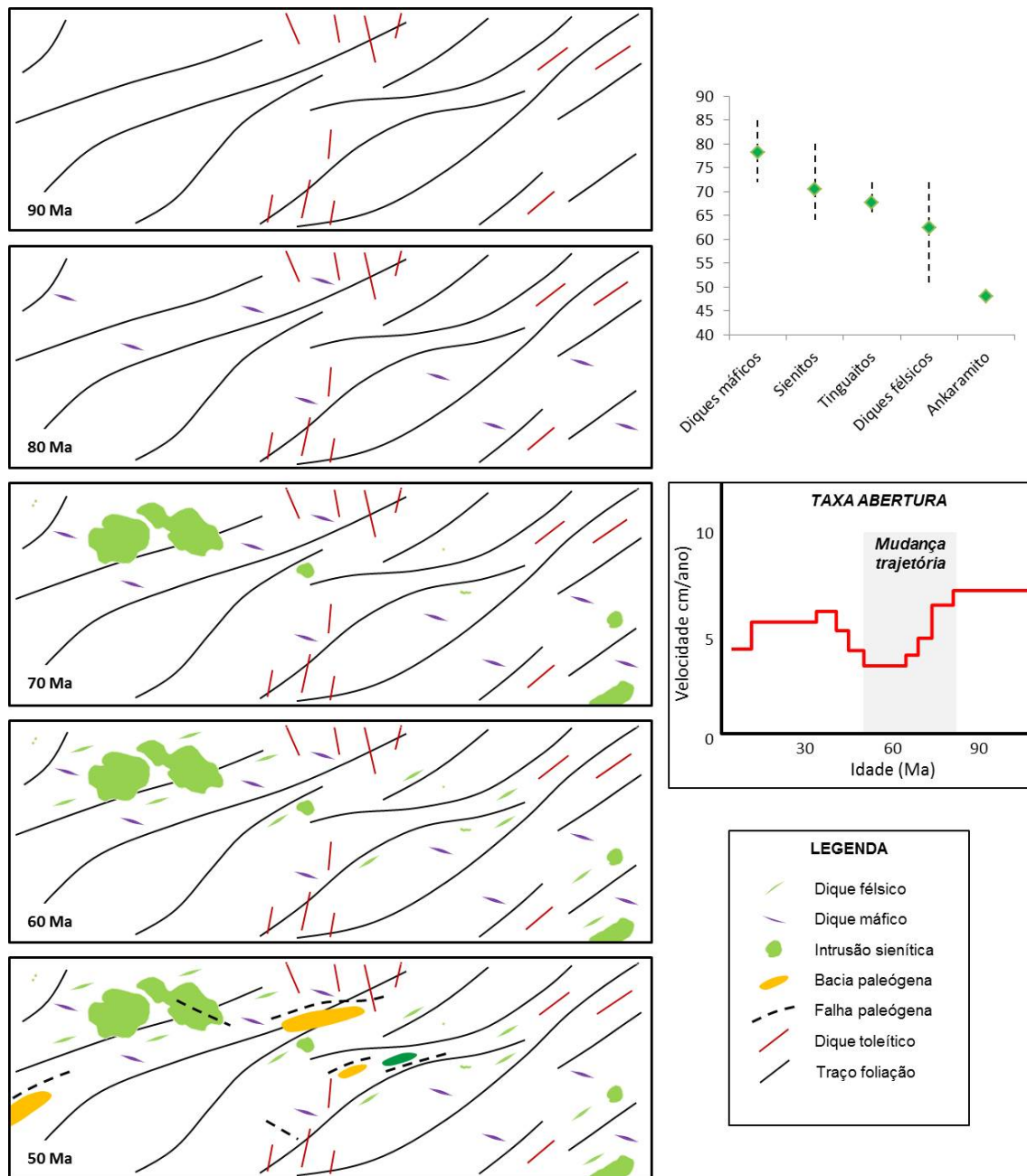
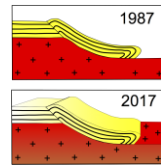


Figura 2. Modelo esquemático evolutivo para o evento magmático alcalino da área, ao nível da superfície atual. Na lateral, gráfico com distribuição das idades compiladas e quadro com variações na dinâmica da Placa Sul-americana.



MIGMATITOS E ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO COMPLEXO SANTA ISABEL NA REGIÃO DE RIACHO DE SANTANA, BA - ANÁLISE PRELIMINAR

Érica Neres dos Santos¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz², Vanderlúcia dos Anjos Cruz², Rebeca de Jesus Barbosa¹, Yuri Cesár Figueirêdo Costa¹, Pedro Ribeiro Rabelo de Santana¹, Ib Silva Câmara¹, Lindaura de Lucena Macedo¹, Daniela Leal Rodrigues¹, Rodrigo Lacerda Rangel Santos¹, Marcio Mattos Paim¹

¹ Universidade Federal da Bahia, ericaneres_10@hotmail.com

² Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia

1. INTRODUÇÃO

A Paleoplaca Gavião (Figura 1a,b; Cruz et al. 2012), do Paleoproterozoico, constitui um importante compartimento geotectônico integrante da porção setentrional do Cráton do São Francisco (CSF) estendendo-se desde a região de Urandi, no centro oeste da Bahia, até a região de Sobradinho, na porção norte do Estado (Barbosa e Sabaté 2002, 2003). Como uma importante unidade pertencente ao embasamento dessa Paleoplaca, em sua porção sul tem-se o Complexo Santa Isabel (CSI) (Figura 1c). Esse complexo foi inicialmente estudado por Barbosa (1972), Portela et al. (1976), Moutinho da Costa & Silva (1980) e Fernandes et al. (1982), sendo caracterizado como uma faixa de migmatitos com *trend*, em geral, N-S, com 11 a 25 km de largura e 310 km de comprimento (Santos, 1999). Esse complexo é constituído, predominantemente, por rochas migmatíticas, ambos com enclaves máficos (básicos a ultrabásicos), suítes charnockíticas (enderbitos, noritos, charnockito), ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica com porções localmente migmatíticas, ortognaisses granulíticos, migmatitos granulíticos e sequências metassedimentares (Arcanjo et al. 2005; Medeiros et al. 2011). Neste trabalho procura-se descrever os migmatitos e o arcabouço estrutural do Complexo Santa Isabel no entorno da cidade de Riacho de Santana, BA, cujos dados foram obtidos através de mapeamento na escala 1:60.000.

2. CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

A Paleoplaca Gavião é o mais extenso segmento crustal da porção setentrional do Cráton do São Francisco representando a maior exposição de rochas arqueanas e paleoproterozoicas da região. Como unidades regionais localizadas em seu extremo oeste têm-se: (i) o Complexo Gnáissico Migmatítico Riacho de Santana, cujas rochas tem idades de cristalização em 3.648 ± 69 Ma (U-Pb, zircão, BARBOSA et al, 2013, reinterpretado a partir de Rosa 1999). Recentemente, essas rochas foram denominadas de Complexo Gnáissico Migmatítico Favelândia por Guimarães et al. (2012); (ii) o Complexo Santa Isabel, foco deste trabalho. Dados U-Pb foram obtidas por Medeiros (2013) para a idade de cristalização dessas rochas, variando de $3097 \text{ Ma} \pm 24$ a $3136 \text{ Ma} \pm 8$ (LA-ICPMS). Uma idade de 2066 ± 37 (LA-ICPMS) Ma foi encontrada em diatexitos desse complexo por esse autor, sendo interpretada como relacionada com o metamorfismo desse complexo em seu setor sul. Por sua vez, Barbosa et al. (2013) obtiveram a 2.25 Ga, que foi interpretada como a relacionada com o metamorfismo dessas rochas. Para os protólitos, a idade obtida ficou em torno de 2.900 Ma; (iii) o Greenstone Belt de Riacho de Santana, com orientação norte-sul, com cerca de 84 km de comprimento. Nesse greenstone afloram rochas pertencentes a três sequências: Unidade inferior: ocorre metamorfisada em fácies xisto verde e anfibolito, sendo composta por derrames komatiíticos intercalados por metabasaltos, metacherts, metacarbonatos e formações ferríferas. Unidade intermediária: composta predominantemente por meta-basaltos e metagabros associados a xistos aluminosos e metacherts. Unidade Superior: é representada por uma sequência silico-carbonática de origem plataformal, apresenta quartzitos, meta-cherts, formações ferríferas e meta-carbonatos. Uma idade U-Pb (LA-ICPMS, zircão) 2.218 ± 16 foi obtida por de Rodrigues et al em metabasalto; (iii) o Batólito de Guanambi, que é composto pelas intrusões múltiplas e por granitoides tardios, em especial, o Cara Suja. As intrusões múltiplas são constituídas por uma associação de rochas faneríticas média a grossa, usualmente porfiríticas. Elas reúnem um variado conjunto com composição predominantemente sienítica e monzonítica, com termos monzodioríticos e graníticos subordinados. Os corpos filonianos ocorrem de maneira subordinada e apresentam composições variadas (Rosa 1999). Por sua vez, a intrusão tardia Cara Suja compreende uma diversidade de

rochas félsicas e intermediárias, reunidos em três fácies principais: (i) quartzo sienítica; (ii) granítica; e (iii) álcali-feldspato sienítica. Além destas, em menor expressão volumétrica, existe uma grande variedade de enclaves e diques. (Paim 2014). A idade U-Pb (evaporação, zircão) obtida por Rosa (1999) para as rochas dessa intrusão é 2.053 ± 3 Ma.

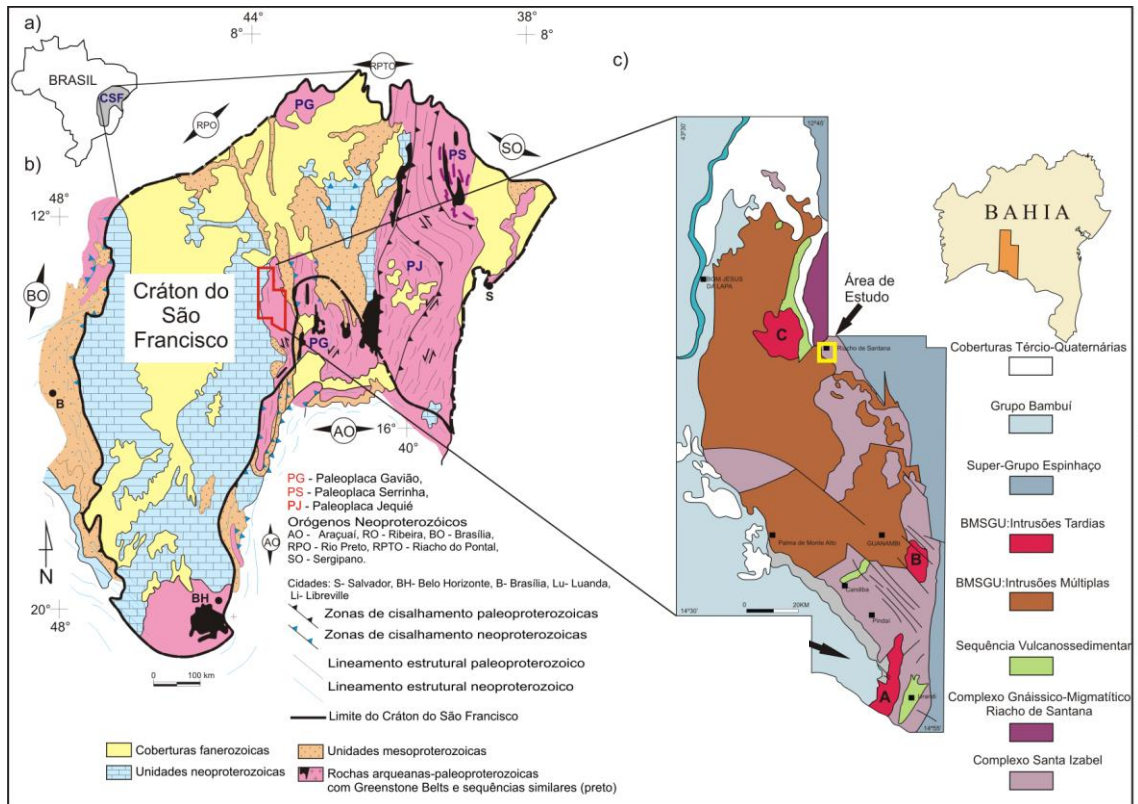


Figura 1: (a) Mapa esquemático do Brasil com a localização do Crátón do São Francisco (CSF); (b) Limites do Crátón São Francisco e a localização da região de trabalho (indicada pelo retângulo vermelho); (c) Mapa regional com a localização da área de estudo (retângulo amarelo). Modificado de Cruz et al. (2012).

3. O COMPLEXO SANTA ISABEL NA REGIÃO DE RIACHO DE SANTANA

Na região de Riacho de Santana foram cartografadas rochas migmatíticas de protólitos principalmente ortoderivados intercalados com domínios paraderivados (kinzigitos e itabiritos) e enclaves de rochas metamáficas e metaultramáficas. Com base na intensidade de fusão e seguindo as recomendações de Sawyer (2008), os migmatitos foram classificados em metatextitos e diatextitos.

3.1. Migmatitos

3.1.1 Metatextitos

Predominam metatextitos estromáticos, bandados, com paleossoma predominantemente constituído por charnockitos e charnoenderbitos. A espessura desse componente varia de 3 a 15 cm e a granulação das rochas é média a fina. Nessas rochas, hornblenda e biotita são os minerais acessórios. Paleossomas de rochas paraderivadas são também encontrados, sendo caracterizados como kinzigito e rocha calcissilicáticas. O neossoma é constituído por leucossoma rosados e graníticos com espessura de até 2 cm e por melanossoma com ortopiroxênio e biotita. Leucossomas com granada são encontrados nos litotipos paraderivados. Em geral, o neossoma constitui o bandamento gnáissico, estando frequentemente boudinado. Localmente formam diques que truncam o bandamento metamórfico. Além dos migmatitos estromáticos, subordinadamente podem ser encontradas estruturas de dilatação, com pods de rochas metamáficas e ultramáficas, e em rede.

3.1.2 Diatexitos

Essas são rochas anisotrópicas sendo por vezes isotrópicas. Embora predominem diatexitos, porções metatexíticas ocorrem de forma subordinada. Predominam migmatitos nebulíticos com leucossomas róseos, granulação média a grossa e espessuras de 10 a 15 cm. Essas rochas apresentam uma xistosidade reliquiar do protólitos, que é marcada pelo alinhamento preferencial de biotita, constituindo estrutura *schlieren*. Enclaves máficos podem ser encontrados, configurando a estrutura *schölen*.

3.2. Arcabouço Estrutural e Fases Deformacionais

A estrutura mais antiga encontrada é a foliação S_n , que é marcada por um bandamento gnáissico constituído pela intercalação de rochas metassedimentares (rochas calcissilicáticas, kinzigitos), de enclaves máficos e ultramáficos, de rochas metaígneas, tais como charnockitos, enderbitos e charnoenderbitos, e de leucossomas graníticos. Paralelizadamente a esse bandamento há uma xistosidade dada pela orientação preferencial dos minerais máficos, de quartzo e de plagioclásio. A xistosidade é caracterizada como disjuntiva, espaçada, paralela e planar (Powell 1979 e Borradaile et al. 1982). Internamente a foliação S_n são encontrados dobras intrafoliais sem raiz, boudins simétricos e assimétricos, lineação de estiramento mineral e estruturas S/C/C'. Dois conjuntos de dobras podem ser identificados, ambos acilíndricos e com charneiras arredondadas. O mais velho, compreende estruturas com envoltória assimétrica. As charneiras e posicionam-se com caimento sub-horizontal e *trend* E-W. Ocorrem sinformes e antiformes e a vergência em geral é para sul. O mais novo foi responsável pelo redobramento do primeiro conjunto, sendo as envoltórias simétricas. Essas dobras possuem *trend* geral N-S a NNW-SSE e são representadas por sinformes e antiformes sem vergência definida. Estrutura de interferência do tipo bumerangue pode ser sugerida a partir da distribuição da foliação S_n e das orientações das dobras. Essas estruturas são truncadas por zonas de cisalhamento com movimento aparente dextral e sinistral e trends NW-SE e NE-SW, respectivamente. Os indicadores cinemáticos são dobras de arrasto, deslocamento de diques e sigmoides de foliação. Ainda não foi possível estabelecer a idade relativa entre essas estruturas.

A partir do arcabouço estrutural descrito, foi possível individualizar 5 fases deformacionais progressivas, que estão apresentadas na tabela 1. Essas fases deformacionais possivelmente são de idade entre 2.250 ± 2 Ma (Barbosa et al. 2013) e 2.05 (Idade do Maciço Cara Suja por Rosa 1999), tendo como argumentos os seguintes: (i) os dados geocronológicos interpretados como relacionados com o metamorfismo desse complexo obtidos por Medeiros (2013) e Barbosa et al. (2013); (ii) a presença de leucossomas graníticos e charnoquitos no bandamento gnáissico, que encontra-se dobrado pela fase D_{n+1} e truncados por zonas de cisalhamento; e (iii) a idade de cristalização da Intrusão Tardia Cara Suja, em que predominam rochas isotrópicas e sem deformação.

As interpretações dos dados de campo sugerem que as rochas da área de estudo tenham passado por dois episódios migmatização. O primeiro episódio estaria associado ao bandamento gnáissico e as dobras nele existente e o segundo as zonas de cisalhamento transpressionais onde o leucossoma ocorre de maneira concordante com essa estrutura.

Tabela 1: Síntese das fases deformacionais que ocorrem na área de estudo e estruturas associadas.

IDADE	FASE	ESTRUTURAS ASSOCIADAS	POSIÇÃO DA TENSÃO MÁXIMA/MÍNIMA REGIONAL
PALEOPROTEROZÓICO	D_n	Foliação S_n onde internamente a ela são encontrados dobras intrafoliais sem raiz, boudins simétricos e assimétricos, lineação de estiramento mineral e estruturas S/C/C'.	δ_1 - N-S, horizontal δ_3 – Vertical
	D_{n+1}	Dobras (F_{n+1})- Acilíndricas, com envoltória assimétrica. A charneira é arredonda e posiciona-se com caimento sub-horizontal e <i>trend</i> E-W. Ocorrem sinformes e antiformes e a vergência em geral é para sul.	δ_1 - N-S, horizontal δ_3 – Vertical

D_{n+2}	Dobras (F_{n+2})-Acilíndricas, com envoltoria simétrica. A charneira é arredondada e possui trend geral N-S a NNW-SSE. Também ocorrem sinformes e antiformes sem vergência definida.	$\delta 1$ - E-W?, , horizontal $\delta 3$ – Vertical
D_{n+3}/D_{n+4}	Zonas de Cisalhamento com movimento aparente dextral e sinistral e trends NW-SE e NE-SW, respectivamente. Os indicadores cinemáticos são dobras de arrasto, deslocamento de diques e sigmoides de foliação.	Tensores máximos encontrados: Conjunto 1: $\delta 1$: NW-SE / $\delta 3$: NE-SW; Conjunto 2: $\delta 1$: WSW-ENE/ $\delta 3$: NW-SE

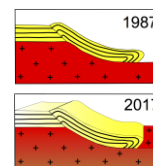
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

No setor setentrional de ocorrência do Complexo Santa Isabel ocorrem metatexitos e diatexitos com paleossomas orto e paraderivados. Essas rochas estão deformadas e 5 fases de deformação são identificadas. Estudos mais aprofundados poderão verificar a hierarquia deformacional para as zonas de cisalhamento tardias.

Agradecimentos: Os autores agradecem a colaboração do CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7) e pelos recursos do Edital Propci/Ufba 01/2016 – PIBIC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCANJO J. B. A.; MARTINS A. M.; LOUREIRO H. C.; DELGADO I. M.; SOUZA J. D.; NEVES J. P.; OLIVEIRA J. E.; TEIXEIRA L. R.; VARELA P. H.; GOMES R. D.; SANTOS R. A.; MELO R. C. 2005. Projeto Vale do Paramirim, Bahia: Geologia e Recursos minerais. CBPM. Série de arquivos abertos, 22, 70p.
- BARBOSA, N. S.; TEIXEIRA, W.; BASTOS-LEAL, L. R.; MENEZES LEAL, A. B. 2013. Evolução crustal do setor Ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr, 2013. Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo, 13, n. 4, p. 63-88.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. 2003. Cologem Paleoproterozóica de Placas Arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 33(1-Suplemento): 7-14.
- BORRADAILE, G.J.; Mc ARTHUR, J., POWELL C.M.A. 1982 Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- CRUZ S. C. P.; PEUCAT J. J., TEIXEIRA L. C.; CARNEIRO, M. A.; MARTINS A. A. M., SANTANA J.S.; SOUZA J. S.; BARBOSA J. S. F.; MENEZES LEAL A. B.; DANTAS E.; PIMENTEL M. 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and UePb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. Journal of South American Earth Sciences, London, 37, p. 1-18.
- GUIMARÃES, J.T.; NOGUEIRA, L.H.M.; MACÊDO, L.L. 2012. Mapa geológico de Riacho de Santana, escala 1:100.000, Salvador. CPRM. Programa Geologia do Brasil – PGB.
- MEDEIROS E. L. M. 2013. Geologia e Geocronologia do complexo Santa Izabel, na região de Urandi, Bahia. Dissertação (Mestrado em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, p. 96.
- POWELL C.M.A. 1979 A Morphological Classification of rocks cleavage. Tectonophysics 58:21-34.
- PAIM, M.M. 2014. Maciço de Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-Colisional no Sudeste da Bahia. Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA
- ROSA, M. L. S. 1999. Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado. Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.
- SAWYER, E.W., 2008. Atlas of Migmatites, The Canadian Mineralogist, 371p



GEOLOGIA ESTRUTURAL A NORTE DA SERRA DA MATRICULADA EM DIAMANTINA-MG

Marrismam, R. B. O.¹; Rocha, F.H.F.²; Sena, V. H.³; Almeida, C. F.⁴;

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: rhaianabrandao@ufmg.com.br

² Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: fhrochaf@gmail.com

³ Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: vsenageo@gmail.com

⁴ Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: carolina.almeidaf56@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo se localiza a, aproximadamente, 4 km a norte da Serra da Matriculada, sendo delimitada pelo polígono de coordenadas geográficas – 43°38'05" – 43°35'38"W / 18°22'06" – 18°23'38"S, na zona rural de Datas, Minas Gerais, a aproximadamente 275 km de Belo Horizonte (Fig. 1).

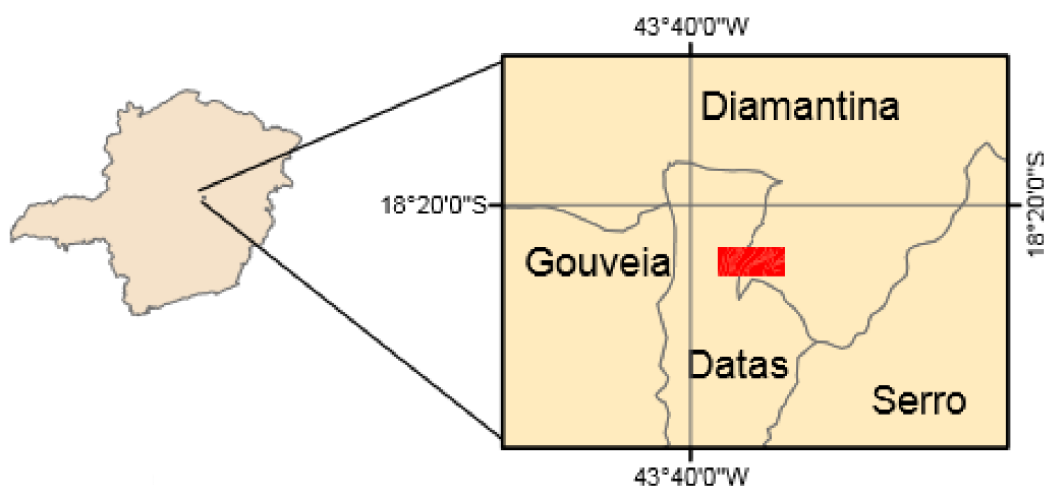


Figura 1: Localização da área estudada demarcada por um retângulo vermelho preenchido.

A Cordilheira do Espinhaço é caracterizada pelos pacotes quartzíticos cujo relevo acentuado estende-se em direção norte-sul, do centro do estado de Minas Gerais até o norte da Bahia. Segundo Knauer (2007), as características estratigráficas do Setor Meridional da Serra do Espinhaço foram descritas, em sua maior parte, por Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979), com modificações propostas por Fogaça *et al.* (1984), Dussin *et al.* (1984) e Almeida Abreu (1993).

Rolim (1992) caracteriza a Serra do Espinhaço Meridional por um sistema de deformação com falhas de empurrão (com geometria de duplexes ou leques imbricados) e zonas de cisalhamento dúctil de direção preferencial N-S e vergência para oeste. A movimentação de massa ocorreu de leste para oeste, originando duplexes, com rampas e patamares, sendo comuns as duplicações ou omissões das unidades e inversões estratigráficas. Caracterizado por Knauer & Ebert (1997), o evento de deformação principal é “tangencial, de caráter progressivamente dúctil até dúctil/rúptil e rúptil, heterogêneo e não coaxial”.

Na região estudada, a estratigrafia é dada pelo Complexo Gouveia, Formação Barão do Guaicuí (Grupo Costa Sena), Formação São João da Chapada (nos níveis B, C ou indiviso), além da Formação Sopa Brumadinho (nos membros Caldeirões, Campo Sampaio ou indiviso).

2. ESTRATIGRAFIA

O Complexo Gouveia, unidade pertencente ao embasamento cristalino, é formado por gnaisses e granitos. Os afloramentos são escassos e a litologia é limitada às depressões com vegetação densa.

A Formação Barão do Guaicuí, também definida como embasamento pré-Espinhaço, é composta por quartzo-mica xisto, mica xisto e clorita xisto. Por vezes, encontra-se invertida por empurrões que a coloca sobre camadas mais recentes do Supergrupo Espinhaço.

A Formação São João da Chapada aflora nos níveis B e C. O Nível B foi definido por uma lasca tectônica, em formato lenticular, de filito hematítico em contato tectônico com a Formação Sopa Brumadinho. O Nível C encontra-se em contato brusco com o Nível B e em contato tectônico com a Formação Barão do Guaicuí. Representado, na maioria das vezes, por quartzito puro, bem selecionado com estratificações cruzadas tabulares de pequeno a médio porte e estratificação planar paralela - características típicas de ambientes fluviais.

A Formação Sopa-Brumadinho aflora nos membros Caldeirões e Campo Sampaio. O Membro Caldeirões é composto por quartzito micáceo que grada para quartzito ferruginoso. O Membro Campo Sampaio encontra-se intercalado em contatos tectônicos com o Membro Caldeirões, sendo composto por quartzito puro com granulometria de areia fina, bem selecionado. Este nível apresenta características de fácies lacustre superior.

3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O grande movimento de massa para oeste e a alta densidade de falhas evidencia a existência de um grande evento deformacional principal de controle dúctil-rúptil. Esse evento é caracterizado em escala regional como a formação de grandes falhas de cavalgamento e duplexes com omissão e/ou duplicação de camadas. Já as foliações, crenulações, *tension gashes*, transposição de veios, sombras de pressão, caudas de recristalização, estiramentos, milonitização, estão entre as evidências observadas nos afloramentos. A partir do mapeamento com a coleta de 288 medidas, foram analisados os estereogramas de todas unidades em conjunto.

O acamamento (S_0) foi medido sempre que se observou variação granulométrica e/ou composicional.

A foliação (S_1) trata-se de uma estrutura regional associada à deformação compressiva E-W, gerada por zonas de cisalhamento devido provavelmente ao movimento de massa regional no evento Brasiliano. De modo geral, a foliação S_1 é subparalela ao S_0 .

Em rochas menos competentes, como os xistos do Grupo Costa Sena, observa-se uma estrutura milonítica ou mesmo filonítica, além de transposição de estruturas com veios de quartzo formando bengalas. Nos quartzitos do Supergrupo Espinhaço que possuem baixo grau de deformação, a foliação pode se apresentar marcada nos níveis mais micáceos ou evidenciada por estiramento de grãos de quartzo. Já nos xistos do Grupo Costa Sena, foi possível observar a foliação (S_2) crenulando (S_1), em um único ponto e essa não é representativa.

A Figura 2 mostra um estereograma dos pontos polares de todas as medidas obtidas em campo, com um máximo modal de 104/41, e apesar de englobar feições estruturais de domínios e litologias distintas, essa medida representa a orientação regional.

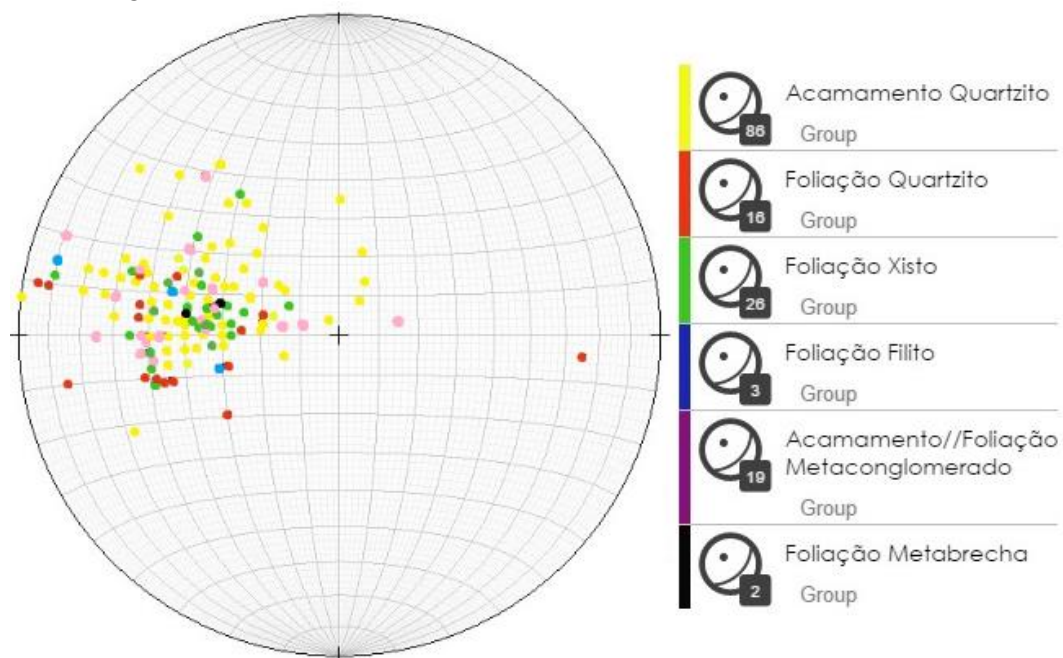


Figura 2: Estereograma de pontos polares com todas as atitudes obtidas em campo para o acamamento (S_0) e foliações (S_1).

As fraturas são comuns em toda a região estudada, presentes na maioria dos afloramentos de quartzito e metaconglomerado. A Figura 3A mostra os diagramas de roseta das atitudes das fraturas, onde nota-se que o padrão das medidas varia para todas as direções, prevalecendo as medidas que se concentram em planos aproximadamente E-W, que são coincidentes com a direção dos pequenos lineamentos estruturais de pequenas proporções e, concentradas principalmente nas cristas das serras, e alguns lineamentos expressivos, alongados que atravessam grande parte da área, ambos com direção preferencial W-E. Esses lineamentos foram interpretados como pequenas falhas transcorrentes e ajustes laterais causados pela deformação heterogênea.

Assim como as fraturas, veios de quartzo são observados em grande parte dos afloramentos, principalmente, em metabrecha, quartzito e metaconglomerado. Algumas vezes concordante com a foliação e outras, truncando a mesma. Em alguns locais ocorrem *boudins* de foliação preenchidos por veios e dobras parasíticas indicando um movimento com direção N-S com topo para o Sul. A figura 3B demonstra a distribuição dos veios através de um diagrama de rosetas. É possível observar a direção preferencial dos veios como sendo coincidente com a direção da foliação e com a direção de algumas famílias de fraturas. Os veios se adensam em zonas de falhas.

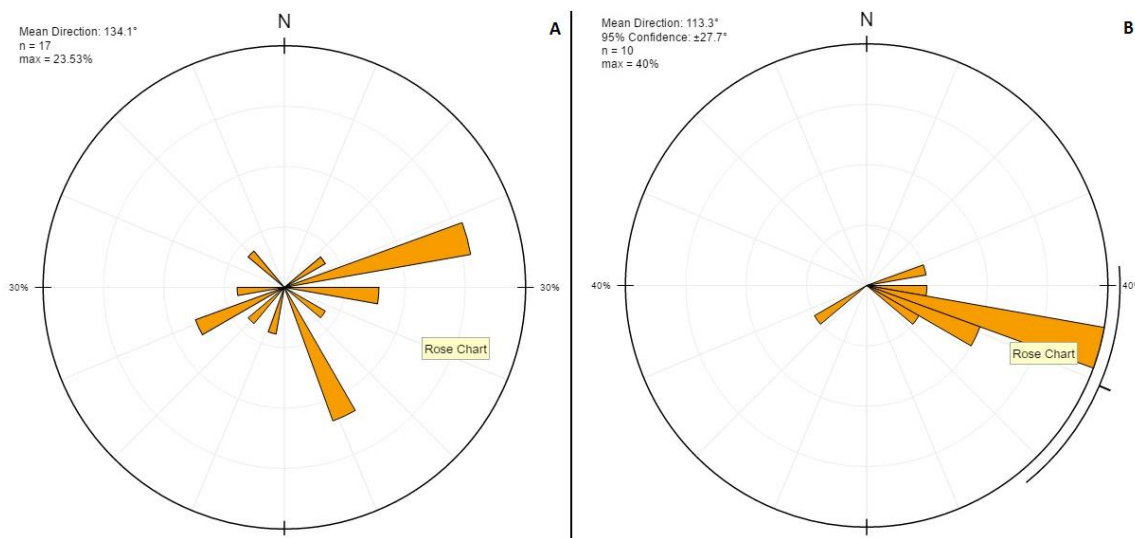


Figura 3: (A) Diagrama de rosetas de fraturas na área estudada. (B) Diagrama de rosetas das fraturas encontradas na área de estudo.

4. DISCUSSÕES

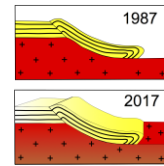
A região é composta basicamente por rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço intercaladas, na maioria das vezes, em contato tectônico com xistos do Supergrupo Rio Paraúna. Granito-gnaisse do Complexo Gouveia são encontrados em regiões mais baixas determinando um contato brusco com as outras litologias.

Modelada por um sistema de falhas de empurrão que mergulham para leste com movimento de massa para oeste, a geologia é marcada por uma forte influência tectônica, chegando a modificar o embasamento em alguns pontos. Devido à alta deformação, ocorrem por toda área falhas de empurrões com estruturas do tipo duplex. Essas estruturas causam várias complicações na definição das unidades estratigráficas que, muitas vezes, são descritas como indivisas. Também se torna difícil calcular suas respectivas espessuras devido a duplicação ou omissão de camadas. De modo geral, as camadas mergulham para leste e o deslocamento de massa ocorre de leste para oeste.

Agradecimentos: Aos Professores Antônio Romano, Ricardo Diniz, Guilherme Knauer.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA-ABREU P.A. 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese de doutoramento, Univ. Freiburg, 150p.
- DOSSIN I.A., UHLEIN A., DUSSIN T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro. Anais 7, p. 3118-3134.
- FOGAÇA, A.C.C., ALMEIDA ABREU, P.A., SCHORSCHER, H.D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço, MG. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, 6: 2652–2667.
- KNAUER L.G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15(1): 81-90.
- KNAUER, L.G. & EBERT, H.D. 1997. Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG e considerações sobre a idade do Orógeno Espinhaço. VI Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, 56-58.
- PFLUG, R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, (Boletim 226) pp. 51.
- ROLIM, V. K. 1992. Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseado na geometria dos falhamentos de empurrão. *Rev. Esc. Minas*, 45:75-77.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: Atas I Simp. de Geologia de Minas Gerais, Diamantina, SBG-MG, 1:55-73.



ANÁLISE ESTRUTURAL DO ENXAME DE DIQUES MÁFICOS NA PORÇÃO CENTRO LESTE DO ESTADO DA BAHIA, BRASIL.

Santana, P. R. R.^{1,2}; Paim, M. M.^{1,2}; Sena, F. O.^{1,2}; Oliveira, L. R. S.^{1,2}; Nascimento, R. S. A.¹; Câmara, I. S.^{1,2}; Sá, J. H. S.^{1,2}; Barbosa, R. J.¹

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia - IGEO-UFBA, pedrorrsantana@gmail.com

² Grupo de Metalogênese e Exploração Mineral, CPGG-UFBA, pedrorrsantana@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Diques representam estruturas extensionais importantes, amplamente distribuídas em terrenos cratônicos ao longo da Terra (Halls & Fahrig, 1987). No Cráton do São Francisco, diversos estudos relacionados a diques máficos foram realizados tanto em sua porção setentrional quanto em sua porção meridional, com destaque para os trabalhos síntese de Corrêa-Gomes *et al.* (1996) e Oliveira Chaves & Neves (2005), respectivamente. Entretanto, de maneira geral, esses corpos ocorrem encobertos, o que vem demonstrando o importante papel do método geofísico magnético para o seu reconhecimento (Purucker & Whaler, 2015).

Seguindo essa tendência, a partir de levantamentos aerogeofísicos realizados na porção setentrional do Cráton do São Francisco, Sena (*no prelo*) interpretou estruturas lineares compatíveis com corpos filonianos cobrindo parte do centro-leste do Estado da Bahia. Dando sequência a este trabalho, Santana (2017) identificou, em campo, ao longo desses lineamentos aeromagnéticos, corpos de composições máficas (gabros, diabásios e basaltos). Petrograficamente, estes apresentam paragênese ígnea contendo quantidades variáveis de plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda e opacos, além de microestruturas ofítica, subofítica, glomerofílica e intergranular.

Em função do padrão geométrico, dimensão e orientação exibidos por esse enxame de diques, truncando parte das paleoplacas (*sensu* CRUZ *et al.* 2016) Serrinha, Gavião Norte e o Cinturão Salvador-Curaçá, tornou-se adequado o entendimento quanto ao desenvolvimento desse magmatismo filoniano. Em vista disso, esse trabalho tem a finalidade de analisar estruturalmente o magmatismo fissural localizado no segmento centro-leste do Estado da Bahia, com o propósito de entender os tipos de propagações, sentido de fluxo e regime tectônico que controlaram a injeção desses corpos filonianos na área.

O entendimento estrutural quanto à colocação e propagação de diques máficos tem importância singular sobre a compreensão de como o magma é transferido e colocado na crosta (Halls, 1982). Além disso, fornece informações sobre o seu nível crustal de colocação e as condições reológicas do ambiente geológico (Corrêa-Gomes *et al.* 1988).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar o objetivo estabelecido, foram realizados sequencialmente: levantamentos bibliográficos; análise de mapa aeromagnético regional da área de estudo, a partir dos levantamentos aerogeofísicos de Senhor do Bonfim e Andorinhas-Ipirá-Piritiba, cedidos por Sena (*no prelo*); trabalhos padrão de campo com descrições macroscópicas e medidas de estruturas rúpteis pelo método *strike & dip*; reconhecimento e quantificação de lineamentos de relevo através de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), seguido da obtenção de suas direções através da ferramenta AzimuthFinder, no software ArcGis® 10.1; e, por fim, foram gerados gráficos de rosetas de frequência dos lineamentos magnéticos e de relevo, através do software Stereonett®.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1- Estilos geométricos

Com base nas características do enxame de diques máficos da área de estudo, obtidas através do mapa de amplitude do sinal analítico, foram conduzidas algumas ponderações acerca dos seus estilos geométricos e aspectos geodinâmicos.

Conforme a classificação de Hoek (1991), os diques máficos da área de estudo enquadram-se nos estilos geométricos irregular e entrelaçado (Figura 1a,b,c).

A geometria irregular ocorre, predominantemente, nos lineamentos magnéticos a NE da área, identificado pelo padrão sublinear dos diques. Nessa geometria, a presença de segmentações e *offsets* é uma característica comum (Figura 1c), podendo corresponder ao desmembramento de um único corpo em subsuperfície (Delaney & Pollard, 1981). A ocorrência de *offsets* pode indicar direções de propagação do fluxo magmático tanto lateral quanto vertical-ascendente, sugerindo, com isso, o nível crustal da fonte magmática precursora (Gudmundsson, 1984).

A geometria entrelaçada ocorre, principalmente, ao longo das porções central e sul da área de estudo. Nesses locais, é possível observar a presença de diversas bifurcações e ramificações (Figura 1d). Analogamente ao que foi discutido por Baer (1995), esses padrões bifurcados e ramificados correspondem a estágios de formação e propagação de um corpo tabular. Com base no modelo do autor referido, é possível sugerir que o sentido de propagação lateral do enxame de diques da área de estudo ocorreu, predominantemente, de SE para NW (Figura 1c).

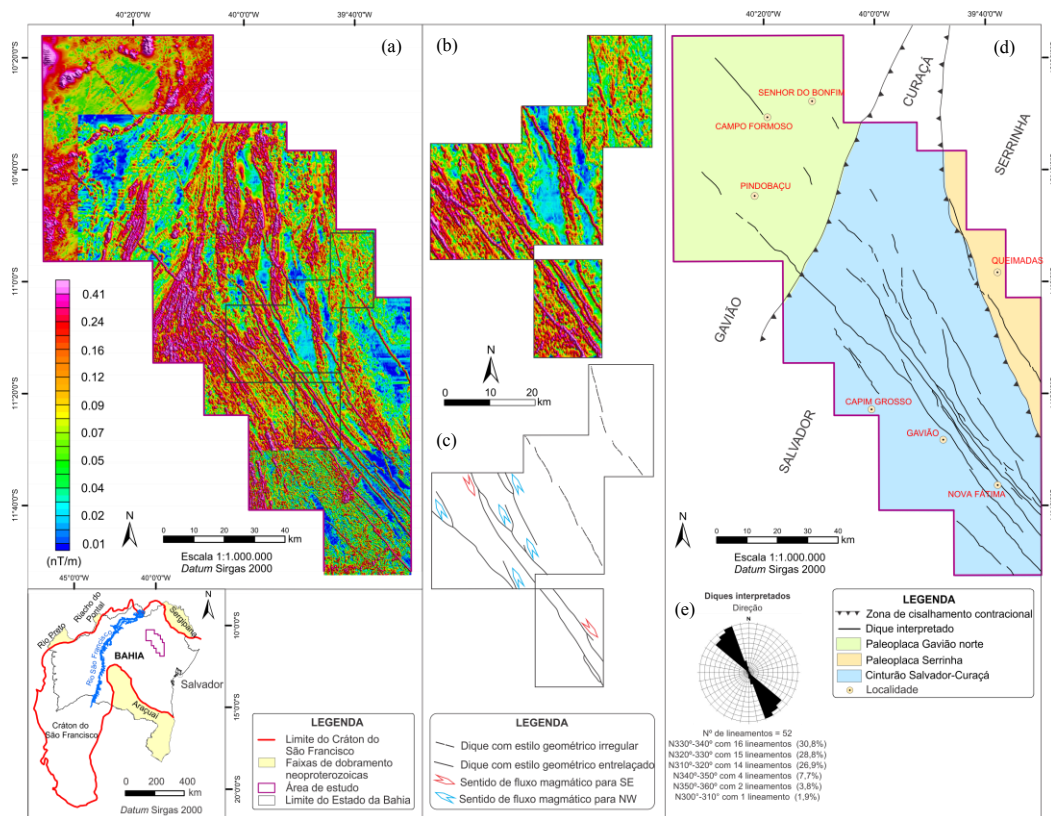


Figura 1: (a) mapa de amplitude do sinal analítico da área de estudo com polígono, em preto, onde os diques exibem geometrias irregular e entrelaçada; (b) polígono preto ampliado; (c) croqui da imagem “b” com estilos geométricos e sentidos de fluxo magmáticos interpretados; (d) croqui da imagem “a” representando os compartimentos tectônicos e os lineamentos magnéticos dos diques interpretados; e (e) gráfico de roseta de frequência de direção dos lineamentos aeromagnéticos, interpretados, referentes aos diques. Fontes: (a,b) Modificado de Sena, *no prelo*.

3.2-Aspectos Geodinâmicos

Na área de estudo, nas porções central e sul do Cinturão Salvador-Curaçá, predominam lineamentos de relevo e magnéticos com orientações NNW-SSE (Figura 2a,b,c2,d2,e2), paralelos a subparalelos ao enxame de diques estudado (Figura 1d,e). Entretanto, a norte do Cinturão, esses lineamentos infletem para N-S, demonstrando a forte influência do lineamento Jacobina.

Nas paleoplacas Serrinha e Gavião, os lineamentos de relevo e magnéticos regionais exibem orientações dominantes NNE-SSW e NNW-SSE, respectivamente (Figura 2c1,c3,d1, d3,e1,e3). Nessas regiões, o enxame de diques trunca, com orientações entre N310°-340°, oblíqua a quase ortogonalmente esses lineamentos.

A existência de lineamentos magnéticos, em parte do Cinturão Salvador-Curaçá, com orientações paralelas a subparalelas às do enxame de diques máficos da área de estudo, geram certa suspeita quanto à influência de fraturas preexistentes durante a sua colocação. Entretanto, a ausência de um conjunto regional sistemático de lineamentos de relevo e magnéticos, paralelos a esse enxame, leva a sugerir que o magma não aproveitou fraturas preexistentes durante a sua colocação. Isso fica bastante evidenciado nas paleoplacas Serrinha, Gavião Norte e na porção norte do Cinturão Salvador-Curacá.

Esses dados levam a sugerir que os diques foram intrudidos através de fraturas auto-geradas, propagados como fraturas do modo puro I, segundo o modelo de Halls & Fahrig (1987). Segundo este modelo, sugere-se que o enxame de diques estudado propagou-se em um regime extensivo linear, configurando-se na sua morfologia regularmente unidirecional e paralela exibida em mapa (Figura 1d).

Além disso, a direção preferencial constante, N310°-340°, ao longo de toda a extensão desse enxame, indica a abrangência regional do magmatismo intrusivo precursor, refletindo condições regionais de paleo-estresse (σ_3) bastante homogêneas, conforme discutido por Ray *et al.* (2007), para diques de centenas de quilômetros.

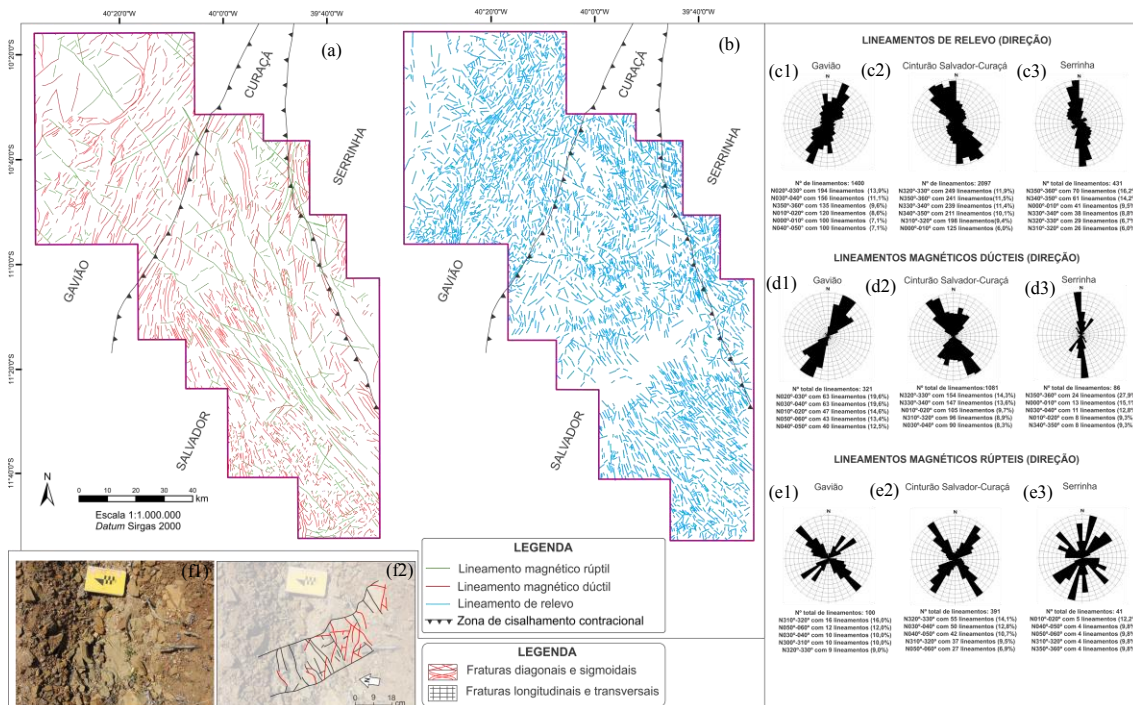


Figura 2: (a) lineamentos aeromagnéticos dúcteis e rúpteis da área de estudo, interpretados a partir do mapa de amplitude do sinal analítico; (b) lineamentos de relevo interpretados; (c1, c2, c3) rosetas de frequência das orientações dos lineamentos de relevo das paleoplacas Gavião norte, Cinturão Salvador-Curaçá e Serrinha; (d1, d2 e d3) rosetas de frequência referentes às orientações dos lineamentos magnéticos dúcteis das paleoplacas Gavião Norte, Cinturão Salvador-Curaçá e Serrinha; (e1, e2, e3) rosetas de frequência referentes às orientações dos lineamentos magnéticos rúpteis das paleoplacas Gavião Norte, Cinturão Salvador-Curaçá e Serrinha; (f1) aspectos estruturais, de campo, dos diques basálticos exibindo planos de fraturas longitudinais, transversais, diagonais e sigmoidais. Foto com visada em planta, onde caderneta aponta para o norte; (f2) Croqui da imagem “f1” com estilos distinguidos de fraturas. Fonte: (a) Modificado de Sena, *no prelo*.

Ademais, em campo, foi possível mapear fraturas longitudinais, transversais, diagonais e sigmoidais (Figura 2f1,f2). As duas primeiras estariam de acordo com uma tensão linear por cisalhamento puro, característica das fases iniciais de preenchimento do conduto. Já a presença de fraturas diagonais e sigmoidais (Figura 2f1,f2) sugere a mudança de orientação dos campos de tensão principais atuantes para uma posição diagonal ao conduto, conferindo ao sistema a atuação, também, de um regime transcorrente sobre os diques estudados. Essa variação da orientação dos tensores está de acordo com o apresentado por Corrêa-Gomes *et al.* (1996), referente ao amplo

domínio de regimes transtrativos sobre o magmatismo fissural na porção setentrional do Cráton do São Francisco. Sendo assim, é possível que o magmatismo filoniano, alvo de estudo, tenha sido submetido a variações dos tensores principais de um regime linear para um regime transtensivo durante sua colocação na crosta.

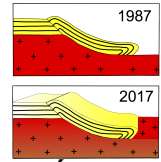
4. CONCLUSÕES

Regionalmente, apesar da grande densidade de lineamentos topográfico e magnético, exibidos na área de estudo, a ausência de um padrão com orientação semelhante ao enxame, na maior parte do mapa, leva a sugerir que as fraturas preenchidas por esse magmatismo fissural foram auto-geradas. Possivelmente esse enxame foi injetado na crosta segundo o modo I definido por Halls & Fahrig (1987), propagando-se conforme as geometrias irregular e entrelaçada, em um regime tectônico com σ_3 horizontal (NE-SW), com evidências, em macro-escala, de um fluxo lateral propagado predominantemente para o sentido NW. Esse regime foi, posteriormente, rotacionado, conferindo ao sistema um regime transtensional, em função da presença de fraturas diagonais e sigmoidais observadas em campo.

Apoio: Esta pesquisa é parte da monografia do Trabalho Final de Graduação do primeiro autor e foi desenvolvida no âmbito do Projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia II: banco de dados e análise metalogenética e previsional de duas províncias na região nordeste do Estado (em execução pelo Grupo de Metalogênese da UFBA em convênio com a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAER, G. 1995. Fracture propagation and magma flow in segmented dykes: Field evidence and fabric analyses, Maktesh Ramon, Israel. In: Baer, G., Heimann, A. A. (eds.) *Physics and Chemistry of Dykes*, Balkema, Rotterdam, p. 125-140.
- CORRÊA GOMES, L. C.; TANNER DE OLIVEIRA, M. A. F.; BASTOS LEAL, L. R. B., 1988. Feições estruturais dos diques máficos: Relações entre magmatismo fissural e as condições reológicas do meio. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Belém-PA, 5, 2217-2226.
- CORRÊA-GOMES, L. C.; TANNER DE OLIVEIRA, M. A. F.; MOTTA, A. C.; CRUZ, M. J. M. 1996. (Eds.). *Províncias dos diques máficos do Estado da Bahia. Mapa, evolução temporal e estágio atual do conhecimento. Convênio SICM/SGM/PPPGIUFBA*, 144 p.
- CRUZ, S. C. P.; BARBOSA, J. S. F.; PINTO, M. S.; PEUCAT, J. J.; PAQUETTE, J. L.; SOUZA, J. S.; MARTINS, V. S.; JÚNIOR, F. C.; CARNEIRO, M. A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 69, p. 43-79.
- DELANEY, P. T. & POLLARD, D. D. 1981. Deformation of Host Rocks and Flow of Magma during Growth of Minette Dikes and Breccia-bearing Intrusions near Ship Rock, New Mexico. *Geological Survey Professional Papers*, Washington, v. 1202, 60 p.
- GUDMUNDSSON, A. 1984. Formation of Dykes, Feeder-dykes, and the Intrusion of Dykes from Magma Chambers. *Bulletin of Volcanology*, v. 47, n. 3, p. 537-549.
- HALLS, H. C., 1982. The importance and potencial of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. *Geoscience Canada*, Toronto, Ontario, v. 9, n. 3, p. 145-154.
- HALLS H.C. & FAHRIG W.F. 1987. Mafic Dyke Swarms. *Special Paper 34. Geological Society of Canada*. 503 p.
- HOEK, J. D. A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, vol. 80, n. 2, p. 233-248, 1991.
- OLIVEIRA CHAVES, A & NEVES, J. M. C. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African–South American correlations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 387–397, 2005.
- PURUCKER, M. E. & WHALER, K. A. 2015. Crustal magnetism. In: SCHUBERT, G.; ROMANOWICZ, B.; DZIEWONSKI, A. Second edition. *Treatise on Geophysics*. Amsterdam: Elsevier, 5604 p. chap. 5, p. 195-235.
- RAY, R., SHETH, H. C., MALLIK, J., 2007. Structure and emplacement of the Nandurbar–Dhule mafic dyke swarm, Deccan Traps, and the tectonomagmatic evolution of flood basalts. *Bulletin of Volcanology*, n. 69, p. 537-551.
- SANTANA, P. R. R., 2017. Enxame de Diques Máficos na Porção Centro-Leste do Estado da Bahia. *Evidências Geológicas, Aerogeofísicas e Interpretações Preliminares. Trabalho final de graduação – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador*, 144 p.
- SENA, F. O. *No prelo*. Relatório geofísico integrado do Projeto Metalogenético. Em elaboração para a CBPM.



ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO GREENSTONE BELT RIACHO DE SANTANA, CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, BAHIA

Yuri César F. Costa¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz², Vanderlucia dos Anjos Cruz², Érica Neres dos Santos¹, Rebeca de Jesus Barbosa¹, Gustavo de Almeida Ferreira¹, Cleiton Rafael Soares Alves¹, Márcio Mattos Paim¹

¹ Universidade Federal da Bahia, yuricfc@gmail.com

² Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia

1. INTRODUÇÃO

O *Greenstone Belt* Riacho de Santana (GBRS) possui cerca de 84 km de comprimento (Santos 2010) e está localizado na porção setentrional do Cráton do São Francisco, no setor oeste da Paleoplaca Gavião (Cruz et al. 2016) (Figura 1a e b). O *trend* é N-S e esse *greenstone* já foi estudado anteriormente por diversos autores, dentre eles Costa et al. (1975, 1980), Silveira & Garrido (2000) e Prazeres-Santos (2010). Segundo Silveira & Garrido (2000), Prazeres-Santos (2010) e os novos estudos aqui apresentados, ele pode ser subdividido em três unidades (Figura 2): (i) inferior, composta por metakomatiitos, metabasaltos e meta-gabros, que estão intercalados com xistos aluminosos, rochas calcissilicáticas, formações ferríferas bandadas metamorfisadas (itabiritos), quartzitos, metacherts e metacarbonatos; (ii) intermediária, com metabasaltos, xistos aluminosos, meta-cherts, grafita-xisto e grafitos com proporções subordinadas de metacarbonatos e rochas calcissilicáticas. Um metabasalto dessa unidade foi datado pelo método U-Pb (LA-ICPMS, zircão) por Rodrigues et al. (2012) em 3201 ± 102 Ma, tendo sido obtida a idade 2218 ± 16 Ma; e (iii) superior, constituída por quartzitos, metacherts, metacarbonatos, com proporções subordinadas de itabiritos.

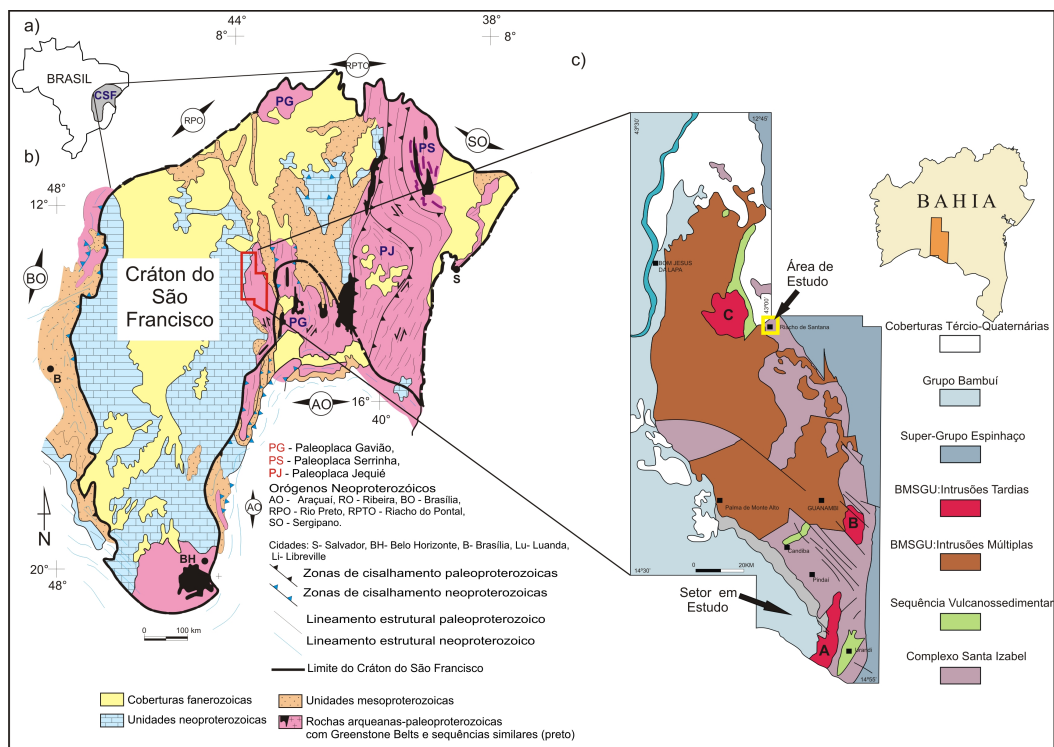


Figura 1: a) O Cráton do São Francisco (CSF) no território brasileiro. b) Localização da região de trabalho (indicada por um retângulo vermelho) no contexto do CSF e Paleoplaca Gavião (PG) (modificado de Cruz et al. 2012; adaptado de Alkmin et al., 1993); c) Mapa regional (modificado de Rosa 1999) com a localização da área estudada (retângulo amarelo).

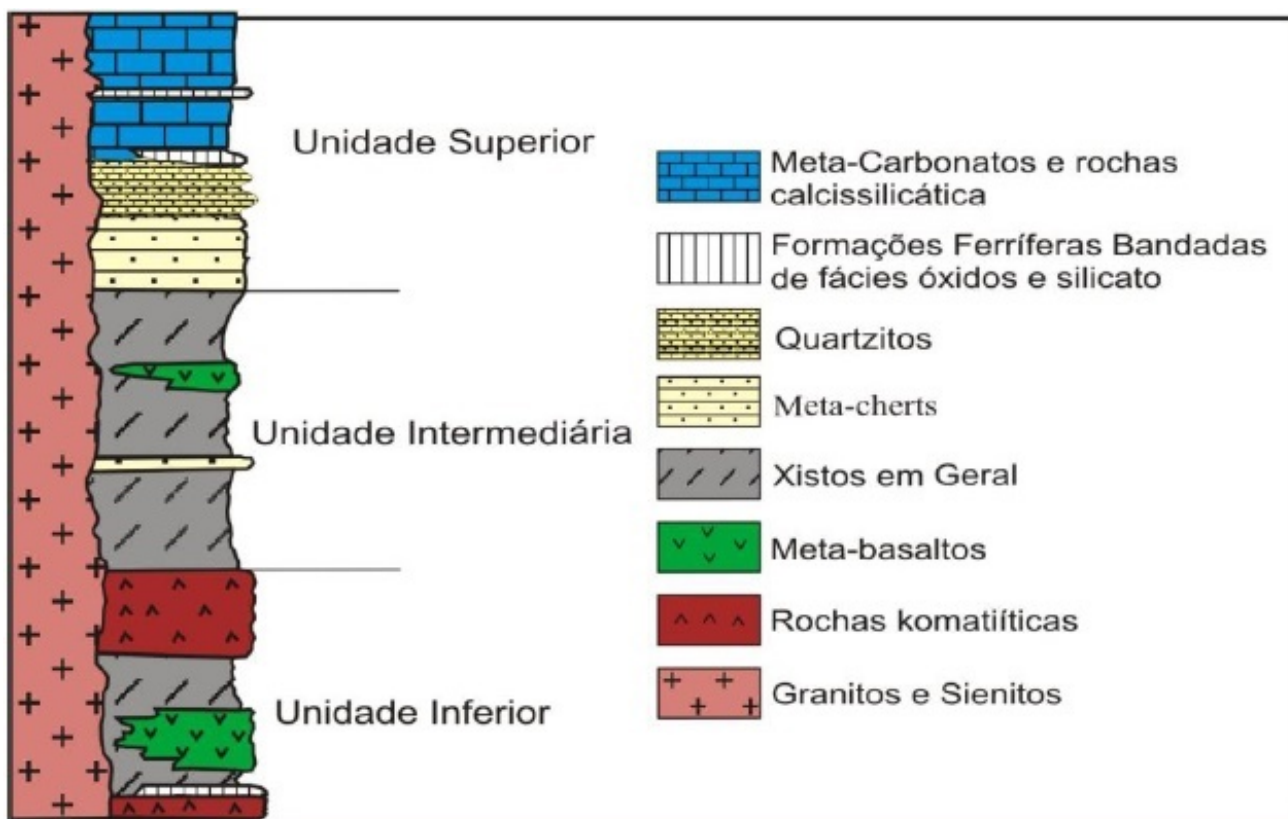


Figura 2: Coluna Estratigráfica do *Greenstone Belt* Riacho de Santana, segundo Silveira & Garrido (2000).

O presente trabalho tem como objetivo apresentar resultados da pesquisa em andamento com ênfase na criação de um modelo deformacional para o *Greenstone Belt* Riacho de Santana que contemple elementos multiescalares, por enquanto, a partir dos dados estruturais coletados em campo.

2. CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

O embasamento do *Greenstone Belt* Riacho de Santana é composto pelo Complexo Gnáissico Migmatítico homônimo (Figura 1c), recentemente redenominado por Guimarães et al (2012) como Complexo Gnáissico-Migmatítico Favelândia, e pelo Complexo Santa Isabel (Portela et al. 1976). O Complexo Riacho de Santana é composto por ortognaisses, migmatitos e granulitos de composição TTG (Barbosa et al. 2013). Barbosa et al. (2013), reavaliando os dados de Rosa (1999, U/Pb, Laser Ablation) obtiveram uma idade de 3648 ± 69 Ma. Mascarenhas e Garcia (1989) obtiveram uma idade Rb/Sr em rocha total para as rochas desse complexo de 2685 ± 97 Ma, que foi interpretada como a idade de migmatização. O Complexo Santa Isabel compreende charnockitos, ortognaisses de composição tonalítico-granodiorítica-granítica e granulíticos, migmatitos diversos, enclaves ultramáficos (piroxenitos, peridotitos e komatiitos) e dioríticos, além de kinzigitos, rochas calcissilicáticas, itabiritos, serpentina mármore, peridotitos, talco-tremolita xistos (Arcanjo et al. 2005, Barbosa et al. 2013, Cruz et al. 2014). Para esse complexo, Barbosa et al. (2013) obtiveram idade U-Pb (LA-ICPMS, zircão) de 2954 ± 100 Ma. Por sua vez, os dados U-Pb (LA-ICPMS) obtidos por Medeiros (2013) para a idade de cristalização dessas rochas variaram de $3097 \text{ Ma} \pm 24$ a $3136 \text{ Ma} \pm 8$. Uma idade obtida pelo método por SHRIMP (U-Pb, zircão) sugere migmatização em 2095 ± 8.6 Ma.

3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL E FASES DEFORMACIONAIS

Na área de trabalho predomina um bandamento gnáissico composto por intercalações de rochas ígneas e metassedimentares. Orientado segundo esse bandamento observa-se uma xistosidade marcada pela orientação preferencial de anfibólios e plagioclásio em metabasaltos, biotita em xistos aluminosos, hematita em formações ferríferas bandadas metamorfisadas (itabiritos) e quartzo em quartzitos. Ambas estruturas, bandamento composicional gnáissico e xistosidade, configuram a foliação (S_n). Internamente a S_n encontram-se dobras intrafoliais isoclinais, além de *boudins* simétricos e assimétricos. A lineação de estiramento mineral (L_{x_n}) com orientação predominante NW-SE é marcada por biotitas. Indicadores de movimento S/C e S/C/C' são

observados no plano XZ do elipsóide de deformação finita sugerem um topo estrutural para SE. Esse bandamento está dobrado em dois conjuntos distintos. O primeiro compreende dobras (F_{n+1}) fechadas ($\alpha \approx 60^\circ$), inclinadas com caimento, assimétricas, acilíndricas, *trend* geral E-W. Juntamente com as dobras F_{n+1} foi desenvolvida uma foliação plano axial (S_{n+1}), espaçada, planar, paralela, discreta, com orientação NE-SW. O segundo, consiste no dobramento da foliação S_{n+1} com o desenvolvimento de estruturas (F_{n+2}) abertas, horizontal inclinada, assimétricas, acilíndricas, com *trend* N-S.

Essas estruturas são truncadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo, dúctil-rúpteis, com orientação e cinemática que permitem dividi-las em 2 conjuntos, por enquanto denominados de A e B. O conjunto A apresenta dois *trends* e movimentos distintos: (i) NE-SW, movimento dextral e linha de estiramento mineral de baixo *rake*; (ii) NW-SE, movimento reverso-sinistral e linha de estiramento mineral de médio *rake*. No conjunto B predominam zonas de cisalhamento transdistencionais, também com dois *trends* e movimentos distintos: (i) WNW-ESE a WSW-ENE e movimento dextral; (ii) NW-SE. Além disso, zonas de cisalhamento normais com *trend* NW-SE integram esse arcabouço. A hierarquização entre os dois conjuntos ainda está em andamento e a principal dificuldade é encontrar relações de truncamentos entre eles. Entretanto, os dados obtidos por Neres et al. (2017) sugerem que o conjunto A trunca o conjunto B.

Considerando o arcabouço estrutural descrito, duas fases principais, pré-desenvolvimento das zonas de cisalhamento dos conjuntos por enquanto referidos como A e B podem ser interpretadas. A primeira, denominada de D_n , foi responsável pela formação da foliação S_n , da lineação de estiramento Lx_n , bem como de dobras intrafoliais isoclinais e de estruturas S/C/C'. Essa fase de deformação teria sido gerada por uma tectônica compressional tangencial com topo estrutural para SE e tensor principal máximo dirigido para esse sentido. A segunda foi responsável pelas dobras F_{n+2} . As zonas de cisalhamento de alto ângulo dos conjuntos A e B foram nucleados segundo campo de tensão distintos, com tensor principal máximo posicionado em WNW-ESE para o conjunto A e NE-SW para o conjunto B. Os tensores principais mínimos posicionaram-se horizontalmente segundo ENE-WSE e NW-SE, respectivamente. O modelo proposto neste trabalho difere do que foi sugerido por Silveira (2000) para a evolução deformacional do *Greenstone Belt* Riacho de Santana.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O *Greenstone Belt* Riacho de Santana representa uma unidade polideformada e nele foram identificadas 5 fases deformacionais. Os tensores principais interpretados sugerem a existência de dois campos distintos que se sucederam ao longo da evolução deformacional, sendo o mais antigo segundo NW-SE e o mais jovem segundo WNW-ESSE.

Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração do CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7) e pelos recursos do projeto do Edital Propci/Ufba 01/2016 – PIBIC. Também agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia pela bolsa de Iniciação Científica de Yuri César Figueirêdo Costa..

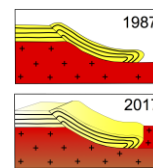
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARCANJO J. B. A.; MARTINS A. M.; LOUREIRO H. C.; DELGADO I. M.; SOUZA J. D.; NEVES J. P.; OLIVEIRA J. E.; TEIXEIRA L. R.; VARELA P. H.; GOMES R. D.; SANTOS R. A.; MELO R. C. 2005. Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Síntese por José Carlos Gonçalves, Reginaldo Alves dos Santos e Roberto Campêlo de Melo. Salvador, CBPM. Série de arquivos abertos, 22, 70p.

BARBOSA, N. S.; TEIXEIRA, W.; BASTOS-LEAL, L. R.; MENEZES LEAL, A. B. Evolução crustal do setor Ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. Revista do Instituto de Geociências – USP, São Paulo, 13, n. 4, p. 63-88, 2013.

CRUZ, S.C.P.; BARBOSA, J.S.F.; BARBOSA, A.C.; JESUS, S.S.G.; MEDEIROS, E.I.M.; FIGUEIREDO, B.S.; LEAL, A.; B.; M.; LOPES, P.; SOUZA, J.S. Mapeamento Geológico e Leantamentos de Recursos Minerais das Folhas Espinosa e Guanambi, escala 1:100.000. Convênio UFBA/CPRM/FAPEX, Salvador, 253p; 2 mapas. 2014.

- CUNHA, C.C.; BARBOSA, J.S.F.; MASCARENHAS, J.F. 2012. Greenstone Belts e Sequências Similares. Geologia da Bahia, Capítulo 5, p 203-326.
- GUIMARÃES, J.T.; NOGUEIRA, L.H.M.; MACÊDO, L.L. Mapa geológico de Riacho de Santana (S D.23-X -D-V), escala 1:100.000. CPRM. 2014.
- MASCARENHAS, J.F. E GARCIA, T.W. Mapa geocronológico do Estado da Bahia: Texto explicativo. Salvador: SGM, 1989.
- PRAZERES SANTOS, J. e MENEZES LEAL, A.B. 2008. Geologia e Petrografia das rochas metavulcânicas máficas da Unidade Intermediária do greenstone belt de Riacho de Santana, Estado da Bahia. Trabalho Final de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- MASCARENHAS, J. DE F. & GARCIA, T.W. 1989. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia, 1/1.000.000: texto explicativo. Salvador: SGM/COM, 1989. p. 34-38.
- MEDEIROS E. L. M. Geologia e Geocronologia do complexo Santa Isabel, na região de Urandi, Bahia. 2013. Dissertação (Mestrado em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, p. 96, 2013.
- NERES, E.S.; CRUZ, S.C.P.; CRUZ, V.A.; BARBOSA, R.J.; FIGUEIRÊDO, Y.C.C.; SANTANA, P.R.R.; CÂMARA, I.S.; MACEDO, L.L.; RODRIGUES, D.L.; SANTOS, R.L.R.; PAIM, M.M. 2017. Migmatitos E Arcabouço Estrutural Do Complexo Santa Isabel Na Região De Riacho De Santana - Análise Preliminar. *in*: XVI Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos. X International Symposium On Tectonics, Salvador, *CD-ROOM*.
- PORTELA, A.C.; MARCHETTO, C.; SANTOS, E.L.; MENEGHESSO, G.; STEN, J.H.; COSTA, I.A.M.; BATISTA, M.B.; MOSSMAN, R.; SILVA, W.G. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. Relatório Final Petrópolis, PROSPEC S.A. 12, 1976.
- PRAZERES SANTOS, J.; MENEZES LEAL, A.B.; SANTOS, A.L.D. 2010. Geologia, Petrografia e Geoquímica das Rochas Meta-vulcânicas Máficas nas Unidades Inferior e Intermediária do Greenstone Belt de Riacho de Santana, BA. In: Congr. Bras. Geol., 45°. Belém.
- RODRIGUES, J.B. RODRIGUES, GUIMARÃES, J.T., BORGES, V.P., CARVALHO, C.B., NOGUEIRA, A.C.. 2012. Rhyacian zircon age of metabasaltic rock from Riacho de Santana Greenstone Belt - Bahia (Brazil). CPRM.
- RODRIGUES, J.B.; GUIMARÃES, J.T.; BORGES, V.P.; CARVALHO, C.B.; NOGUEIRA, A.C. (2012). Ryacian zircon age of metabasaltic rocks from Riacho de Santana Greenstone Belt, Bahia (Brazil). VII American Symposium on Isotope Geology, Medellin. CD-ROM.
- ROSA, M. L. S. Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). 1999. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA. 1999.
- SANTOS, J.P. 2010. ROCHAS META-VULCÂNICAS MÁFICAS DA UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO GREENSTONE BELT DE RIACHO DE SANTANA, ESTADO DA BAHIA: ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal da Bahia.
- SILVEIRA, W.P. & GARRIDO, I.A.A. 2000. Geologia, Pesquisa Mineral e Potencialidade Econômica do Greenstone Belt Riacho de Santana. S.A. Abertos, CBPM, 14, 39p.
- SILVEIRA, W. P.; GARRIDO, I. A. A. Projeto Riacho de Santana: texto e mapas. Salvador: CBPM, 1998. 8 v.



ANÁLISE ESTRUTURAL DO COMPLEXO SANTA ISABEL, GUANAMBI/BA

Liomar de Jesus dos Santos¹, Éder Luís Mathias Medeiros¹, Clayton Ricardo Janoni¹

¹Universidade Federal do Oeste da Bahia, e-mail: liosantos21@hotmail.com

1. APRESENTAÇÃO

Os dados apresentados são referentes a análise estrutural das unidades do Complexo Santa Isabel. A área de estudo situa-se no sudoeste do estado da Bahia, entre os municípios de Guanambi/BA e Caetitê/BA distando aproximadamente 675 Km de Salvador, capital do estado da Bahia.

2. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

O Cráton do São Francisco situa-se no setor oriental do Brasil (Almeida, 1977) e segundo Barbosa et al. (2003), essa unidade tectônica do embasamento da Plataforma Sul-Americana se estabilizou no Riáciano/Orosiriano e ocorre bordejado por cinturões orogênicos neoproterozoicos (Almeida, 1977).

Barbosa et al. (2003) identificaram quatro seguimentos crustais de idade arqueana que se colidiram no Paleoproterozoico, sendo: Bloco Gavião, Bloco Jequié, Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e o Bloco Serrinha. No Bloco Gavião, é onde situa-se o Complexo Santa Isabel. Dentre as diversas unidades arqueanas do Bloco Gavião, tem-se os ortognaisses do Complexo Santa Isabel (Barbosa & Costa, 1972), presentes no setor oeste do Bloco Gavião e a leste da serra do Espinhaço Setentrional.

Esse complexo metamórfico apresenta orientação geral N-S, sendo constituído predominantemente por ortognaisses e rochas migmatíticas, ambos com enclaves máficos, bem como ortognaisses granulíticos e migmatitos granulíticos (Arcanjo et al. 2005; Medeiros et. al. 2011; Medeiros 2013).

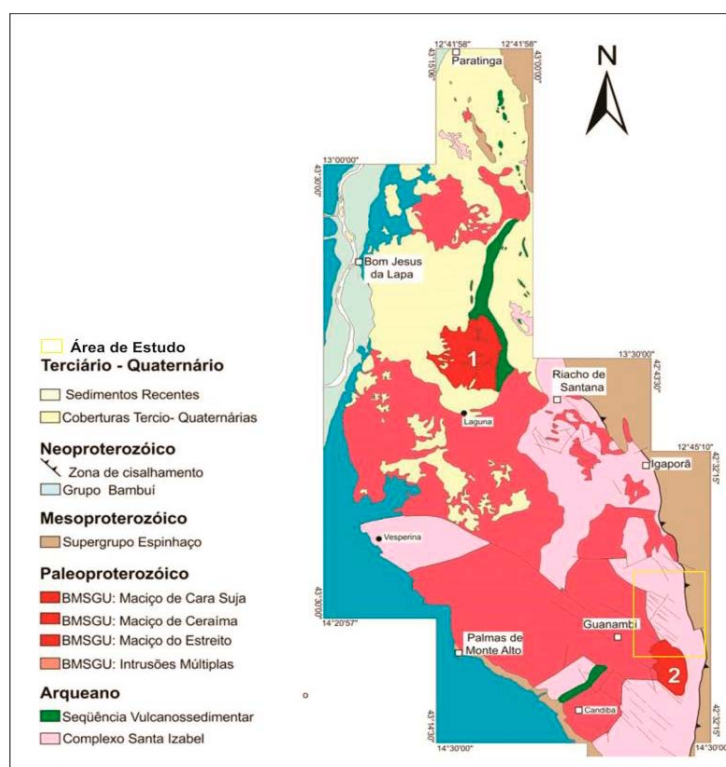


Figura 1. Mapa Geológico do setor oeste do Bloco Gavião com destaque para o Complexo Santa Isabel. Fonte: Modificado de Rosa (1999)

3. O COMPLEXO SANTA ISABEL

Na área mapeada esse complexo é representado por rochas ortoderivadas fêlsicas e intermediárias com enclaves de anfibolitos. Essas rochas encontram-se deformadas, gnaissificadas e parcialmente migmatizadas, embora ocorram também corpos de granitoides. Devido essa variação de litotipos, esse complexo foi organizado em: (i) Ortognaisses; (ii) Migmatitos classificados em Diatexitos e Metatexitos, segundo a proposta de Sawyer (2008); (iii) Granitoides de anatexia (Figura 2).

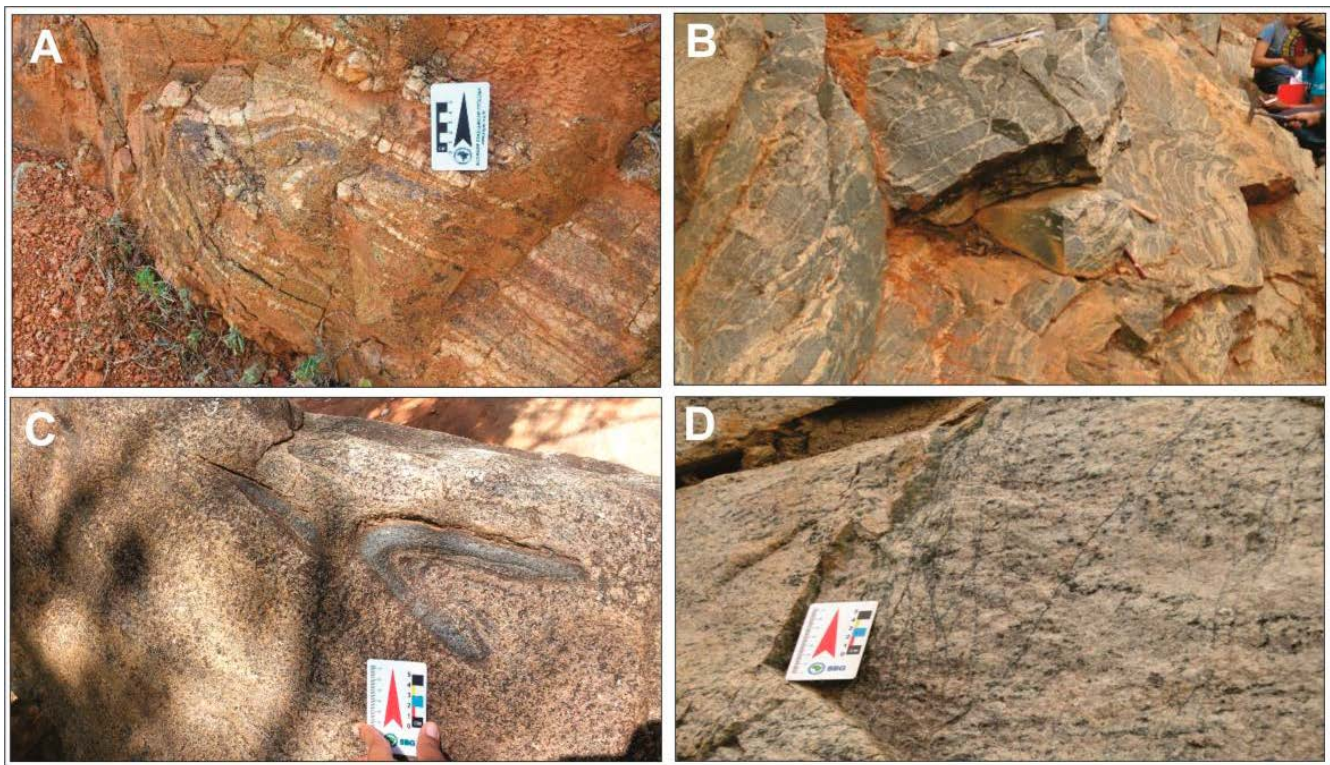


Figura 2. (A) Ortognaisse; (B) Metatexitos; (C) Diatexitos; (D) Granitóide de anatexia.

4. ANÁLISE ESTRUTURAL E RELAÇÃO TEMPORAL ENTRE A MIGMATIZAÇÃO

Foi reconhecido para a área, até quatro fases deformacionais, sendo elas: Dn-1; Dn; Dn+1; Dn+2, e a fase Dn+1 é subdividida em 2 estágios sendo eles Dn+1' e Dn+1'' (Tabela 1).

Tabela 1: Quadro estrutural e relação temporal com a migmatização.

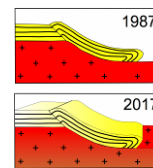
FASES DEFORMACIONAIS	ESTRUTURAS
Dn-1	Foliação gnaissica Sn-1. Pré-migmatização.
Dn	Foliação gnaissica Sn (Plano máximo N091°/71°NE), dobras isoclinais, foliação milonítica boundins assimétricos, lineação de estiramento mineral (Máximo 101°/59°). Pré-migmatização.
Dn+1 Estágio - Dn + 1'	Dobras fechadas a abertas, cilíndricas classificadas como normal horizontal (Lbn+, Máximo 192°/09°); dobras parásticas S, Z, M / W. Pré e sin-migmatização.
Dn+1 Estágio - Dn + 1''	Zonas de cisalhamento dúcteis sinistral a sinistral reversa com foliação milonítica Sn+1'' e bandamento gnáissico com direção geral N080°/85°; lineação de estiramento (Lxn+1''). Pós-migmatização.
Dn+2	Zonas de cisalhamento com orientação NNW-SSE possuem componente direcional sinistral WNW-ESSE.

5. CONCLUSÕES

A relação temporal determinada a partir das feições de truncamento entre as estruturas observadas em campo, permitiu justificar a presença de migmatitos diatexitos com paleossoma tipo schollen dobrados, bem como de xenólitos de migmatitos metatexíticos e de ortognaisses dobrados em diatexitos, sugerindo que a migmatização ocorreu durante o espessamento crustal, relacionado com a nucleação de dobras do estágio D_{n+1} . Durante a migmatização o material fundido migrou por fraturas formando diques de granitóides. Como as zonas de cisalhamento truncam os migmatitos elas devem ser mais jovens do que essa idade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. (1977). O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, 4: 349-364.
- ARCANJO, J. B.; MARQUES-MARTINS, A. A.; LOUREIRO, H. S. C.; VARELA P. H. L. (2005). Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM, Série arquivos abertos 22, 82 p.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. (2003). O Cráton do São Francisco no Bahia: uma síntese. *Rev. Bras. de Geociências*, 33(1):3-6.
- BARBOSA, O.; MOUTINHO DA COSTA, L. A. (1972). Projeto Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco; Fase IV, II etapa de campo. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM/PROSPEC, 8 v.
- MEDEIROS, E. L. M.; CRUZ, S. C. P.; BARBOSA, J. S. F.; CARNEIRO, M. A.; JESUS, S. S. G. P. ARMSTRONG R., BRITO R., DELGADO, I. (2011). Ortognaisses migmatíticos do Complexo Santa Isabel na região de Urandi-Guanambi, Bahia: análise estrutural, geocronologia e implicações tectônicas. In: SBG, 13º Simp. Nac. Est. Tect. e 7º Intern. Symp. Tect. Campinas. Resumos expandidos.
- MEDEIROS, E. L. M. (2013). Geologia, Evolução Estrutural e Geocronologia do Complexo Santa Isabel na região de Urandi, Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- ROSA, M. L. S. (1999). Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.
- SAWYER, E. W. (2008). Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 9, NRC Research Press, Ottawa, Ontario.



EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO SINCLINAL PIEDADE, PORÇÃO NORDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Jhonny Nonato da Silva¹; Sabrine Conceição de Moraes¹; Yuri Ribeiro¹; Ariane Araújo Reis¹; Ingrid Rayane dos Santos Rocha¹; Pedro Henrique de Paula Ferreira¹; Tatiane da Silva Cardoso Araújo¹; Cibele Clauver Dde Aguiar²; Ulisses Cyrino Penha¹; Dionísio Uendro Carlos¹

¹Centro Universitário de Belo Horizonte – **UniBH** – jhonnynonato@yahoo.com.br;

²Universidade Federal de Viçosa – **UFV**

1. INTRODUÇÃO

Com a análise estrutural dos dados de mapeamento de detalhe e a correlação com os eventos deformacionais citados na literatura foi possível definir um modelo evolutivo tectono-estrutural para a Serra da Piedade. Esta Serra corresponde ao segmento oeste da Serra do Curral, que se estende cerca de 100 km na direção NE-SW, representa a exposição parcial de um sinclinal vergente para NNW – o Sinclinal Piedade. Ao longo de toda Serra do Curral o Supergrupo Minas possui importantes depósitos de minério de ferro (~100 Mt) de alto teor maciços com ca. 66% de Fe (Rosière et al., 2008). As relações temporais entre as estruturas compressivas descritas na Serra da Piedade são compatíveis com as grandes estruturas do Quadrilátero Ferrífero.

1.1. Área de Estudo

A área de estudo (Figs.1 e 2) está inserida na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, na divisa entre os municípios de Caeté e Sabará, no extremo nordeste da extensão da Serra do Curral. O acesso à área é realizado partindo-se da capital Belo Horizonte, seguindo pela rodovia BR381 e, a partir do trevo do município de Caeté, pela MG435 até a portaria principal da Serra da Piedade (Fig. 2).

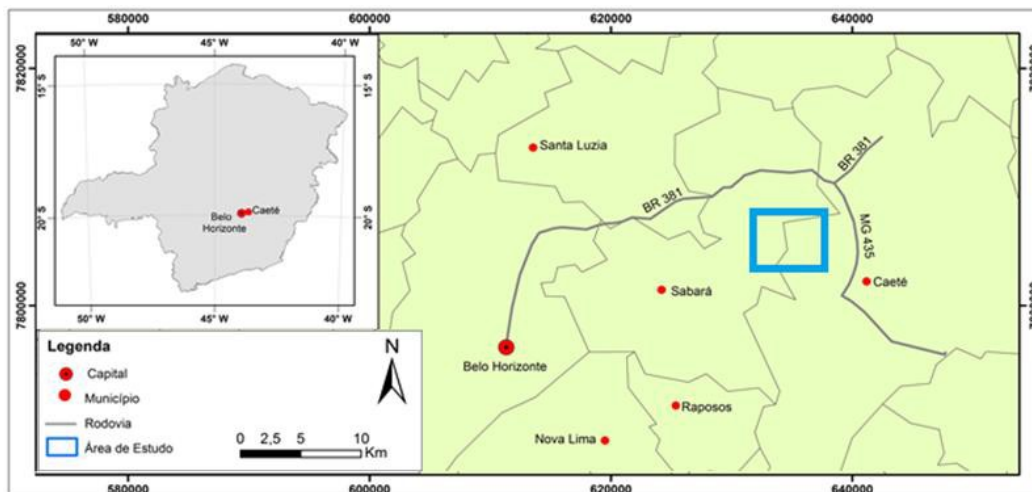


Figura 1: Localização da área de estudo e principais acessos.

2. RESULTADOS

2.1. Análise Fotointerpretativa

A área passou por um processo de orogenia e deformação, onde as lineações positivas caracterizam a porção mais alta dos dobramentos ocorridos, representados na porção central da imagem. Já as lineações negativas representam os falhamentos e as fraturas. As lineações positivas e negativas (Fig. 2) seguem uma direção preferencial SW para NE, o que se associa as principais estruturas segmentadas nos eventos geotectônicos Transamazônico e Brasiliano como observado por Alkmim e Marshak (1998).

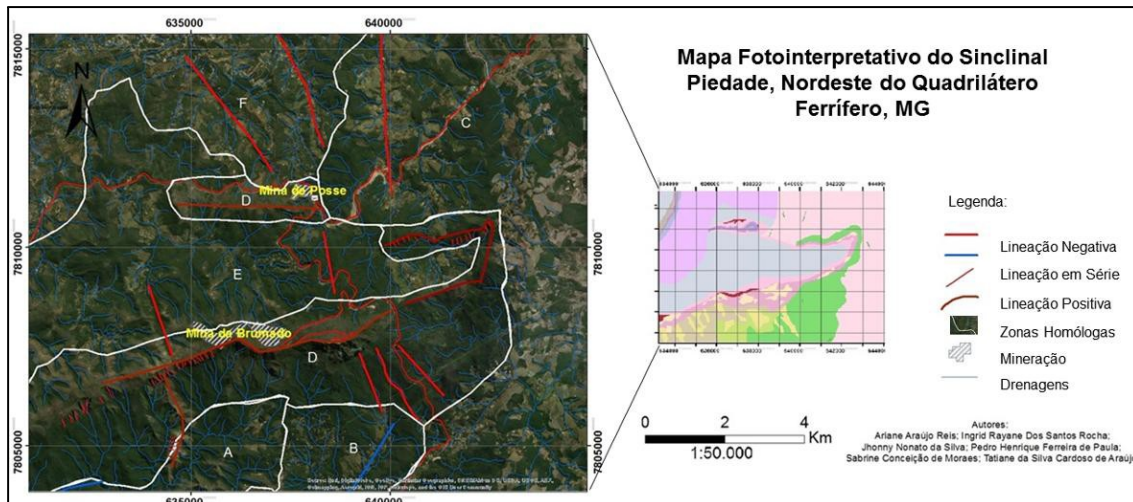


Figura 2: Fotointerpretação da área identificando as principais lineações negativas e positivas associadas ao Sinclinal Piedade.

2.2. Arcabouço Estrutural

As estruturas foram segmentadas em S_0 , S_1 e S_2 . As estruturas em S_0 estão relacionadas à laminação do itabirito marcadas pela intercalação de lâminas de quartzo e hematita (Figura 3a). A clivagem e a clivagem de crenulação, S_1 e S_2 , são definidas pelas lamelas de hematita no itabirito (Figura 3b).

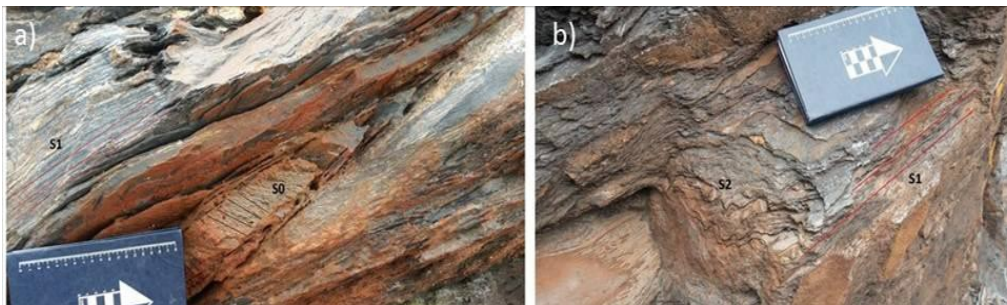


Figura 3: Estruturas encontradas na área, segmentadas em S_0 , S_1 e S_2 . a) S_0 relacionada a laminação do itabirito; b) clivagem e a clivagem de crenulação, S_1 e S_2 respectivamente.

As dobras apresentam direção preferencial NE-SW e são o resultado de deslizamentos flexurais que causaram a abertura das zonas de charneira da rocha, sendo esses locais de baixa pressão, favorecendo a percolação de fluidos hidrotermais. Variando de harmônicas a desarmônicas, as dobras são milimétricas a centimétricas (Fig. 4), isoclinais a apertadas, geralmente acilíndricas com eixos fortemente curvilíneos. Em algumas porções, ocorrem em “Z”, “S” e “M” (Figs. 4a e 4d). Além de estruturas dobradas características de eventos deformacionais na área, foram identificadas famílias de fraturas sub-verticais e sub-horizontais, discordantes a foliação, conforme observado na Figura 5. Estas fraturas ocorrem na maior parte dos afloramentos da Formação Cauê, não sendo observadas em campo em outras litologias.



Figura 4: Principais dobras observadas em campo: a) dobras parasíticas assimétricas em forma de “Z”; b) dobra suave, monoclinial ou de flexão; c) dobra em chevron; d) dobra simétrica em “M”, apresentando mesma amplitude e comprimento de onda.



Figura 5: Famílias de fraturas sub-verticais e sub-horizontais em itabirito da Formação Cauê.

2.3. Análise Estrutural

Com base nas estruturas observadas em campo e nas medidas coletadas, elaboraram-se os estereogramas de Foliações e de Eixos de Dobras. Na Figura 6, observamos o estereograma de foliação em afloramentos do Supergrupo Rio das Velhas, em que os polos se adensaram no quarto quadrante, evidenciando que as direções das foliações nesta litologia são, preferencialmente, de NE-SW com mergulho para SE, sendo que o mesmo ocorre com as foliações do Supergrupo Minas.

Na projeção estereográfica das medidas dos eixos de dobras observa-se um adensamento em uma direção preferencial para NE.

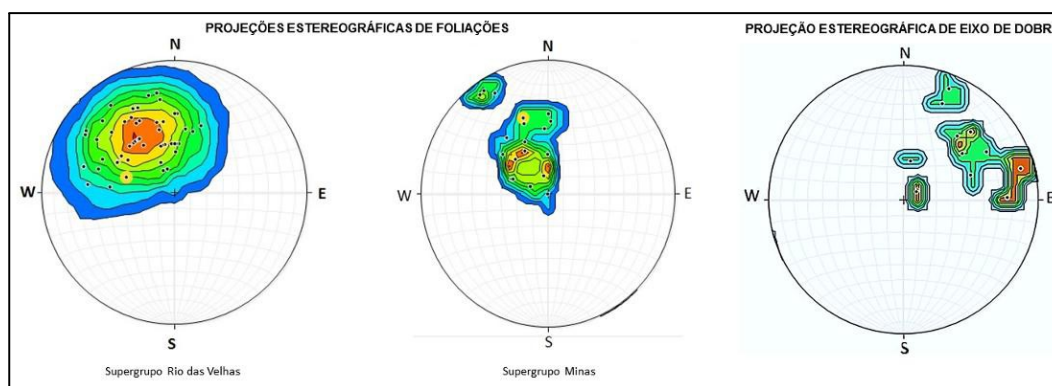


Figura 6: Projeções Estereográficas das principais estruturas do Sinclinal Piedade.

2.4. Evolução Geotectônica

Ao longo dos anos, vários autores propuseram modelos de evolução tectônica para o Quadrilátero Ferrífero (e.g. Dorr II, 1969; Ladeira e Viveiros, 1984; Chemale Jr. et al., 1994; Endo, 1997; Alkmim e Marshak, 1998) porém, há uma certa similaridade entres as interpretações. De um modo geral, foram identificados três principais períodos orogenéticos (Figura 07): o primeiro sendo o Rio das Velhas, com idade em torno de 2,7 Ga, o segundo o ciclo Transamazônico, 2,26 Ga a 1,86 Ga, e o terceiro o ciclo Brasileiro, de 650 a 500 Ma.

A sequência e evolução destes eventos são ilustrados pelos blocos diagramas da Figura 7. Endo (1997) interpreta três eventos evolutivos tectônicos do arqueano dentro do QF, em torno de 2,7 Ga, o qual denomina essas tectonodeformações de Rio das Velhas I, II e III. O primeiro se deu por compressão direcional dextral com deformação rúptil cisalhante de NE-SW e N-S. O segundo o está associado a uma deformação extensional com tensão direcional sinistral, no qual gerou o fraturamento do grupo Nova Lima e formou uma bacia do grupo Maquiné de NW-SE. O terceiro é último evento deste período é caracterizado pela cinemática direcional dextral, com inversão da bacia do Maquiné e intrusão de granitos sin-tectonicos colisionais. Na área do Sinclinal Piedade, este evento só foi observado na porção sul da área onde o Supergrupo Rio das Velhas está inserido. O ciclo Transamazônico é o resultado de dois megaeventos tectônicos, sendo o primeiro de caráter compressional com vergência para SW e o segundo extensional com vergência para SE, sendo o evento mais observado na região nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Chemale Jr. et al. (1994) descreve o ciclo Brasileiro associado ao um evento colisional com vergência para Oeste. Sendo dividido por quatro fases pelo o autor. A primeira fase é de grande importância deformacional, na qual gerou dobramentos, foliações miloníticas, lineações minerais e falhas

de empurrão. Já a segunda fase é marcada pelo redobramento da foliação principal com orientação E-W e a terceira, apresentando direção em N-S, está associada à formação dos kink-bands e crenulações. A última fase do ciclo Brasileiro está associada a um regime rúptil com geração de fraturamentos de ângulos variados.

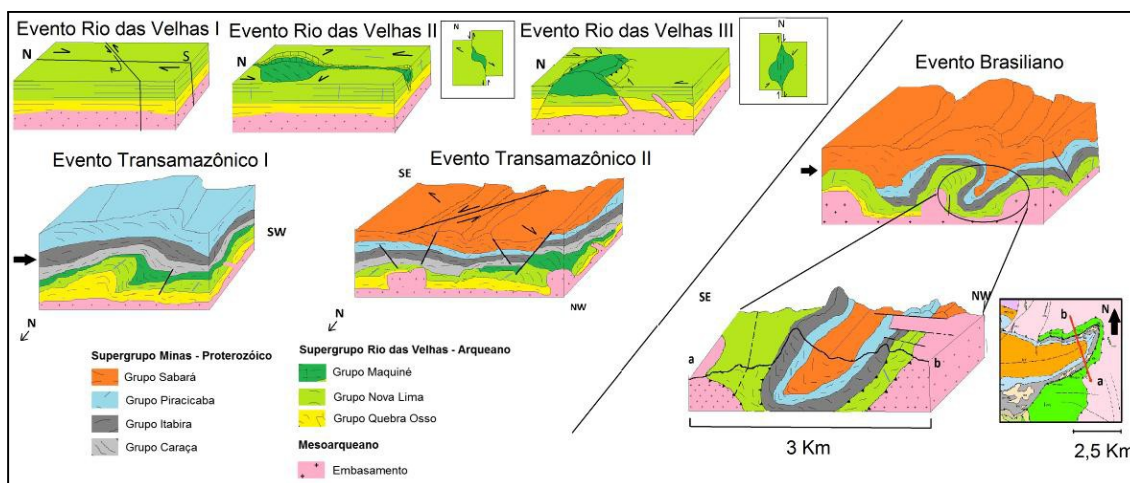


Figura 7: Esquema da Evolução Estrutural do Sinclinal Piedade.

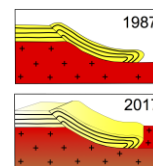
3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise das estruturas presentes na Serra da Piedade evidencia que as estruturas vergentes para NNW desenvolveram-se em um evento polifásico durante a orogenia Transamazônica, como proposto por Alkmim e Marshak (1998), com a geração de dobras superpostas e falhas inversas sobre um sinclinal invertido de direção NNE-SSW vergente para NNW. As estruturas relacionadas a essa tectônica compressiva foram posteriormente superpostas por deformação vergente para oeste. Na área do Sinclinal Piedade, observa-se, em maior evidência, estruturas deformacionais do Orógeno Transamazônico, que corresponde à inversão tectônica, desenvolvido em condições metamórficas de fácies xisto-verde a Barroviano, correspondendo à orogênese Minas, cuja evolução se processou em regime transpressional com plano de fluxo N-S, subvertical. As relações temporais entre as estruturas compressivas descritas na Serra da Piedade são compatíveis em relação às grandes estruturas do QF, podendo ser atribuído ao mesmo ciclo orogênico, quando, no foreland do orógeno paleoproterozoico, houve deformação com encurtamento nos quadrantes NW-SE e NE-SW, provavelmente com a participação dos domos gnássicos, produzindo a atual configuração quadrangular do QF, anteriormente à fase de colapso postulada por Alkmim e Marshak (1998).

Agradecimentos: Agradecemos aos docentes do departamento de Geologia-UniBH pelas críticas e correções do trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F., Marshak, S. (1998). Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90, 29-58.
- Chemale Jr., F., Rosière, C. A., Endo, I. (1994). The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Precambrian Research*, 65, 25-54.
- Dorr II, J. V. N., Gair, J. E., Pomerene, J. B., Rynearson, G. A. (1957). Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brasil. *Avulso DNP/DFPM*, v. 81.
- Endo, I. (1997). Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Rosière, C. A., Spier, C. A., Rios, F. J., Suckau, V. E. (2008). The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: an overview. *Reviews in Economic Geology*, 15, 223-254.



CONTRIBUIÇÃO AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR PALEOPROTEROZOICA NA REGIÃO DE CACULÉ-BA

Erick M. Vaz Guedes¹, Igor V. P. do Nascimento¹, Matheus P. Feitosa¹, Pablo G. Junqueira¹, Simone C. P Cruz², Marcio Mattos Paim¹, Maria Clara M. C. Duarte², Vanderlúcia A. Cruz², Yuri C. F. Costa¹

¹ Universidade Federal da Bahia, e-mail: erickguedez@gmail.com

² Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo está inserida no embasamento do Aulacógeno do Paramirim, setor setentrional do Orógeno Aracuaí-Oeste Congo (CRUZ e ALKMIM 2006) (Figura 1), onde afloram unidades metassedimentares e rochas metamáficas que foram convencionalmente incluídas no *Greenstone Belt* Ibitira-Ubraçaba, de idade arqueana. Entretanto, estudos recentes apresentados por Cruz et al. (2017, neste volume) sugerem que trata-se de uma sequência de rochas de idade máxima de 2280Ma (riaciana) que constitui uma das unidades do Arco Magmático do Oeste da Bahia (Cruz et al. 2016). A estruturação dessa unidade é complexa, pois apresenta registros deformacionais e metamórficos desde o paleoproterozoico ao neoproterozoico (Cruz et al. 2015). Este trabalho apresenta uma síntese da análise estrutural realizada em uma área de 267,3 km² nas proximidades de Caculé, situada no Oeste da Bahia.

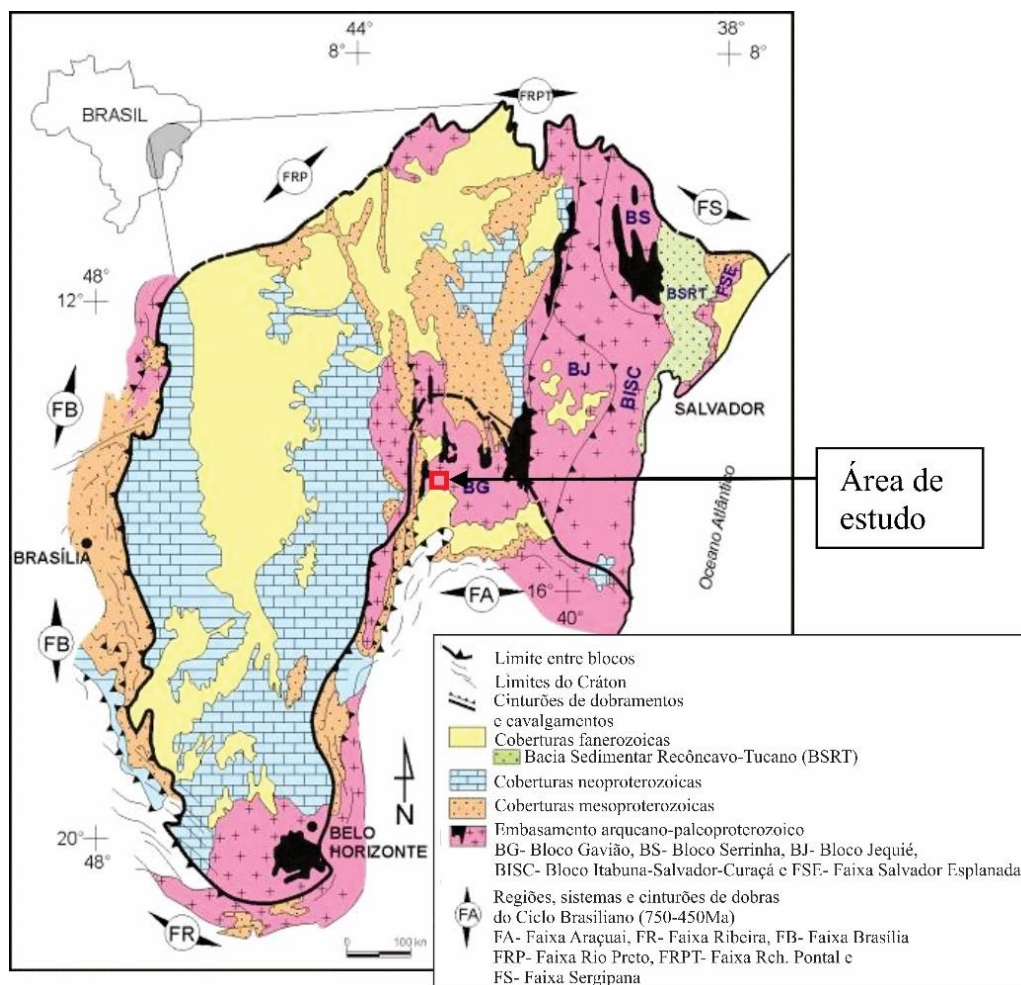


Figura 1: Mapa do Cráton São Francisco e orógenos brasileiros. Fonte: Modificado de Alkmim et al. (1993).

2. RESULTADOS

2.1. Litologias Mapeadas

O levantamento geológico, realizado na escala de 1:60.000 (Figura 2), permitiu individualizar rochas metassedimentares, predominantes, tais como quartzo-biotita xistos, metarenitos impuros, com quartzo, feldspatos e biotita, e metarritmitos finos, interpretado pela intercalação de níveis de 1-0,5cm de metarenitos impuros e de 0,3-0,1cm de quartzo-biotita-xistos. Essas rochas intercalam-se com níveis subordinados de anfibolitos e rochas metaultramáficas, não cartografáveis na escala de trabalho, constituindo um proeminente bandamento gnáissico. As rochas metassedimentares estão migmatizadas, formando típicos metatexitos estromáticos de Sawyer (2008) com domínios diatexiticos subordinados. Os anfibolitos e as rochas metaultramáficas ocorrem como *boudins* em metarenitos impuros e em metarritmitos. Essas estruturas possuem dimensões variadas, desde dezenas de centímetros a poucos metros. As rochas metaultramáficas podem apresentar talco como mineral de alteração hidrotermal. Como unidades intrusivas, têm-se os metagranitoides Caculé, de idade orosiriana (BASTOS LEAL et al. 2000), e a Suíte Lagoa Real, de idade estateriana (TURPIN et al. 1998, CORDANI et al. 1992, LOBATO et al. 2015), além de diques máficos na porção nordeste da área de estudo, ainda sem uma idade definida. Os metagranitoides ocorrem como corpos alongados segundo a direção N-S e estão em contato com as rochas metassedimentares através de zonas de cisalhamento sinistral reversa e reversa dextral, respectivamente. O Caculé corresponde a um metagranodiorito que apresenta uma porção isotrópica, com pouca a nenhuma deformação, e uma porção anisotrópica marcada por uma foliação milonítica. Na Suíte Intrusiva Lagoa Real predominam metasiengranitos e metaalcalifeldspato granito que estão milonitizados e gnaissificados. O dique máfico apresenta uma direção N110° e foi observado cortando as demais unidades na porção NE da área de estudo. Compreende a um hornblenda-gabro, isotrópico, cuja suíte foi estudada por Damasceno *et al.* (2010).

2.2. Arcabouço estrutural e fases deformacionais

O arcabouço estrutural da área de estudo é complexo. Predomina uma foliação S_n , composta pelo bandamento gnáissico e por uma xistosidade marcada pela orientação preferencial de N-S. Esse bandamento é constituído pela intercalação das rochas metavulcanossedimentares, bem como de neossomas, constituindo uma estrutura estromática (SAWYER 2008). A lineação de estiramento (L_{x_n}) é revelada por estiramento de barras de quartzo e de feldspato. Dois conjuntos principais de dobras são observados. O primeiro conjunto refere-se as dobras F_{n+1} de *trends* gerais E-W que ocupa a porção sudoeste da área de estudo (fase D_{n+1}) (Figura 2). São dobras classificadas como cilíndricas, fechadas a apertadas e normais com caimento a inclinadas normais. O segundo conjunto de dobras são as dobras F_{n+2} que ocorrem por toda extensão sul-sudeste da área (fase D_{n+2}) (Figura 2). Essas dobras têm *trends* gerais N-S e são classificadas como cilíndricas, fechadas a apertadas e inclinadas com caimento. A interferência entre esses dois conjuntos de dobras é marcada pela presença de estruturas em bumerangue (Tipo II de RAMSAY and HUBBER 1987), também verificado por Cruz et al. (2015). Zonas de cisalhamento transpressionais foram identificadas e dois conjuntos podem ser diferenciados. O mais velho, compreende as zonas de cisalhamento ZC_{n+3} de alto ângulo ($\theta > 60^\circ$), com *rake* $< 40^\circ$, direção preferencial N-S e campo de tensão $\sigma_1 = \text{NW-SE}$ e $\sigma_3 = \text{NE-SW}$, que são classificadas como sinistral-reversas (fase D_{n+3}). Esse primeiro conjunto originou a foliação milonítica S_{n+3} nas rochas metassedimentares e a foliação S_1 no metagranitoide Caculé. O segundo conjunto, e mais novo, são relacionadas às ZC_{n+4} , e compreende a zonas de cisalhamento de alto ângulo ($\theta > 80^\circ$), *rake* $> 50^\circ$, de direção N-S e campo de tensão $\sigma_1 = \text{NE-SW}$ e $\sigma_3 = \text{NW-SE}$, classificadas como reversa-dextrais (fase D_{n+4}) (Figura 2). Esse último conjunto foi responsável pela formação da foliação milonítica nas rochas metassedimentares (S_{n+4}) e no metagranitoide Caculé (S_2), além da gnaissificação e milonitização da Suíte Lagoa Real (S_1). Nessas zonas, os indicadores cinemáticos identificados foram estruturas S/C, dobras de arrasto, deslocamento de marcadores, além de estruturas sigmas em porfiroclastos de K-feldspatos. As estruturas mais tardias são zonas de cisalhamento normais, com orientações diversas, que associam-se com dobras recumbentes. O arcabouço estrutural levou à interpretação de seis fases deformacionais, sendo que as estruturas relacionadas as cinco primeiras fases revelam que foram predominantemente dúcteis e a última foi dúctil-rúptil.

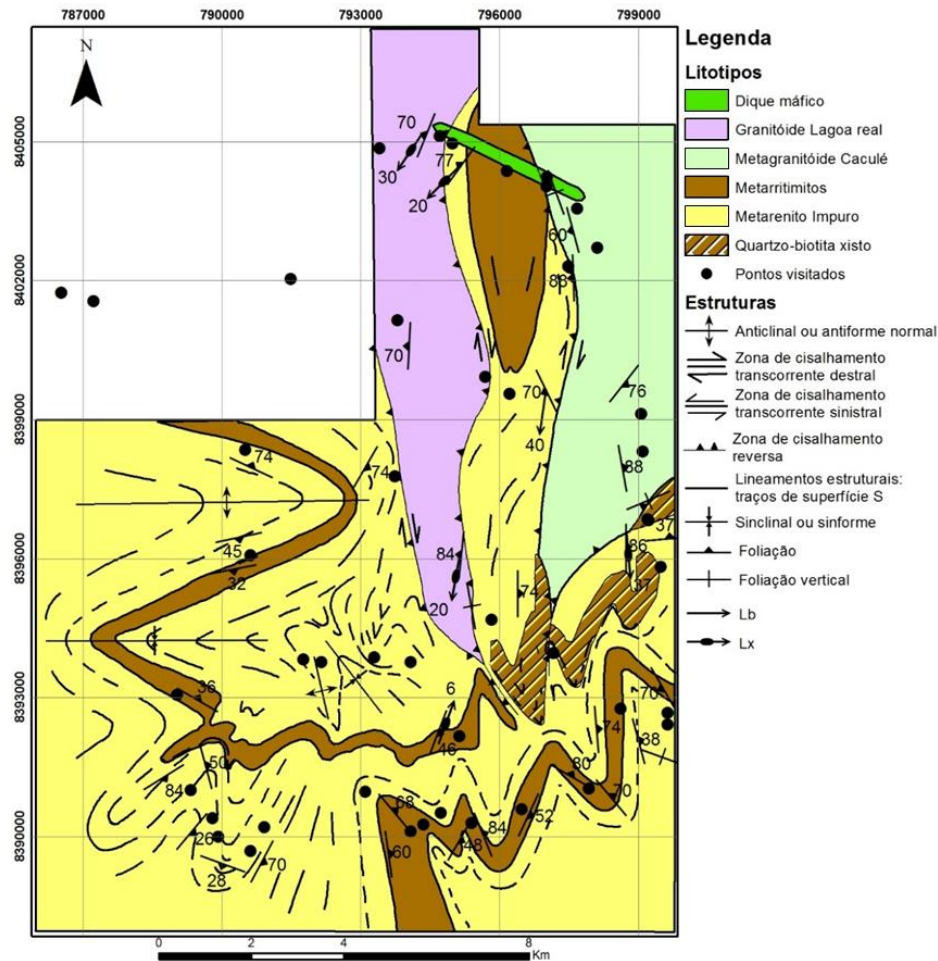


Figura 2: Mapa Geológico da área de Estudo.

3. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

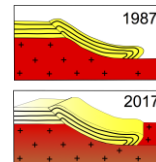
A variação faciológica entre metarenitos impuros, metarritmitos e os quartzo-biotita xistos sugerem que os seus protólitos foram depositados em ambiente dominado por fluxos gravitacionais turbidíticos. Vitória (2014) e Vitória et al. (2017, neste volume) estudaram as rochas metamáficas intercaladas com o conjunto metassedimentar apresentado neste trabalho e concluíram que tratam-se de registros de rochas vulcânicas e plutônicas relacionadas com a evolução do Arco Magmático do Oeste da Bahia. Com o metamorfismo e deformação que estruturaram a região estudada, esses níveis aparecem como *boudins*, formando corpos descontínuos. O Granitóide Lagoa Real representa plutonismo associado com a evolução do Aulacógeno do Paramirim e um importante registro da tectônica distensional estateriana na área. Das unidades mapeadas, as que possuem relevância econômica são o granitóide Caculé e os diques máficos. Ambas apresentam características petrográficas e geomorfológicas favoráveis para serem aproveitadas tanto como rocha ornamental, como agregado para construção civil. A presença de rochas ultramáficas com talco e granitogênese orosiriana pode ser um fato favorável para pesquisa mineral na área de estudo.

As deformações das fases D_n a D_{n+3} encontrada nas rochas metassedimentares e metaígneas estudadas neste trabalho não são observadas na Suíte Intrusiva Lagoa Real. Considerando a idade máxima de sedimentação dessas rochas apresentada por Cruz et al. (2017, neste volume), sugere-se que essa deformação e migmatização ocorreram entre o riaciano e o orosiriano. O registro estrutural obtido neste trabalho e por Cruz et al. (2007) permitem verificar que a Suíte Intrusiva Lagoa Real foi deformada e metamorfisada em zonas de cisalhamento. Essas zonas de cisalhamento, da fase D_{n+4} deste trabalho, são correlacionáveis com as estudadas por Borges et al. (2015) e que foram responsáveis por cavalgar as unidades da sequência metavulcanossedimentar estudada neste trabalho sobre as rochas tonianas (BITTENCOURT et al. 2017) do Grupo Santo Onofre através da zona de

cisalhamento Carrapato. Essas deformações são o registro da tectônica ediacarana responsável pela estruturação do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí (CRUZ e ALKMIM 2006, CRUZ et al. 2012, BORGES et al. 2015). A fase distensional tardia pode estar relacionada com o colapso do Orógeno Araçuaí descrito por Cruz et al. (2015). O dique máfico é uma unidade que não apresenta deformação e pela relação de campo é mais jovem que os outros litotipos da área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B. & CASTRO ALVES, J.A. - 1993 - Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: O Cráton do São Francisco. DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. (ed), SBG - Núcleo BA/SE: 45-62.
- BASTOS LEAL, L.R., TEIXEIRA, W., CUNHA, J.C., LEAL, A.B.M., MACAMBIRA, M.J.B., ROSA, M.L.S., 2000. *Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids of the Gavião block and implications for the evolution of the São Francisco craton, Bahia, Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, **30**, 66-69.
- BITTENCOURT, C. N. 2017. Os Riftes Estateriano e Toniano do setor sul do Aulacógeno do Paramirim, Paleoplaca São Francisco Congo: Novos dados, correlações regionais e inversão tectônica. (M. Sc. Thesis) Universidade Federal da Bahia, Salvador (119pp.).
- BORGES, J. O. ; CRUZ, S. C. P. ; BARBOSA, J. S. F. ; SANTOS, E. S. 2015. *Structural framework of the the Lagoa D'anta mine area, iron-manganese Urandi-Caetité-Licínio de Almeida District, Bahia, Brasil*. Brazilian Journal of Geology, v. **45**, p. 173-192
- CORDANI U.G., IYER S.S., TAYLOR P.N., KAWASHITA K., SATO K. & MCREATH I. 1992. *Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematic of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5-1.0 Ga)*. J. South Am. Earth Sci., **1**:33-46.
- CRUZ, S.C.P.; BARBOSA, J.S.F.; PEUCAT, J.J.; PAQUETTE, J.L. 2017. Quantas Sequencias Metavulcanossedimentares Pré-Estaterianas existem a oeste do Lineamento Contendas Mirante – Jacobina? Novos dados e correlações regionais. In: XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônico/ X International Symposium on Tectonics, Salvador-Ba.
- CRUZ, S.C.P. & ALKMIM, F.F. 2006. *The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, **1**: 151-173.
- CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. ; LEITE, C. M. M. ; EVANGELISTA, H. J. ; CUNHA, J. C. ; MATOS, E. C. ; NOCE, C. M. ; MARINHO, M. M. 2007. Geologia e arcabouço estrutural do Complexo Lagoa Real. Revista Brasileira de Geociências, v. **37**(4), p. 980-998,
- CRUZ, S.C.P.; BARBOSA, J.S.F.; TEIXEIRA, L.; ALKMIM, F.F. ; PAQUETTE, J.L. ; PEUCAT, J.J. 2015. O arco magmático sideriano-riaciano (2,324-2,050 ma) desenvolvido na margem continental Gavião, Bahia, Brasil. In: IX INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS. XV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. CD de Resumos Expandidos.
- CRUZ, S.P. ; BARBOSA, J.S.F. ; PINTO, M. S. ; PEUCAT, J.J. ; PAQUETTE, J. L. ; SOUZA, J. S. ; MARTINS, V. S. ; CHEMALE JUNIOR, F. ; CARNEIRO, M. A. 2016. *The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications*. Journal of South American Earth Sciences.
- DAMASCENO, G.C.; MENEZES LEAL, A. B.; BARBOSA, J. S. F.; CRUZ, S.C.P. 2010. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar dos diques máficos da porção leste da folha Caetité (SD. 23-Z-B-III). In: 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. 45 Congresso Brasileiro de Geologia. Belém: SBG, 2010. v. **1**. p. 1-2.
- LOBATO, L. M.; PIMENTEL, M.; CRUZ, S. C. P.; Machado, N.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F. 2015. *U-Pb Geochronology of the Lagoa Real Uranium District, Brazil: Implications for the age of the uranium mineralization*. Journal of South American Earth Sciences JCR, v. **58**, p. 129-140-140.
- RAMSAY J.G., HUBER M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. London: Academic Press. 700p.
- SAWYER, E.W., 2008. *Atlas of Migmatites, The Canadian Mineralogist*. 371p.
- TURPIN, L., MARUËJOL, P., CUNEY, M. 1988. *U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization, Lagoa Real, South Bahia, Brazil*. Contrib. Mineral. Petrol., **98**: 139-147.
- VITORIA, R. S. Estudos Petrográfico e Geoquímico das Rochas Máficas do Greenstone Belt Ibitira-Ubiraçaba, Folha Caetité (Sd-23-Z-B-Iii), Ba. 2014. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Universidade Federal da Bahia, CNPq. Orientador: Simone Cerqueira Pereira Cruz.
- VITORIA, R. S.; CRUZ, S. C. P.; MENEZES LEAL, A. B. 2017. Caracterização de Rochas Metamáficas do Arco Magmático do Oeste da Bahia Situadas na Região entre Caculé e Ibitira, Bahia. In: XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônico/ X International Symposium on Tectonics, Salvador-Ba.



ANÁLISE ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO BARRA DO GAMELEIRA NA REGIÃO DE ALMAS-TOCANTINS

Tassiane Pereira Junqueira¹; Marina Seraine Fernandes de Souza¹; Marco Antônio Caçador Martins-Ferreira¹

¹Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, Brazil, email: tassijunqueira.geo@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho reporta os dados obtidos em julho de 2016, durante o mapeamento geológico em escala 1:50.000, realizado por discentes de Trabalho Final de Graduação da Universidade de Brasília, denominado Projeto Almas. A área do projeto está inserida na região de Almas/TO, pertencente à folha Dianópolis (SC.23-Y-C), correspondendo a uma área de 1.536 km² (Figura 1).

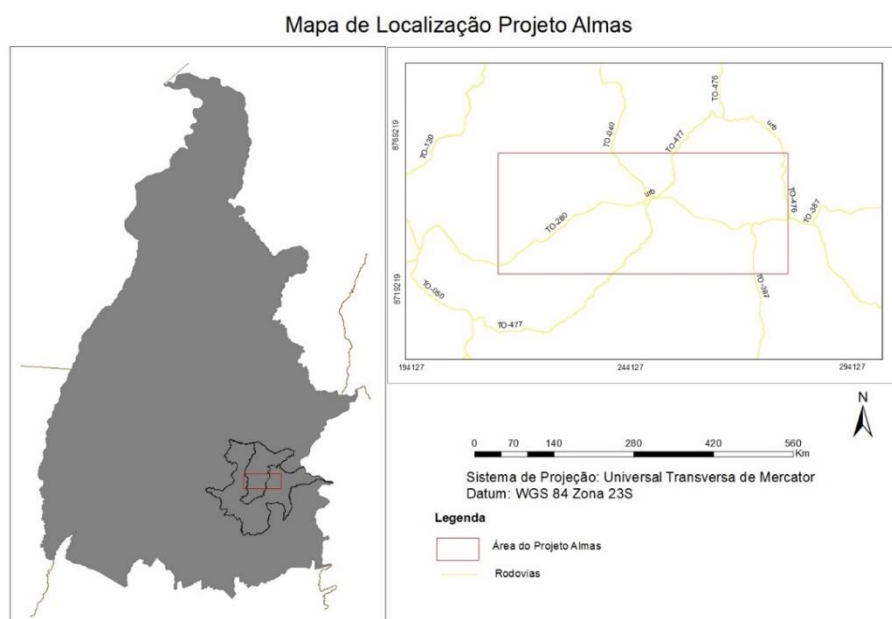


Figura 1: Mapa de localização do Projeto Almas, com área total de 1.536 km².

A região tem sido estudada desde a década de 1970 por diversos autores (Borges, 1980; Cruz & Kuyumjian, 1988), porém pouca ênfase foi dada às intrusões máficas e ultramáficas do Complexo Barra do Gameleira. Até os dias de hoje não existe um posicionamento definitivo quanto à idade desse magmatismo. Os dados aqui apresentados e sua interpretação visam contribuir para o preenchimento dessa lacuna no entendimento da evolução tectônica da porção norte do embasamento da Faixa Brasília.

2. METODOLOGIA

A metodologia para o desenvolvimento do projeto foi dividida em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo, realizadas ao longo do ano de 2016.

A etapa pré-campo consistiu, principalmente, na revisão bibliográfica, processamento de imagens de satélite e de dados geofísicos que auxiliaram durante as fases de mapeamento geológico-estrutural e posteriormente nas interpretações regionais.

A etapa campo consistiu no mapeamento ao longo de perfis de caminhada a fim de coletar dados para a confecção de mapas geológico e estrutural, e coleta de amostras com a finalidade de confecção de lâminas delgadas para análise petrográfica e micro-estrutural.

A etapa pós-campo consistiu na confecção e descrição de lâminas delgadas, que permitiram a caracterização microscópica das amostras coletadas e análise dos dados micro-estruturais, auxiliando em uma melhor interpretação da evolução tectônica da região.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Em termos gerais, a região de Almas tem sido interpretada como embasamento da Faixa Brasília Setentrional. É composto por terreno do tipo TTG-*Greenstone* polideformado, de idade paleoproterozoica (Fuck *et al.*, 2014) e encoberto, em discordância angular, pela sequência metassedimentar do Grupo Natividade, bacia gerada em contexto de rifteamento mesoproterozoico (Sabóia, 2009). O terreno *greenstone* é constituído pelo Grupo Riachão do Ouro, dividido em Formação Córrego do Paiol (sequência vulcânica basal) e Formação Morro do Carneiro (sequência Vulcano-sedimentar de topo).

O Complexo Máfico-Ultramáfico tipo Barra do Gameleira ocorre intrudindo as unidades de TTG e o Grupo Riachão do Ouro e consiste em uma série de intrusões acamadadas formadas por metagabro, metaleucogabro, metatroctolito, meta-olivina-gabronorito, meta-olivina-gabro, metanorito, metadunitos, metapiroxenitos feldspáticos, peridotitos serpentinizados e serpentinitos (Correia Filho & Sá, 1980).

4. RESULTADOS

Foram mapeados afloramentos representantes da base da câmara magmática, com a ocorrência de hornblenditos (Figura 2), assim como do topo da câmara, representada por rochas de maior grau de diferenciação, o que sugere a existência de uma certa diminuição na moda de minerais máficos à medida que se anda para leste da área

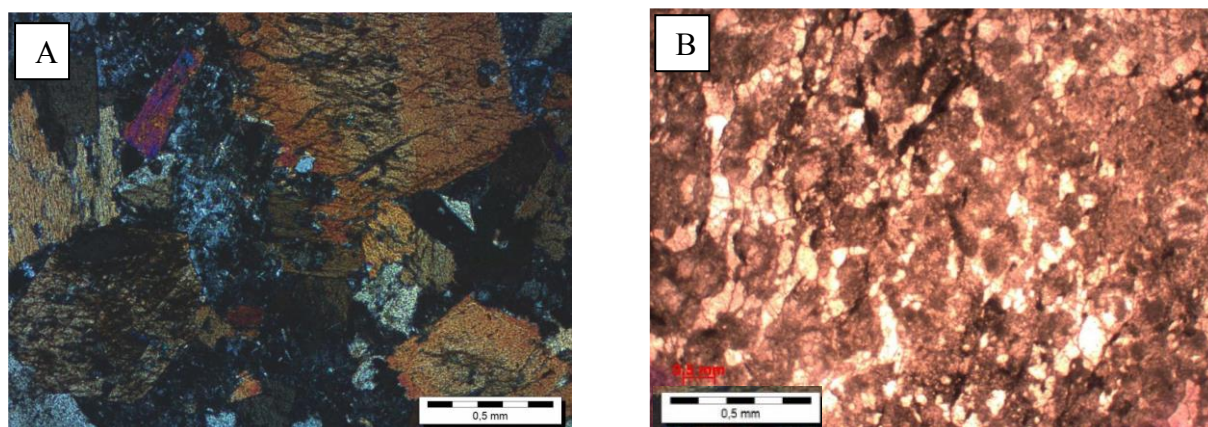


Figura 2. A) Hornblendito presente em afloramento da parte basal da intrusão do Complexo Máfico-Ultramáfico Barra do Gameleira (nicóis cruzados). B) Anortosito correspondente ao topo da intrusão do Complexo Máfico-Ultramáfico Barra do Gameleira (nicóis paralelos).

Na parte central da área de estudo foi encontrado um corpo referente ao Complexo Máfico-Ultramáfico Barra do Gameleira com presença de gradação de minerais máficos para leste, interpretado como topo da câmara magmática da intrusão. A oeste deste corpo, encontram-se metagabros, compostos por cerca de 60 a 70% de hornblenda euédrica orientada. À medida que se aproxima da parte leste do corpo, os grãos de hornblenda ficam escassos, porém, ainda ocorrem como fenocristais em uma matriz rica em plagioclásio, rocha classificada como meta-leucogabro. No extremo leste do corpo, são encontradas rochas leucocráticas, com cerca de 85 a 90% de plagioclásio, classificadas como meta-anortositos. Tal mudança gradual de composição está relacionada com a diferenciação da câmara magmática.

A porção basal desta câmara é exposta na parte norte da área, onde as rochas aflorantes tem composição máfica/ultramáfica. Nesse caso, não há diferenciação da câmara magmática, e não há mudança na composição da rocha.

Localmente, é possível observar rochas do complexo intrudindo quartzitos da Formação Morro do Carneiro na forma de diques intercalados, conforme mostra a figura 3. O contato entre os metagabros e os anortositos do Complexo Máfico-Ultramáfico tipo Barra do Gameleira e os quartzitos da Formação Morro do Carneiro gera

metamorfismo de contato, representado pela cristalização de quartzo na borda do quartzito e granulação fina dos metagabros/anortositos, causada pelo resfriamento rápido do corpo.

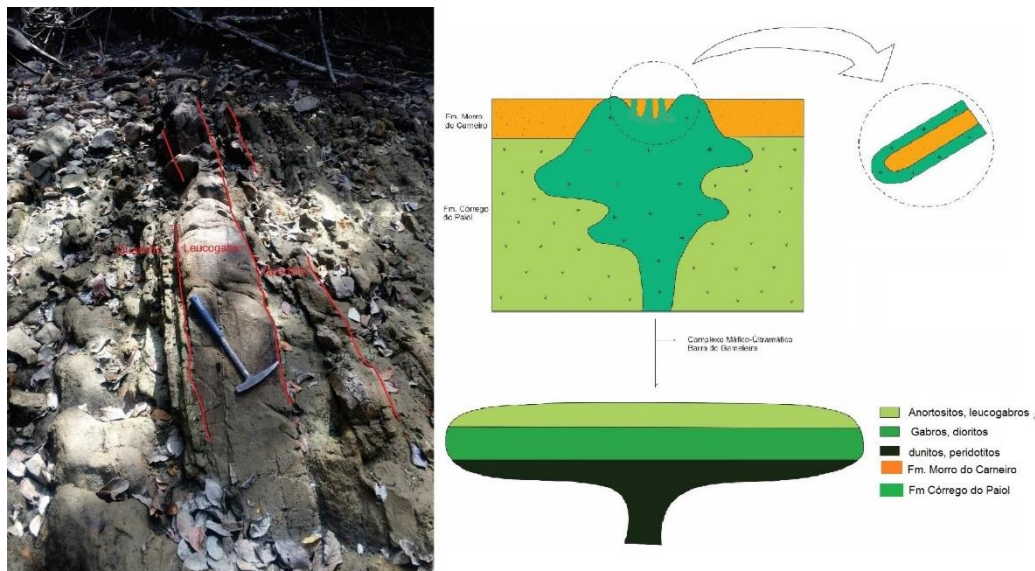


Figura 3. A) Afloramento mostrando intercalação entre quartzito da Formação Morro do Carneiro e Anortosito intrusivo B) Perfil esquemático interpretativo da ocorrência do Complexo Máfico-Ultramáfico Barra do Gameleira na porção central da área.

5. ANÁLISE DEFORMACIONAL

A literatura aponta que os principais eventos tectônicos envolvidos na evolução do terreno estudado são: Colagem Riacciana, conhecido como Evento Transamazônico (Paleoproterozoico), Tafrogênese Estateriana (Mesoproterozoico) e Ciclo Orogenético Brasileiro (Neoproterozoico) (Cruz & Kuyumjian, 1988).

Finalizado o Ciclo Transamazônico (2.2 - 2.0 Ga) há um período de quiescência tectônica que é interrompido por um evento tafrogenético que ocorreu durante a passagem do paleoproterozoico para o mesoproterozoico (Estateriano, 1.8-1.6 Ga). Tal evento não gerou subsidência mecânica na área de estudo, ocorrendo apenas subsidência termo-flexural que resultou em uma bacia tipo intracratônica, onde se depositaram os sedimentos do Grupo Natividade (Cruz & Kuyumjian, 1988).

Após a deposição dos sedimentos do Grupo Natividade há um período de estabilidade tectônica, sendo interrompido no Neoproterozoico pelo início do Ciclo Brasileiro. Esse evento apresenta caráter compressivo em condições de fácies xisto verde com transporte de massa de oeste para leste, reativando estruturas geradas durante o Ciclo Transamazônico, além de dobrar e falhar rochas do Grupo Natividade. (Borges, 1993)

Os dados estruturais coletados em campo indicam que o Complexo Máfico-Ultramáfico Barra do Gameleira foi deformado pelos eventos E_1 (Colagem Riacciana) e E_3 (Ciclo Brasileiro), porém, não são observadas em campo feições referentes a E_2 . Relacionadas a E_1 , são observadas a foliação S_1 (mergulho em média de 80° para leste) e lineação de estiramento L_{X1} . E_1 apresenta caráter dúctil a dúctil-rúptil e está associado a metamorfismo em fácies anfíbolito (Figura 4). Quanto ao evento E_3 , as seguintes estruturas são observadas nas rochas do Complexo: S_2 , S_3 e L_{X2} . E_2 apresenta caráter dúctil-rúptil a rúptil e está associado a metamorfismo em fácies xisto verde a xisto verde baixo. As principais evidências de que E_3 apresentou um caráter rúptil são as fraturas e falhas tardias que ocorrem afetando as foliações S_2 e S_3 .



Figura 4: Leucogabro do Complexo Máfico-Ultramáfico Barra do Gameleira apresentando foliação S_1 , marcada por cristais orientados de hornblenda metamórfica.

6. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

O acamamento magmático observado em diferentes corpos permite a identificação desde dunitos (na base), rochas gabroicas (na porção intermediária) e anortositos (no topo), sendo que tal estratigrafia é observada em diferentes pequenos corpos em toda a área do Projeto Almas. Duas hipóteses são consideradas para explicar o acamamento magmático observado, mistura de magmas ou cristalização fracionada.

A mistura de magmas é uma opção plausível se considerada a ocorrência de reinjeção de magma de composição diferente àquela já presente na câmara magmática. O resfriamento lento implica que primeiramente seriam cristalizados os minerais máficos e a medida que o magma se torna mais diferenciado os minerais félsicos se tornam a fase dominante. É observável um nível com bandas de composição intermediária entre as bandas de composição félsicas e máficas, o que pode corroborar com essa hipótese.

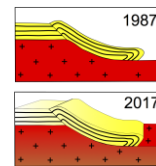
A hipótese de resfriamento lento como o processo principal para a geração da câmara magmática acamadada foi a mais aceita, considerando a ausência de evidências de *mixing* de magmas foi um fator importante para se descartar a hipótese de reinjeção magmática.

O evento E_2 , apesar de presente na área de estudo, não foi identificado nas rochas observadas, provavelmente devido à superposição do Ciclo Brasileiro (E_3), que ocorre posteriormente e reaproveita as estruturas de E_2 gerando zonas de cisalhamento principalmente nas bordas do corpo. Além disso, o E_2 está relacionado a movimentos distensivos, onde não há geração de foliação regional expressiva e o metamorfismo é insipiente.

Os dados apresentados indicam que o complexo Máfico-Ultramáfico Barra do Gameleira intruiu as rochas do embasamento, Grupo Riachão do Ouro e TTG's anteriormente ao evento Transamazônico, já que é afetado por metamorfismo em fácies anfíbolito, exibindo foliações S_1 marcadas por anfíbólios metamórficos. Dessa forma o estudo permite inferir a idade mínima do evento magmático do Complexo Barra do Gameleira em 2.0 Ga, idade do pico metamórfico da Colagem Riachana. O metamorfismo de contato gerado pelos diques do Complexo Gameleira nos quartzitos da Fm. Morro do Carneiro não deixa dúvidas que o magmatismo máfico-ultramáfico é posterior à essa formação, de modo que essa sequência sedimentar, também ainda de idade incerta, deve ter sido depositada também anteriormente a 2.0 Ga.

BIBLIOGRAFIA

- BORGES, M. D. S. (1993). Evolução Tectono-Estrutural da Região de Dianópolis-Almas, SE do Tocantins.
- CORREIA FILHO, F.C.L. & SÁ, A.M. (1980). *Projeto Natividade*. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório técnico, 120
- CRUZ, E. L. C. C., & KUYUMJIAN, R. M. (1998). The Geology and Tectonic Evolution of the Tocantins GraniteGreenstone Terrane: Almas-Dianópolis Region, Tocantins State, Central Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2), 173-182.
- FUCK, R. A. *et al.* (2014). Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, 244: 53-74.
- SABOIA, I.N.I.C.I.A.I.S. (2009), O Vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins. Dissertação de mestrado 263, Universidade de Brasília.



ANÁLISE DE PARÂMENTROS ESTRUTURAIS E GEOMECÂNICOS EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS

Igor Vinícius Lima Silva¹, Cayo César Cortez Pontes², Francisco César Costa Nogueira³, Tiago Siqueira de Miranda⁴, Jorge André Braz de Souza⁵, Bruno Raphael Barbosa Melo de Carvalho⁶.

¹Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: igor_rt01@hotmail.com; ²Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: cayowcortez@hotmail.com; ³Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: aulacezar@gmail.com; ⁴Universidade Federal de Pernambuco, e-mail: tiagogeoufpe@gmail.com; ⁵Centro de Pesquisas da PETROBRAS, e-mail: jorgeabs@petrobras.com.br; ⁶Centro de Pesquisas da PETROBRAS, e-mail: brgeol85@gmail.com.

1. INTRODUÇÃO

A caracterização estrutural e geomecânica é essencial quando se deseja entender a migração, acúmulo e fluxo de fluidos em reservatórios afetados por estruturas rúpteis, como Bandas de Deformação (BD) (Aydin, 1978). Para a descrição de tais estruturas é necessário buscar alguns parâmetros como orientação dessas estruturas e a quantificação de características como relação de interseção, cinemática, frequência, característica de preenchimento e espessura.

Considerando a importância e necessidade da caracterização de tais estruturas, a Bacia do Rio do Peixe (BRP) se constitui em um excelente laboratório para o entendimento da relação entre BD afetando as propriedades físicas de unidades siliciclásticas.

Estudos recentes reconhecem que tais estruturas rúpteis podem afetar diretamente o comportamento geomecânico dos reservatórios, além de reconhecer que BD podem agir como barreiras hidráulicas (Parnell *et al.*, 2004) ou condutos para o fluxo dos fluidos (Parry *et al.*, 2004). Tal comportamento vem ocasionando pesquisas sobre o comportamento estrutural, geomecânico e petrofísico de tais estruturas.

O presente trabalho tem como objetivo compreender o controle das BD sobre depósitos siliciclásticos da Formação Antenor Navarro, e como elas afetam as propriedades físicas dessas rochas.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

A BRP (Figura 1) está localizada no extremo oeste da Paraíba, com extensão de aproximadamente 1315 km². Faz parte de um conjunto de bacias sedimentares que tiveram sua origem a partir do preenchimento de depressões geradas pela separação dos continentes Africano e Sul-americano, entre o Neocomiano e o Barrimeano (Nogueira *et al.*, 2015). A BRP é subdividida em três sub-bacias de oeste para leste, são elas: Brejo das Freiras, Sousa e Pombal (Ponte *et al.*, 1991). Conforme França *et al.* (1994) as principais falhas que afetam e delimitam essas sub-bacias, sendo: Portalegre, a leste da sub-bacia de Brejo das Freiras; Malta à sul da sub-bacia de Sousa e a Rio Piranhas, a leste da sub-bacia de Pombal.

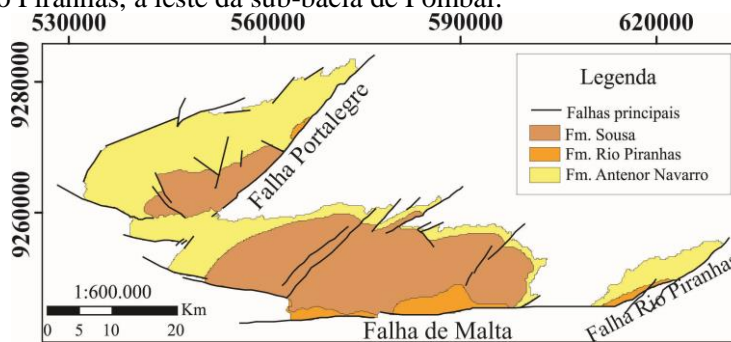


Figura 1: Mapa geológico da Bacia Rio do Peixe. Modificado de Silva (2009)

A BRP foi estratigraficamente dividida por França *et al.* (1994) da base para o topo, nas Formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas. De acordo com Sénant & Popoff (1989), Lima Filho (1991) e Carvalho & Melo (2012) a Formação Antenor Navarro é composta de conglomerados e arenitos grossos arcóscios. A Formação Sousa é caracterizada pela presença de folhelhos e siltitos, além de intercalações de níveis

carbonáticos e presença de fósseis. A Formação Rio Piranhas é composta por conglomerados e arenitos grossos intercalados com siltitos e argilitos.

3. METODOLOGIA

A etapa inicial consistiu em visitas de campo na área de interesse, que está contida na Formação Antenor Navarro, composta predominantemente por arenitos conglomeráticos. Neste área selecionada para o estudo, onde foram identificadas BD, foram aplicados métodos para a obtenção de parâmetros estruturais e geomecânicos como os *scanlines* perfis geomecânicos.

Em campanhas de campo foi utilizado o método de varredura proposto por Marrett *et al.* (1999) e Ortega *et al.* (2006) denominada de *scanlines*. Essa técnica consiste em linhas (Figura 2), com distância pré estabelecida, onde são medidos atributos estruturais como: espaçamento entre bandas, espessura, orientação, tipo de banda, preenchimento e relações de interseção. Para a medida de espessura das bandas foi utilizada um comparador de abertura, que foi desenvolvido por Ortega *et al.* (2006), o comparador é graduado em escala e possui valores espaçados entre 0,05 e 5 mm. As direções de bandas foram obtidas utilizando bússola.

Nos mesmos locais onde foram realizados os *scanlines* foram realizador perfis geomecânicos utilizando o *Schmidt Hammer* do tipo L, a fim de obter o grau de coesão das rochas. Para a metodologia adotada foram medidos valores de resistência em cima das BD e entre as BD. Em cada um dos locais onde houve aquisição dos valores de rebote, foram realizadas cinco medidas e calculou-se a média das mesmas para chegar ao valor final de resistência a compressão uniaxial (UCS).



Figura 2: Localização dos *scanlines* a partir do imageamento feito por drone.

4. RESULTADOS

No Perfil 1, a espessura mínima encontrada foi de 0,215 mm com uma frequência de 1,44 bandas por metro e uma espessura máxima de 61 mm com uma frequência de 0,035. Já no Perfil 2 a espessura mínima foi de 0,14 mm com uma frequência de 4,36 bandas por metro e a máxima 210 mm com frequência de 0,22 bandas por metro, enquanto que no Perfil 3 obteve-se uma espessura mínima de 0,215 mm com frequência de 3,33 bandas por metro e espessura máxima de 10 mm e frequência de 0,16 bandas por metro (Figura 3).

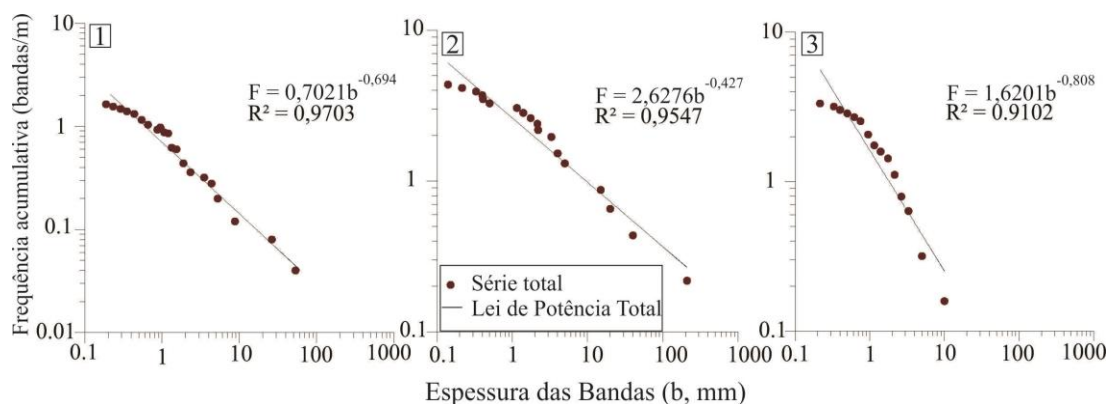


Figura 3: Gráficos da frequência acumulativa das bandas de deformação por espessura das bandas dos Perfis 1,2 e 3, respectivamente.

Para cada gráfico foi gerada uma lei de potência pela qual foram obtidas as funções representadas na Figura 3, a partir das quais é possível prever as frequências de cada um dos pontos a partir dos valores de espessura. Ao longo das linhas de varredura foram obtidos 3 sets de deformação sendo eles N-S, NW-SE, E-W, e NE-SW. Porém com uma direção preferencial E-W. (Figuras 4 D, E e F).

Nas figuras 4 (A, B e C) é contabilizada a distribuição do número de bandas pelas distâncias; os intervalos de distância onde possuem os maiores picos são as regiões de maiores concentrações de bandas de deformação, que correspondem às zonas de *clusters*, que são zonas de alta taxa de deformação.

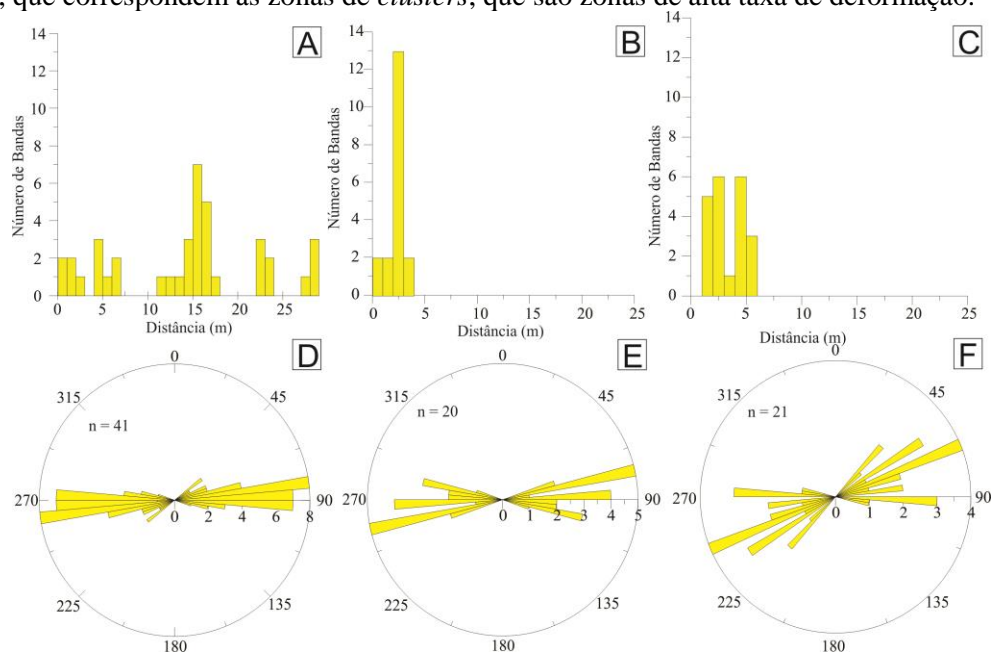


Figura 4: (A) Gráfico de número de bandas *versus* Distância do Perfil 1. (B) Gráfico de número de bandas *versus* Distância do Perfil 2. (C) Gráfico de número de bandas *versus* Distância do Perfil 3. (D) Diagrama de rosetas das direções das bandas de deformação ao longo do Perfil 1. (E) Diagrama de rosetas das direções das bandas de deformação ao longo do Perfil 2. (F) Diagrama de rosetas das direções das bandas de deformação ao longo do Perfil 3.

Nos perfis geomecânicos 1, 2 e 3, os valores médios de UCS obtidos para a zona com presença de bandas de deformação e para a zona de dano sem a presença de BD foram de 11,6 Mpa e 10,4 Mpa para 1, 19,72 Mpa e 9,5 Mpa para 2 e de 17,36 Mpa e 14,93 Mpa para 3, respectivamente (Figura 5).

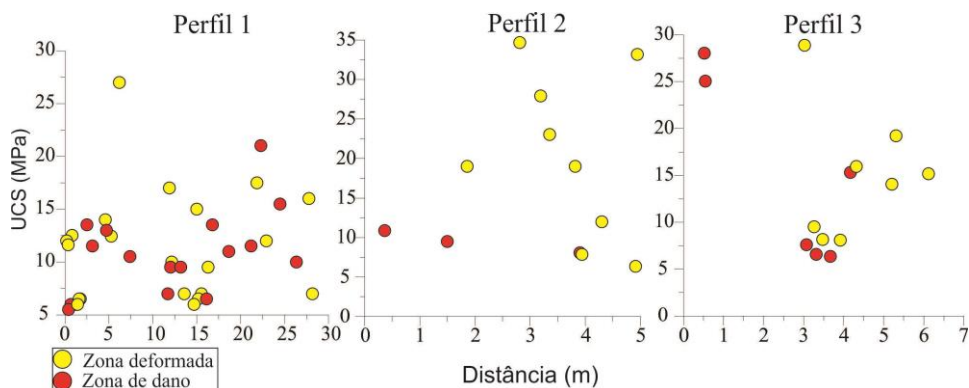


Figura 5: Gráficos de Resistência a compressão uniaxial (UCS) versus Distância dos perfis 1, 2 e 3.

4. CONCLUSÕES

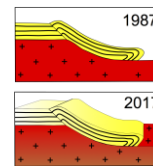
A partir dos *scanlines* foi possível inferir que as BD de menor espessura sempre possuem uma maior frequência com relação às de maior espessura. Isso pode estar relacionado com a intensidade de deformação, já que as bandas de menor espessura se formam com uma menor taxa de deformação e precisariam de menos energia para sua formação que BD mais espessas. Além disso, é possível inferir que BD atuam diretamente no aumento da UCS. Tal característica é evidenciada pelos maiores valores de UCS obtidos pontualmente em cima das BD, quando comparadas a pontos que não apresentam tais estruturas.

Por fim, é possível inferir que BD alteram as características físicas iniciais da rocha. À medida que a deformação aumentar, maior será o número de BD, conferindo maiores valores de resistência à rocha, tendo em vista que tais estruturas geram aumento de sua resistência da rocha deformada.

Agradecimentos: Os autores agradecem a Petrobrás pelo financiamento do projeto TC nº 0050.0096065.15.9; Ao grupo de estudos em exploração petrolífera (GEEP) em associação com a Universidade Federal de Campina Grande-PB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AYDIN, A. (1978) Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 913 e 930.
- CARVALHO, I.S. & MELO, J. H. G. (2012). Bacias Interiores do Nordeste. Chapada do Araripe. In: *Geologia do Brasil*, Edition: 1st, Chapter: Bacias Interiores do Nordeste, Publisher: BECA, pp.502-509.
- FRANÇOLIN, J. B. L.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. (1994). Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, v. 16, n. 5, p. 647–661.
- LIMA FILHO, M.F (1991). Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Rio do Peixe - PB. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. Recife.
- MARRETT, R., ORTEGA, O., KELSEY, C. (1999). Extent of power law scaling for natural fractures in rock. *Geology*, 27(9), 799-802.
- NOGUEIRA, F. C. C. et al (2015). Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics*, v. 644, p. 92–107.
- ORTEGA, O.J., MARRETTT, R.A., LAUBACH, S.E. (2006). A scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *AAPG Bulletin*, 90(2), 193–208.
- PARNELL, J., WATT, G. R., MIDDLETON, D., KELLY, J., BARON, MARTIN. (2004) Deformation Band Control on Hydrocarbon Migration. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. 74. 4. p. 552 – 560.
- PARRY, W. T; CHAN, M. A.; BEITLER, B. (2004) Chemical bleaching indicates episodes of fluid flow in deformation bands in sandstone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 88, p. 175–91.
- PONTE, F. C.; HASHIMOTO, A. T.; DINO, R (1991). *Geologia das bacias mesozoicas do interior do Nordeste do Brasil*. Petrobrás/CENPES/DIVEX; SEBIPE, Relatório Interno.
- SENANT, J. & POPOFF, M (1989). Les bassin du Rio do Peixe (NE Brésil): extension intracontinentale crétacée et réactivation des grands cisaillements ductiles pan-africains. Paris: *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, n. 308, série II, p. 1613-1619.



RELAÇÃO ENTRE FALHAS E BANDAS DE DEFORMAÇÃO NO ARENITO ILHAS, BACIA DO TUCANO-NE DO BRASIL

Ricardo de Souza Rodrigues¹, Fernando César Alves da Silva^{1,2}

¹ Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG. Universidade Federal do Rio Grande do Norte,
e-mail: rodriguesgeologia@gmail.com

² Departamento de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte,
e-mail: fernando@geologia.ufrn.br

INTRODUÇÃO

O presente trabalho aborda a análise estrutural macroscópica das bandas de deformação e falhas desenvolvidas em arenitos porosos do Grupo Ilhas (Bacia do Tucano). Esse estudo realizado entre a região limítrofe das sub-bacias Tucano Central e Norte remete à caracterização cinemática e geométrica das estruturas supracitadas, bem como a relação evolutiva entre essas.

O entendimento de como as bandas de deformação e falhas se formaram e desenvolveram ao longo do tempo geológico possibilita uma melhor compreensão sobre a evolução tectônica da Bacia do Tucano, assim como também se essas estruturas exerceram algum controle na migração e/ou acúmulo de hidrocarbonetos.

ESTADO DA ARTE

Em rochas com pouco ou nenhuma porosidade a deformação é registrada pela nucleação de fraturas, em uma fase inicial, que podem evoluir para a formação de falhas com a progressão da deformação. Em arenitos porosos, entretanto, a deformação pode se manifestar através do desenvolvimento de estreitas zonas tabulares de deformação localizadas que exibem pequenos deslocamentos denominadas de bandas de deformação (Aydin, 1978). Essas estruturas podem se formar em diversos cenários tectônicos (Fossen et al. 2007). A nucleação de falhas em arenitos porosos ocorre tipicamente devido o strain harding promovido por clusters (Aydin, 1978), embora outros autores (Fossen & Hesthammer, 1997) consideram a formação destas estruturas como sendo produto do aumento progressivo do deslocamento ao longo do plano das Bds, gerando as denominadas bandas de deformação falhadas (Faulted deformation bands). Em arenitos porosos, as Bds ocorrem como uma estrutura individual (single) ou como conjunto delas (clusters), desenvolvidas em resposta ao tipo de mecanismo deformacional atuante. O fluxo granular, cataclástico, phyllosilicate smearing e dissolução e cimentação, são os principais mecanismos associados a formação das Bds, os quais promovem a geração, respectivamente, de bandas de desagregação, cataclástica, filossilicáticas e solução e cimentação (Fosse et al. 2007).

O estudo dessas estruturas apresenta uma importância de caráter científico e econômico, uma vez que podem contribuir para o entendimento da evolução geodinâmica de uma bacia sedimentar, bem como sobre o seu papel na compartimentação de reservatórios de hidrocarbonetos.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Tucano (BT) é parte integrante do rifte intracontinental Juro-Cretáceo abortado, denominado Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). A BT que representa a porção central do RTJ, compreende o conjunto de três sub-bacias (Tucano Sul, Central e Norte) configuradas em semigrabens com orientação N-S a NNE-SSW. A BT exibe uma mudança na polaridade de mergulho de suas falhas de borda na transição entre as sub-bacias Tucano Central e Norte que permutam de WNW para ESE. Este trabalho foi desenvolvido na sub-bacia de Tucano Norte.

A estratigrafia da BT é descrita em forma de três superssequências (Costa et al. 2007): Pré-rifte Neo-Jurássica (Grupo Brotas e parte do Santo Amaro, Formação Itaparica); Rifte Eo-Cretácica (Grupo Santo Amaro - Formação Candeias, Ilhas e Massacará) e Pós-rifte (Formação Marizal). Alguns trabalhos (Destro et al. 2003; Costa et al. 2003) sugerem que a formação BT ocorreu em resposta a um campo trativo NW-SE, sendo possível identificar um binômio de pares conjugados de bandas de deformação consonante a esta interpretação.

ASPECTOS MACROSCÓPICOS DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO E FALHAS RELACIONADAS

As falhas da área de trabalho são facilmente reconhecíveis nas fotografias aéreas, destacando-se na topografia como estreitas faixas retilíneas de relevo positivo (Figura 1) podendo ter cinemática normal, normal oblíqua, transcorrente e, menos comumente, inversa, indicando que a área teve uma deformação mais complexa que a habitualmente colocada na literatura. Pelo menos dois sistemas são facilmente identificados em fotografias aéreas, sendo um NE-SW, mais importante, representado por segmentos maiores e outro variando de NS a NNW-SSE, com segmentos mais curtos (Figura 1).

As falhas NE-SW mais importantes exibem cinemática normal (às vezes oblíqua normal). Em detalhe estas estruturas exibem um conjunto de planos bem definidos, geralmente com estrias bem desenvolvidas, denotando sua origem a partir de clusters de bandas de deformação (Figura 2).



Figura 1- Fotografia aérea mostrando dois sistemas de falhas na sub-bacia de Tucano Norte. Sistemas de falhas NE, mais desenvolvido e NS (NNW-SSE) representado por segmentos mais curtos, ambos relacionados com o desenvolvimento de bandas de deformação.

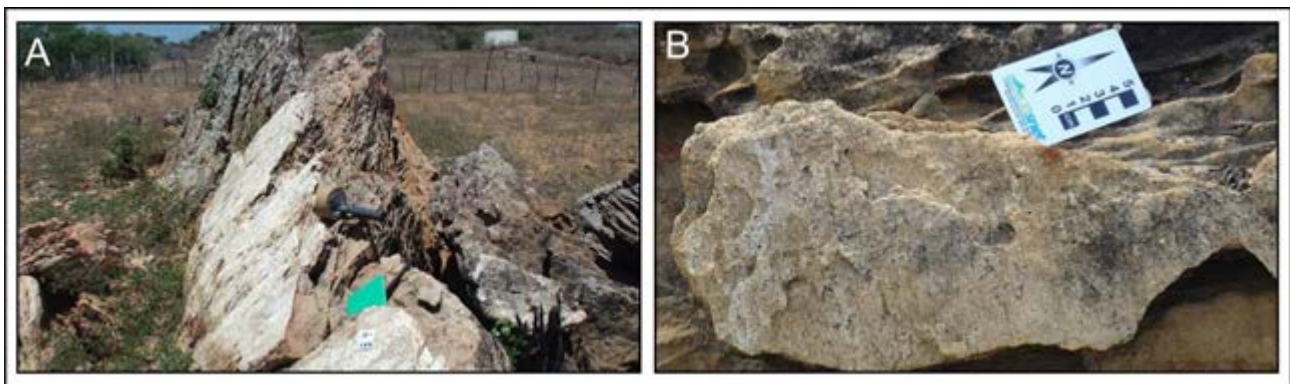


Figura 2 – Exemplo de falhas associadas a bandas de deformação. A) Falha normal de trend NE, mostrando conjunto de planos paralelos relacionados a zona de banda de deformação. (B) Detalhe do plano de falha normal, contendo estria de alto rake bem desenvolvida em arenito grosso do Grupo Ilhas

As Bds, singles ou clusters exibem orientação predominante N-S (a NNW-SSE) e NE-SW com espessuras e comprimentos variáveis (centímetro a métrico). Estas estruturas são principalmente do tipo cisalhante, com a cataclase sendo o principal mecanismo de formação, indicando formação tarde ou pós litificação das rochas hospedeiras. Entretanto, bandas desenvolvidas em estágios pré a sin litificação também são identificadas, marcadas por um comportamento hidrodúctil (ductilidade dada pela existência de água no sistema de sedimentos ainda não litificados) destas estruturas. As bandas podem estar relacionadas a falhas de diferente cinemática, normal (Figuras 1 e 2), transcorrente (Figuras 3A, 3B e 3C) e, menos frequente, inversa. Ao longo de toda a área é possível discriminar sistemas de Bds associados a movimentos transcorrentes, com cinemática sinistral (geralmente NE-SW) e dextral (geralmente NS) cuja orientação e relação de corte mútuo indicam a existência de um par conjugado (Figuras 3B e 3C).

CONCLUSÃO

Os arenitos porosos da Formação Ilhas da Bacia de Tucano Norte hospedam uma série de falhas e bandas de deformação. A caracterização macro e microscópica (esta última não abordada aqui) destas estruturas pode contribuir para revelar grande parte da história deformacional da bacia. Bandas de deformação individuais podem evoluir para clusters e estes para falhas (Figura 3D) que, por sua vez, podem gerar novas Bds na sua zona de danos, criando estruturas por vezes mais complexas. Um cenário simplificado pode ser estabelecido, com falhas normais NE-SW e o desenvolvimento de um binário com bandas conjugadas dextrais NS e sinistrais NE-SW criados sob um campo deformacional com distensão NW-SE. Entretanto, planos de falhas normais com duas estrias, de orientação distinta, e zonas de bandas com mesma orientação e cinemáticas distintas (além do par conjugado) não se enquadram neste cenário e atestam uma deformação polifásica complexa desta bacia que nossos estudos em progresso visa desvendar.

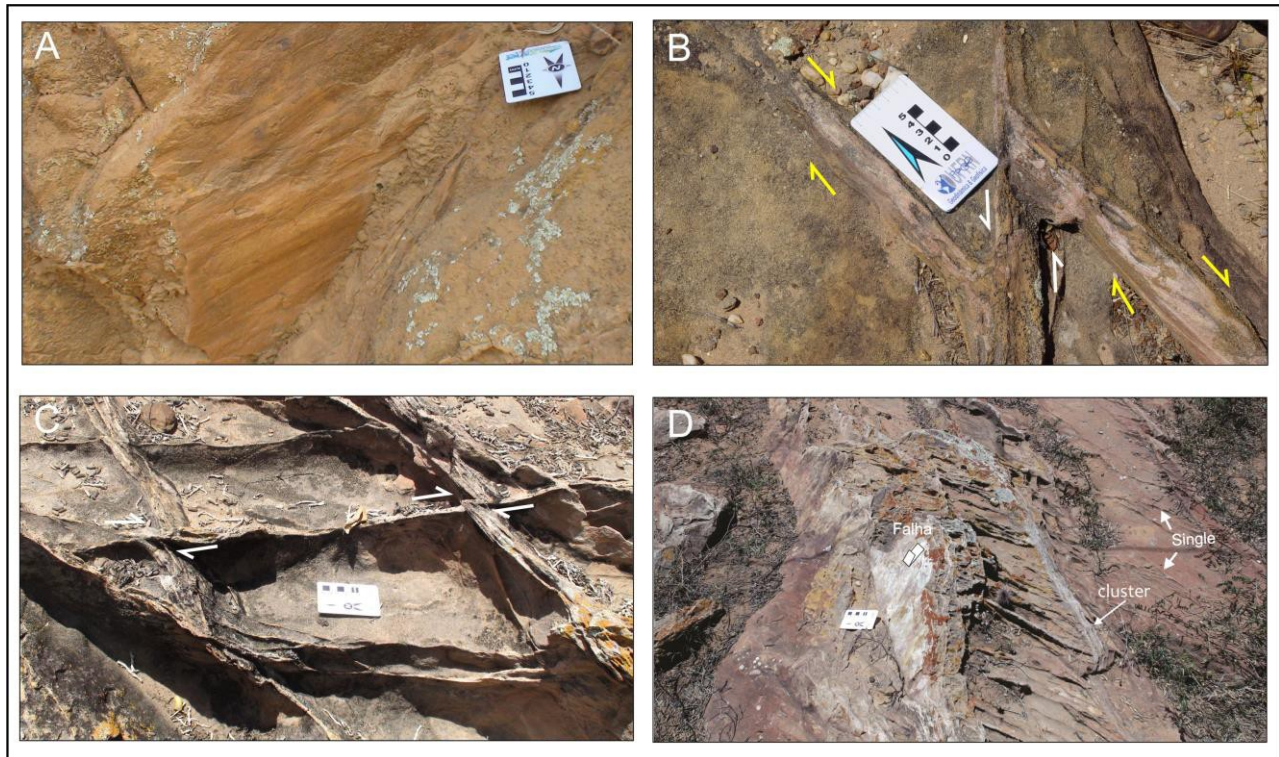
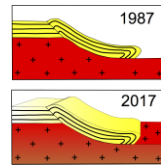


Figura 3 – Estruturas relacionadas a movimentação transcorrente. A) Plano de falha NE-SW com estria sub-horizonta. B) Cluster de Bds NE-SW com movimentação sinistral afetando cluster de trend NS e cinemática dextral. C) Cluster de Bds de trend NS deslocando dextralmente os clusters NE-SW. D) Coexistência de bandas single, cluster e falha normal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AYDIN, A. 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. In: BYERLEE, J. D & WYSS, M. (eds) Rock Friction and Earthquake Prediction. Birkhaeuser, Basel, 913-930.
- FOSEN, H. & HESTHAMMER, J. 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone from the San Rafael Desert, Utah. *Journal of Structural Geology*; 19: 1479-1493.
- DESTRO, N.; ALKMIN F. F.; MAGNAVITA, L. P.; SZATMARI, P. The Jeremoabo Transpressional Transfer Fault, Reconcavo-Tucano Rift, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1263-1279, 2003.
- COSTA, P.R.C; JARDIM DE SÁ, E.F; GUEDES, I.M.G; ALVES DA SILVA; F.C. 2003. Caracterização estrutural da área Serra do Letreiro, oeste da cidade de Jeremoabo (NE da Bahia). *Revista de geologia*, 16: 49-60.
- COSTA, I.P.; BUENO, G.V.; MILHOMEM, P.S.; SILVA, H.S.L. E; KOSIN, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 445-453.
- FOSEN, H.; SCHULTZ, R. A.; SHIPTON, Z. K. & MAIR, K. (2007). Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 164, pp. 755–769.



INFLUÊNCIA DE BANDAS DE DEFORMAÇÃO NOS ASPECTOS TEXTURAIS (2D) E DE POROSIDADE EM ROCHAS SILICICLÁSTICAS

Mello G.R.A.¹, Silva A.S.¹, Souza F.M.¹, Nogueira F.C.C.¹, Soares J.A.¹, Sousa J.A.B.², Carvalho B.R.B.M.²

¹ Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: gabrielagramello@hotmail.com.

²CENPES/Petrobras S.A.

1. INTRODUÇÃO

Aydin (1978) definiu o termo bandas de deformação como estruturas planares que ocorrem comumente em arenitos porosos. Essas reduzidas faixas deformacionais modificam, localmente, as propriedades petrofísicas de rochas reservatório, como porosidade e permeabilidade. A redução da porosidade e da permeabilidade nas bandas de deformação, em comparação com o arenito não deformado, geralmente é vista como uma barreira na migração e acúmulos de fluidos em reservatórios, sejam estes de água, óleo ou gás (Antonellini et al., 1994; Holcomb et al., 2007; Faulkner et al., 2010). As características internas das bandas de deformação tem potencial para mudar as condições do reservatório, afetando assim a escolha das melhores estratégias para produção de óleo e gás (Fisher e Knipe, 2001; Hesthammer e Fossen, 2001; Ogilvie e Glover, 2001). Alguns fatores são de suma importância no processo de formação e desenvolvimento de bandas de deformação, sendo estes os ambientes tectônicos, a pressão confinante (relacionado a profundidade de soterramento), grau de litificação da rocha hospedeira, pressão de fluido dos poros, mineralogia da rocha hospedeira, tamanho, formato e selecionamento dos grãos (Fossen et al., 2007). Ao se tratar sobre mineralogia das bandas, pode-se afirmar que a composição mineralógica da mesma é igual a da rocha hospedeira que lhe cerca, porém com grãos muito menores em área e diâmetro (Aydin et al., 1978). Essa diminuição acarreta um aumento na área de contato entre os grãos, preenchendo poros que antes não podiam ser preenchidos, conseqüentemente reduzindo a porosidade da rocha (Aydin et al., 1978).

Desenvolvimentos recentes em análise e processamento de imagem digital indicam esta técnica como uma metodologia promissora para caracterização de partículas (Đuriš et al., 2016). A determinação da forma de partículas através de métodos assistidos de computadores é de uma grande utilidade, pois reduz consideravelmente o tempo de medição de propriedades das rochas (Fernlund et al., 2005). Apesar da análise de imagem proporcionar dados exatos para parâmetros relacionados ao tamanho e formato da partícula, o método possui muitas fontes de erro e incerteza nos resultados, tais como a qualidade da imagem e a orientação das partículas iriam influenciar nos parâmetros de tamanho e forma dos grãos (Đuriš et al., 2016). Entretanto, comparando com o método indireto de peneiramento, onde o tamanho das partículas é medido indiretamente através da quantificação de fração por intervalo, a análise de imagem fornece informações exatas, além de outras propriedades que podem ser analisadas no desenvolvimento da pesquisa (Tafesse et al., 2012).

A análise de imagem em amostras com bandas de deformação demonstra de maneira simples e moderna os efeitos da banda nas propriedades da rocha, possibilitando a obtenção de resultados em pequenos intervalos de tempo. Para o desenvolvimento deste estudo foram coletadas e analisadas quatro amostras da Bacia Rio do Peixe, sendo uma delas sem banda de deformação e outras três com bandas de deformação, para a análise das mesmas no *software* Avizo 8.1 e a respectiva comparação das diferenças entre suas propriedades. Portanto, o objetivo deste trabalho é identificar os efeitos causados por bandas de deformação no tamanho de poros, grãos e porosidade 2D de arenitos conglomeráticos deformados por eventos tectônicos distintos na Formação Antenor Navarro (BRP).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia Rio do Peixe (BRP) é uma bacia interior de grande importância no nordeste brasileiro, pertencendo a um grupo de bacias eocretáceas sobrepostas ao embasamento pré-cambriano da Província da

Borborema, onde estas associam-se ao rifteamento que moldou a atual margem continental do nordeste brasileiro (Córdoba et al., 2008). Dentre os modelos tectônicos propostos para gênese das bacias interiores (Szatmari et al., 1987; Conceição et al., 1988; Sénant & Popoff, 1991; Ponte & Ponte Filho 1996, p.ex.), os autores definem o chamado *trend* Cariri-Potiguar, demarcando um eixo de rifteamento de direção NE-SW e idade neocomiana a barremiana, como sendo a principal estruturação responsável pela abertura e evolução destas bacias.

Pode-se descrever resumidamente a BRP como sendo constituída por três semi-grabens basculados para sul, retratados pelas sub-bacias de Brejo das Freiras, Sousa e Pombal, controlados respectivamente por três falhas principais: Portalegre, Malta e Rio Piranhas (Sénant & Popoff, 1991; Françolin et al., 1994). Estas sub-bacias são compostas por rochas sedimentares de origem terrígenas a partir do Cretáceo Inferior, representados pelas formações, do topo para base, Rio Piranhas, Sousa e Antenor Navarro.

Segundo Córdoba et al (2007), a Formação Antenor Navarro contém conglomerados e arenitos arcossianos grossos associados a arenitos médios a finos, intercalados com siltitos e argilitos, enquanto a Formação Sousa contém predominantemente folhelhos e siltitos avermelhados, delgadas lentes de calcário e intercalações de arenitos finos a grossos, por fim a Formação Rio Piranhas é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, com intercalações de siltitos e argilitos avermelhados.

3.METODOLOGIA

Foram selecionadas 4 amostras de arenito conglomerático da Formação Antenor Navarro (BRP). Das amostras selecionadas extraiu-se lâminas delgadas de seção polida. Com auxílio de microscópio óptico com câmera acoplada, as lâminas foram fotografadas gerando imagens com tamanho de pixel entre 4 e 6,5 µm.

A porosidade e dimensões de grão e poros foram obtidos através de análise bidimensional (2D) de imagens, em escala de cores no padrão RGB, no software AvizoFire 8.1.

O procedimento realizado compreende a combinação de tons vermelho, verde e azul para alcançar a seleção perfeita dos grãos ou poros na região de interesse. Resumidamente, o tratamento das imagens no AvizoFire 8.1 é iniciado com a seleção da região de interesse em determina da imagem, esta região é segmentada por meio da combinação das cores do padrão RGB, que variam de 0 a 255. Para remover o excesso da segmentação e reduzir o contato entre grãos, facilitando a posterior separação dos grãos, aplica-se um filtro de erosão. Visando preencher os espaços vazios internos dos grãos aplica-se um filtro de remoção de vazios. Para resultados mais precisos é necessário remover os efeitos de borda, ou seja, grãos incompletos que são cortados quando a região de interesse é selecionada. A etapa final do tratamento de imagem consiste na individualização dos grãos, e a partir disso é possível aplicar ferramentas de contagem e mensuração das partículas. Para este trabalho foram medidos diâmetro equivalente e área de poros e grãos, bem como a porosidade 2D das amostras.

Para o cálculo da porosidade os poros representados pela coloração azul são segmentados. Após a seleção dos poros, aplica-se a ferramenta *Material Statistics*, a mesma realiza a contagem de pixels dos poros (selecionados durante a segmentação) e a contagem pixels restantes, ou seja, a parte não segmentada. Dessa forma a porosidade da amostra pode ser medida de acordo com a Equação 1:

$$\emptyset = \frac{C_p}{C_p + C_e} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde C_p representa a contagem de pixels dos poros, enquanto C_e refere-se a contagem do material excluindo os poros.

4.RESULTADOS

Para a análise proposta foram selecionadas 4 amostras de arenitos conglomerado, ND, NW, NE e EW. A amostra ND não apresenta bandas de deformação, as outras amostras possuem bandas de deformação com orientação definida, conforme Tabela 1.

Tabela 1: Descrição das amostras selecionadas

Amostra	Observações
ND	Coletada em zona de dano de falha, mas sem presença de bandas na amostra.
NW	Amostra com banda de deformação formada em evento transcorrente com direção NW
NE	Amostra com banda de deformação formada em evento transtensivo com direção NE
EW	Amostra com banda de deformação formada em evento distensivo com direção EW

Através dos dados obtidos observa-se que o tamanho de grãos de todas as amostras está no intervalo de 5 a 3286,59 μm , enquanto o tamanho de poros varia de 5 a 1160,92 μm . Valores abaixo de 4 μm não foram analisados. Os maiores valores médios de tamanho de grãos, 102,95 μm e 71,37 μm , são referentes as amostras EW e ND respectivamente, enquanto os menores valores médios de grãos são 23,21 μm e 42,12 μm para as amostras NW e NE respectivamente. A amostra EW pertence a um sistema puramente distensivo, onde esta foi o evento percursor da formação destas estruturas. A distensão promove na rocha poucas mudanças nos valores de diâmetro médio dos grãos e dos poros. As amostras NE e NW pertencem a sistemas transtensivo e transcorrente puro respectivamente. A transcorrência imprime na rocha uma redução no tamanho dos grãos devido ao contato entre estes quando submetidos a tensão atuante. O material gerado no contato dos grãos, fica alojado nos poros presentes na amostra, reduzindo assim o diâmetro médio dos poros por consequência.

A presença de bandas de deformação reduz o tamanho dos grãos da rocha quando comparada a rocha hospedeira, logo a amostra ND, sem efeito de bandas de deformação, possui a menor concentração de grãos pequenos (até 250 μm), a porcentagem de área ocupada por grãos pequenos na imagem analisada é menor que todas as outras amostras. Em contrapartida, a amostra NW possui maior porcentagem de área ocupada por grãos menores, além da presença de banda de deformação, devido a sua formação está associada a um evento transcorrente puro, promovendo a quebra de grãos maiores e tornando-se grãos menores.

Em relação ao tamanho médio de poros as amostras ND e EW apresentam os maiores valores médios, 17,76 μm e 18,48 μm respectivamente, e como esperado possuem os maiores valores de porosidade, 12% para a ND, enquanto a amostra de direção EW apresenta 9% de porosidade. Os menores valores de tamanho médio de poros e porosidade são referentes as amostras NW e NE, sendo respectivamente 0,45% e 2,55% para porosidade e 13,65 μm e 10,42 μm para tamanho médio de poros.

Observa-se que a redução do tamanho dos grãos resulta igualmente na redução do tamanho de poros, e consequentemente no decréscimo da porosidade. A maior evidência deste processo é encontrada na amostra NW, devido a esta ter sido submetida a transcorrência pura, reduzindo assim o tamanho dos poros devido ao material gerado no processo está preenchendo os poros.

Isto ocorre, pois os grãos de menor tamanho gerados pela cominuição dentro da banda de deformação, tendem a ocupar espaços que antes pertenciam a grandes poros. Após o mecanismo de formação da banda de deformação, a rocha apresenta um novo rearranjo e distribuição dos grãos, aumentando a má seleção dos grãos, geralmente essa má seleção provoca a redução de porosidade nas amostras.

Os valores de tamanho de poros e porosidade podem nos revelar a intensidade de atuação das bandas de deformação nas amostras, pois aquelas que sofreram uma maior redução desses parâmetros possuem uma intensidade maior de deformação, observa-se que a NW foi a amostra mais afetada.

5. CONCLUSÃO

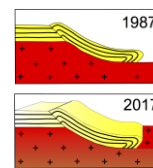
A partir das análises realizadas podemos concluir que os menores valores de porosidade, de tamanho médio de poros e de tamanho médio de grãos pertencem as amostras NW e NE, devido a estas estarem associado a eventos de transcorrência durante sua formação, enquanto os maiores valores dessas três propriedades estão nas amostras EW e ND, onde a presença do mecanismo de distensão imprime na rocha esse comportamento. Em consequência desses dados, podemos afirmar que as bandas de deformação tiveram uma atuação mais intensa nas direções NW e NE, resultando no processo de cataclase e cominuição dos grãos, reduzindo seu tamanho médio, o que permite a ocupação de poros não antes ocupados, reduzindo o tamanho médio dos poros e a porosidade.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao convênio PETROBRAS/UFCG TC 0050.0057323.10.9, coordenado pelo Prof. José Agnelo Soares e ao convênio PETROBRAS/UFCG TC 0050.0096065.15.9, coordenado pelo Prof. Francisco César

Costa Nogueira pelo financiamento das atividades desenvolvidas neste trabalho, à PETROBRAS pela permissão para a publicação destes resultados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO NETTO, J.M. 2011. Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectonossequências Paleozóica, Pré- e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, Dissertação de Mestrado. PPGG/UFRN.
- AYDIN, A. 1978. Small Faults Formed as Deformation Bands in Sandstone, Pure and Applied geophysics, Vol. 116
- CÓRDOBA, V.C., ANTUNES, A.F., JARDIM DE SA, E.F., SILVA, A.N., SOUSA, D.C., LINS, F.A.P.L. 2008. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil: integração a partir do levantamento sísmico pioneiro 0295_RIO_DO_PEIXE_2D. Boletim de Geociências da Petrobrás. v. 16, n. 1, p. 53-66.
- ĐURIŠ, M., ARSENIJEVIĆ, Z., JAĆIMOVSKI, D., RADOIČIĆ, T.K. 2016. Optimal pixel resolution for sand particles size and shape analysis, Powder Technology 302 177–186.
- FERNLUND, J.M.R. 2005. Image analysis method for determining 3-D shape of coarse aggregate, Cement Concrete Research, 35 1629–1637.
- FRANÇOLIN, J.B.L., COBBOLD, P.R., SZATMARI, P. 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. Journal of Structural Geology, Vol. 16, No.5, pp. 647-661.
- PONTE, F.C. & PONTE FILHO, F.C. 1996. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe, Recife, PE, DNPM/DMME (Pernambuco e Ceará).
- SÉNANT, J., POPOFF, M. 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening Tectonophysics, p. 35-46.
- SZATMARI, P., FRANÇOLIN, J.B.L., ZANOTTO, O., WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. Revista Brasileira de Geociências, v.17, n.2, p. 180-188.
- TAFESSE, S., FERNLUND J.M.R., BERGHOLM F. 2012. Digital sieving-Matlab based 3-D image analysis, Engineering Geology, Volumes 137-138, Pages 74-84.
- ANTONELLINI, M. A.; AYDIN, A.; POLLARD, D. D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. Journal of Structural Geology, v. 16, p. 941-959.
- FAULKNER, D. R; et al. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow of fault zones. Journal of Structural Geology, v. 32, p. 1557-1575.
- FOSSEN, H.; SCHULTZ, R.; SHIPTON, Z.K.; MAIR, K. 2007. Deformation bands in a sandstone e a review. Journal of the Geological Society. v. 164, p. 755-769.
- HOLCOMB, D.; RUDNICKI, J. W.; ISSEN, K. A.; STERNLOF, K. 2007. Compaction localization in the Earth and the laboratory: state of the research and research directions. Acta Geotechnica, v. 2, p. 1-15.
- HESTHAMMER, J.; FOSSEN, H. 2001. Structural core analysis from the Gullfaks area, northern North Sea: Marine and Petroleum Geology, v. 18, p. 411–439.
- FISHER, Q. J.; R. J. KNIPE. 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf: Marine and Petroleum Geology, v. 18, p. 1063–1081.
- OGILVIE, S. R.; GLOVER, P. W. J. 2001. The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure: Earth and Planetary Science Letters, v. 193, p. 129–142.



ANÁLISE DE LINEAMENTOS E CORRELAÇÃO TECTONOESTRUTURAL DA REGIÃO SETENTRIONAL DO COMPLEXO ÍNTRUSIVO SANTA ANGÉLICA, ES, BRASIL

Daniel Tonini Peterle¹, Heitor Miranda de Oliveira², Caio Vinícius Grabrig Turbay Rangell³, Calvin Candotti⁴, Eduardo Fontana⁵.

¹ Universidade Federal do Espírito Santo - UFES, danielpeterle@gmail.com

² Universidade Federal do Espírito Santo – UFES, heitormuniz.miranda@gmail

³ Universidade Federal do Espírito Santo - UFES, cturbay@gmail.com

⁴ Universidade Federal do Espírito Santo - UFES, calvincandotti@gmail.com

⁵ MGDEO-Hidrogeologia e meio ambiente, fontana.dudu@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O Complexo Intrusivo de Santa Angélica (CISA) integra um conjunto magmático de caráter bimodal formado no estágio pós-colisional (G5), no Neoproterozóico/Cambriano. (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, Campos *et al.* 2016). Segundo Bayer *et al.* (1987) e Campos *et al.* (2016), a suíte de rochas do CISA teria se originado a partir de um magma básico proveniente do manto, que induziu a fusão parcial na crosta inferior, gerando magmas graníticos. A assimilação de crosta teria gerado misturas mecânicas e químicas (*mingling* e *mixing*) em diferentes proporções entre magmas máficos e magmas graníticos.

Do ponto de vista estrutural, o CISA deveria estar desprovido de deformação plástica mais intensa, guardando, contudo, efeitos de deformação por fluxo magmático e deformação rasa, de caráter rúptil, distensional tardia em relação à colocação do corpo.

No entanto, estudos detalhados mostram que o CISA registra uma gama de feições deformacionais de caráter predominantemente plástico, relacionados principalmente ao desenvolvimento de foliação protomilonítica a milonítica até o desenvolvimento de texturas *augen* e estruturas do tipo SC. Os indicadores cinemáticos são predominantemente concordantes com as estruturas das encaixantes locais, em direção e sentido, o qual sugerem que os magmas durante suas colocações estavam sofrendo algum tipo de esforço regional.

Muitos autores têm sugerido que as deformações dinâmicas em sistemas magmáticos provavelmente estão ligadas a ascensão na litosfera por diferença de densidade e fluabilidade. No entanto, tem sido cada vez mais discutido que os mecanismos de ascensão e colocação de magmas associam-se a forças tectônicas (Hutton, 1988).

Para Hutton (1988), é possível caracterizar dois momentos de deformação relativos ao estado de cristalização de magmas em granitóides, a partir de texturas e fábricas: A) fábricas deformacionais pré-cristalização total; B) fábrica de *strain* cristal-plástico (pós-cristalização), onde milonitos com estruturas S-C, foliação milonítica e bandamento migmatítico paralelo à foliação milonítica seriam os principais indícios.

Desta forma, este trabalho tem por objetivo, correlacionar o caráter tectonoestrutural regional com a colocação das rochas magmáticas, especialmente na porção setentrional do CISA, através de análises de lineamentos, análises estruturais de fábricas de *strain* cristal-plástico e interpretações tectônicas da área.

2. ÁREA DE TRABALHO

O CISA localiza-se na porção sul do estado do Espírito Santo (ES), entre os municípios de Alegre, a nordeste, Cachoeiro de Itapemirim, a noroeste, e Castelo, a sudoeste. A área de trabalho corresponde a uma superfície de cerca de 410 km² (Fig. 1), que abrange além do complexo intrusivo, as rochas encaixantes metamórficas.

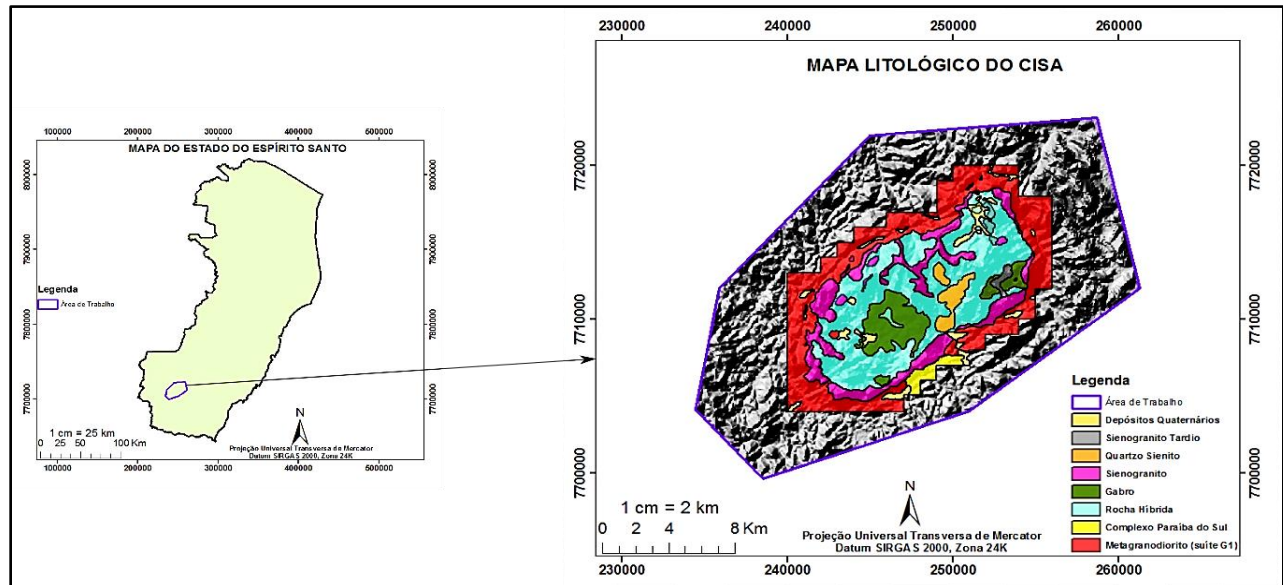


Figura 1: Localização da área de trabalho marcada de azul e mapa litológico do CISA (modificado de Zanon *et al.*, 2005) sobre imagem de relevo sombreado com azimute de iluminação de 225°.

3. METODOLOGIA

A metodologia foi dividida em duas etapas: A) análises e extração de lineamentos feitas por sensoriamento remoto; B) interpretação dos dados estruturais de campo (foliação milonítica e bandamento gnáissico) por meio de estereogramas da região setentrional do CISA. Ambas as etapas consistiram na adequação dos dados dentro de polígonos previamente determinados.

3.1 Análise e Extração de Lineamentos

Na realização desta etapa, foi utilizado o Modelo Digital de Terreno, obtido a partir de dados do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução espacial de 90 metros, baixados gratuitamente do projeto TOPODATA (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>). Após o recorte da área, foi criado um Modelo Digital de Elevação (MDE) com resolução espacial de 90 m. O MDE foi refinado em geração de grade retangular com interpolador bicúbico para 10 m de resolução espacial e, por fim, foram geradas as imagens de relevo sombreado com azimutes de 45°, 135°, 225° e 315°, todos eles com a mesma elevação de 45° e exagero de relevo de 6,34. As feições lineares foram extraídas manualmente, em escala de trabalho de 1:40.000, com a separação de vetores correspondentes a cristas de vetores correspondentes a vales em todas as imagens geradas no processamento inicial. Com a extração de cada feição linear de crista e vale em cada imagem, foi gerado o *shape* com agrupamento de todas as cristas e o *shape* com agrupamento de todos os vales. Assim, a partir deles, foi possível as análises exploratórias com rosetas de frequência e direção. Os softwares utilizados para o processamento de dados foram o *ArcMap* 10.3, no qual foi realizado todo o processamento digital dos dados iniciais, vetorização dos lineamentos e montagem dos *layouts* dos mapas, além do *Spring* 5.4.3 onde foi confeccionado a elaboração de rosetas de frequência absoluta.

3.2 Interpretação de Dados Estruturais

Os trabalhos de campo designaram a análise dos dados geométricos de estruturas, cinemática e dinâmica, quando possível. Com as estruturas coletadas e organizadas em planilhas, foi gerado estereogramas para as possíveis interpretações. Os softwares utilizados foram o *Excel* 2016 para as planilhas e o *Stereonet* para os estereogramas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Análise Estrutural por Sensoriamento Remoto

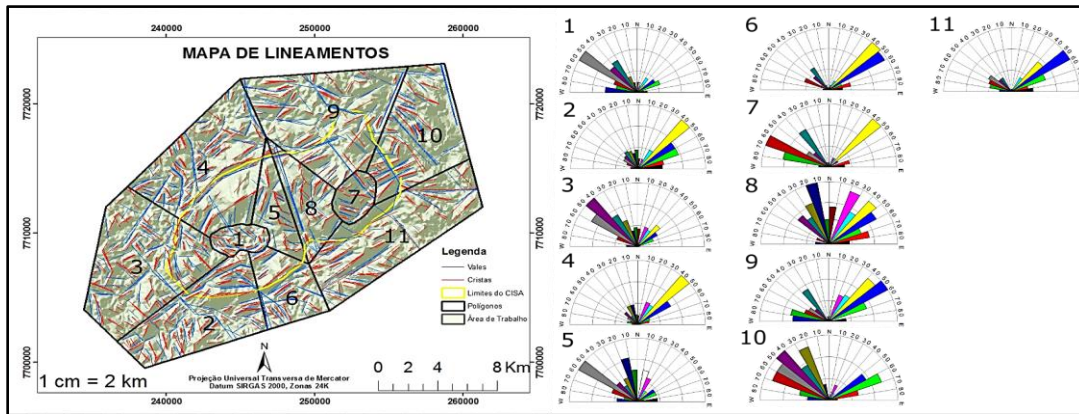


Figura 2: Mapa de lineamentos o qual evidencia os vetores referentes a vales e cristas, além dos polígonos utilizados para a separação das regiões analisadas estruturalmente no CISA e os diagramas de rosetas associados respectivamente a cada um desses polígonos.

A análise do mapa (Fig. 2) mostrou que foram extraídas 925 feições lineares de cristas e 723 feições lineares de vales. É possível observar que nos vetores referentes aos vales, estes quando mais associados a zona de borda do CISA, possuem feições bem alongadas e retilíneas. As direções principais dos lineamentos marcadas nos diagramas de roseta, mostram como o controle estrutural varia dependente da região analisada, o qual as regiões sul e norte marcam um forte controle NE-SW, onde este concentra-se especialmente dentro dos grandes lineamentos de vales, enquanto que nas regiões oeste e leste evidenciam um controle NW-SE (principalmente cristas), que marca o *trend* regional do Orógeno Araçuai. Outras duas feições importantes e também observadas no mapa quando relacionado com os trabalhos de Bayer *et al.* (1987), Campos *et al.* (2016) e Calegari *et al.* (2016), porém torna-se necessários trabalhos de campos para a confirmação, é a linha de charneira de uma sinformal cortando os polígonos 3 e 4 e o Lineamento Alegre, este o mais expressivo dividindo os dois núcleos máficos do CISA nos polígonos 4 e 8.

4.2 Análise Estrutural de Campo

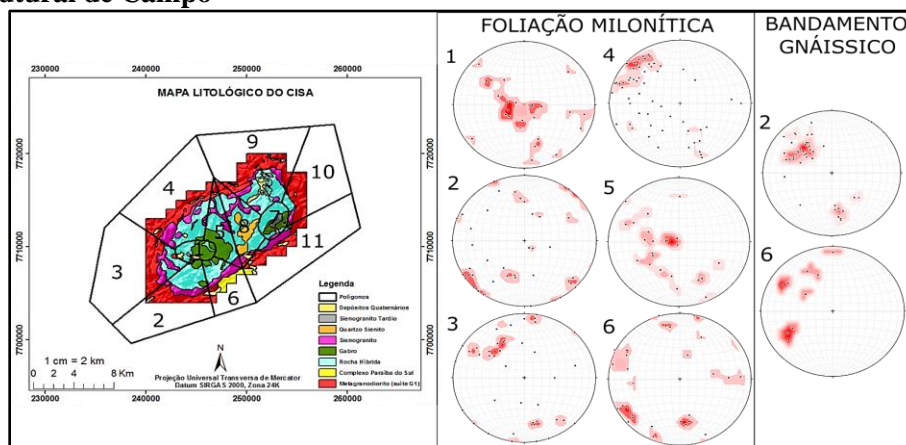


Figura 3: Mapa litológico do CISA (modificado de Zanon *et al.*, 2005) com os respectivos polígonos de trabalho e estereogramas referentes as estruturas de interesse.

A análise estrutural realizada na parte setentrional do CISA (Fig. 3), buscou salientar a similaridade de *trends* e cinemática entre as estruturas da encaixante e da intrusão, o qual resultou em 260 medidas estruturais de foliação milonítica em afloramentos determinantes, colhidas principalmente nas bordas de contato entre o Sienogranito, o Metagranodiorito da suíte G1 e o Complexo Paraíba do Sul, mas também em todas as outras litologias. Novamente nota-se mudanças no controle estrutural, onde a região sul possui direção preferencial NW-SE com mergulhos elevados para NE, enquanto que a região norte apresenta direção preferencial NE-SW com

mergulhos moderados a altos para SE. Os mergulhos das foliações miloníticas, tendem quase que sempre ao centro do maciço, contrastando com os mergulhos dos bandamentos gnáissicos, isso pode ser observado no estereograma referente ao polígono 2, o qual possui a mesma direção NE-SW mas com o mergulho para SE. O polígono 5 apresenta uma interessante variação direcional entre NNW-SSE a N-S, muito parecido com uma das variações encontradas no polígono 6, polígono este que sofre relevante interferência da região encaixante, isso é perceptível quando são associados os estereogramas de foliação milonítica e bandamento gnáissico. O polígono 1 apresenta direção preferencial N-S com variações para NNW e NNE, muito parecido também com o polígono 5, o qual pode ser interpretado como ambos estarem posicionado no centro do CISA e sofrerem com variações de esforços.

5. CONCLUSÃO

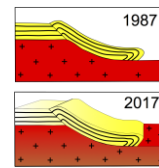
A parte setentrional do CISA, apresenta variações nos planos de foliação milonítica, encontradas nas rochas encaixantes e intrusivas que oscilam regionalmente, o qual deixa a impressão de que ocorre uma “rotação”, isso explica como a região sul-sudeste apresenta *trends* NW-SE, a região norte-noroeste apresenta *trends* NE-SW e o polígono 5 (centro) marca um *trend* N-S principalmente. As feições lineares de vales observadas nas zonas de bordas (Fig. 2), em conjunto com estruturas SC, foliação milonítica, indicadores cinemáticos com movimentação principalmente sinistral e direções de planos ENE-WSW com moderado ângulo de mergulho (polígono 6; Fig.3), associada a NE-SW com altos ângulos de mergulhos (polígono 4; Fig.3), levam a hipótese de duas possíveis zonas de cisalhamento destrais relacionadas a colocação do maciço, o qual novos trabalhos de campo confirmarão realmente se existem e assim, esclarecerá o controle estrutural exercido por elas.

As gerações de imagens de relevo sombreado com variação no azimute de iluminação obtiveram ótimos resultados no realce de vales e cristas para a extração de lineamentos. A extração das feições em cada imagem resultou em agrupamentos de lineamentos, os quais facilitaram na identificação dos *trends* que controlam as estruturas mais importantes, o qual estas interpretações foram facilitadas pelas análises estatísticas de diagramas de rosetas. É chamado a atenção para as inflexões direcionais que ocorrem nas bordas do CISA, deixando claro que ocorre uma tensão específica, a qual é muito plausível ser associada a relação entre as possíveis zonas de cisalhamento de borda (NE-SW), deixando o próprio maciço com uma leve forma de “sigmoide” e o *trend* NW-SE do Orógeno Araçuai.

Esse ciclo completo de rotação mostrado na parte setentrional do CISA e o forte controle de estruturas que refletem o caráter de fábricas de *strain* cristal-plástico, favorece a interpretação de prováveis forças sin-tectônicas atuantes na sua formação, explicadas pelas deformações cinemáticas de bordas e estruturas semelhantes em direção e sentido das rochas encaixantes e intrusivas que marcam uma ação tectônica atuante.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAYER, B.; SCHIMIDT-THOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HORN, H.A. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton—an example. **Geologische Rundschau**, v.76, p.357-371, 1987.
- CALEGARI, S.S.; NEVES, M.A.; GUADAGNIN, F.; FRANÇA, G.S.; VINCENTELLI, M.G.C. The Alegre Lineament and its role over the tectonic evolution of the Campos Basin and adjacent continental margin, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.69, p.226-242, 2016.
- CAMPOS, C.P.; MENDES, J.; PEDROSA-SOARES, A.C.; DUSSIN, I.; LUDKA, I.P.; DANTAS, E.L. Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuai Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event. **Journal of South American Earth Sciences**, v.68, p.2448-268, 2016.
- HUTTON, D.H.W. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, v.79, p.245-255, 1988.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; SILVA, L.C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuai: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **GEONOMOS**, v.15, p.1-16, 2007.
- ZANON, M.L.; CHAVES, A.O.; RANGEL, C.V.G.T.; GABURO, L.; PIRES, C.R. Os aspectos geológicos do Maciço Santa Angélica (ES): uma nova abordagem, ES. **Brazilian Journal of Geology**, v.45, p.609-633, 2015.



INTERPRETAÇÃO DE LINEAMENTOS MAGNÉTICOS E ANÁLISE DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS DA REGIÃO COMPREENDIDA ENTRE VIEIRÓPOLIS (PB) E PARANÁ (RN), DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

José F. de Araújo Neto¹, João Pedro S. Bezerra¹, Igor M. B. de Albuquerque e Souza¹, Lauro César M. de Lira Santos², Sandra de B. Barreto¹, Thais A. Carrino¹, Vanessa B. Ribeiro¹

¹ Universidade Federal de Pernambuco, e-mail: neto.araujo2@hotmail.com

² Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: lauromontefalco@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Levantamentos aerogeofísicos vêm sendo amplamente utilizados no auxílio ao mapeamento geológico e no entendimento da evolução estrutural das províncias brasileiras (e.g. Dantas et al. 2003, Medeiros et al. 2008, Gonçalves 2009). A interpretação integrada de alinhamentos magnéticos com dados estruturais em escala mesoscópica facilita a identificação e delimitação de feições regionais, tais como zonas de cisalhamento, falhas e fraturas. Esse trabalho consiste na correlação entre dados aeromagnéticos e geológico-estruturais de uma área de 225 km² localizada nas adjacências das cidades de Vieirópolis (PB) e Paraná (RN), região com vocação econômica voltada para exploração de minerais-gema e blocos pegmatíticos para indústria ornamental.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área está inserida, tectonicamente, no Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema (Figura 1), NE do Brasil, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Portalegre, estrutura limítrofe dos terrenos Jaguaribeano (oeste) e Rio Piranhas (leste) (Brito Neves et al. 2000; Medeiros et al. 2005, Sá et al. 2014). O embasamento paleoproterozoico é representado por ortognaisses, migmatitos e rochas metavulcanosedimentares do Complexo Caicó e por metagranitóides e gnaisses de composição monzogranítica a granodiorítica do Complexo Jaguaratama. Todo esse pacote apresenta-se intensamente deformado por uma tectônica transcorrente representada por zonas de cisalhamento NE-SW, paralelas à Zona de Cisalhamento Portalegre (Araújo Neto 2016, Bezerra 2016). Essas estruturas também condicionam o posicionamento dos granitos das suítes intrusivas Dona Inês e Itaporanga, bem como a injeção de inúmeros pegmatitos quartzo-feldspáticos e lentes de biotita-xisto esmeraldíferos. Tendo em vista a importância dessas estruturas como controle geológico, a interpretação de alinhamentos magnéticos foi realizada de forma a auxiliar mapeamento na delimitação das zonas de cisalhamento.

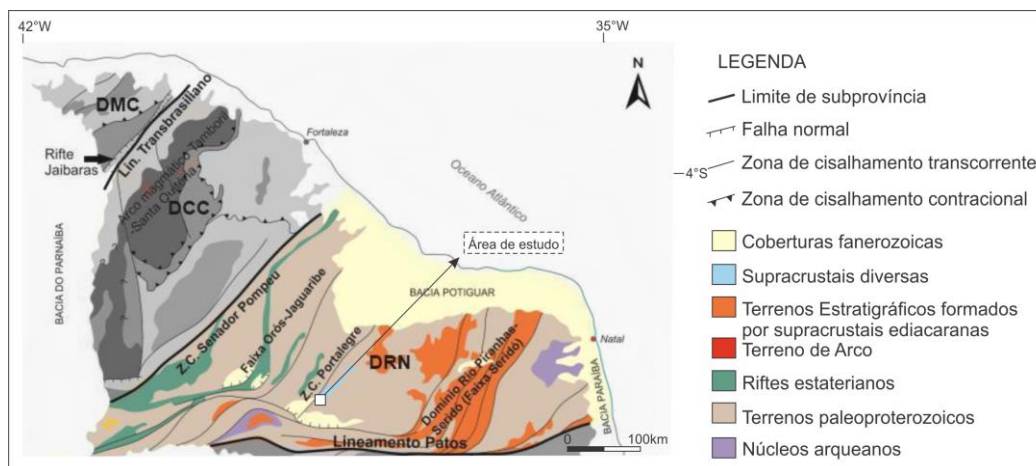


Figura 1: Localização da área de estudo e compartimentação tectônica do Domínio Rio Grande do Norte (DRN). DCC: Domínio Ceará Central. DMC: Domínio Médio Coreaú. Modificado de Santos et al. (2015).

2. METODOLOGIA

Foram utilizados dados aeromagnetométricos referentes ao Projeto Aerogeofísico Rio Grande do Norte-Paraíba (2009), executado pela CPRM em parceria com a LASA e PROSPECTORS, empresas também responsáveis pelo processamento dos dados. O levantamento foi realizado de 31/01/2009 a 10/09/2009, com altura nominal de voo de 100 m e direção das linhas N-S, com espaçamento de 500 metros entre elas. As linhas de controle foram realizadas na direção E-W, com espaçamento de 10 km.

O processamento foi realizado no *software* Oasis Montaj 6.4.2. Especificamente, os *grids* do campo magnético residual, da primeira derivada vertical e da amplitude do sinal analítico foram janelados para a área de estudo de 225 km², limitada pelas coordenadas UTM 575000-590000 e 9275000-9290000 (24M), zona 24S, e *datum* horizontal WGS 84 (Figura 2). A Figura 2A apresenta o resultado obtido pelo cálculo da amplitude do sinal analítico, enquanto que a Figura 2B mostra a derivada vertical do campo magnético total. Esses filtros foram utilizados com o objetivo de realçar o contraste de susceptibilidade magnético associado às diferentes fontes observadas na região. A amplitude do sinal analítico é um filtro de alta centricidade e consiste na raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas direcionais (x,y,z) do campo magnético no eixo Cartesiano. Esse filtro permite centralizar as máximas amplitudes sobre as fontes anômalas (Roest et al. 1992), e tem como principais vantagens a pouca dependência da direção total de magnetização e da proximidade da área de estudo ao equador magnético.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A interpretação visual dos lineamentos magnéticos foi realizada sobre o mapa de amplitude do sinal analítico (Figura 2A) e da primeira derivada vertical do campo magnético anômalo (Figura 2B), em conjunto com a interpretação de dados estruturais obtidos em campo. As principais anomalias positivas magnéticas estão correlacionadas com fácies miloníticas e lentes de anfibolito do Complexo Caicó, e com os granitos da Suíte Dona Inês, que ocorrem na região de Serra Branca (Vieirópolis, PB), centro-sudoeste da área de estudo. O *trend* NE-SW é evidente e está diretamente relacionado com as zonas de cisalhamento transcorrentes da região, paralelas a milonitos que, por vezes, apresentam uma foliação verticalizada.

No Domínio Rio Grande do Norte, essas zonas de cisalhamento representam o estágio de deformação D3 definido por Jardim de Sá (1994). No entanto, devido à intensa deformação causada pela transcorrência, na área de estudo foram individualizadas apenas duas deformações importantes de caráter dúctil, a migmatização (D1) das rochas do Complexo Caicó e o evento transcorrente de alto ângulo (D2), caracterizado pelas zonas de cisalhamento Portalegre, Paraná, Vieirópolis, Lastro e São Pedro que deslocam litologias dos complexos Caicó e Jaguaretama, e bordejam os granitos das suítes Itaporanga e Dona Inês. As zonas de cisalhamento também controlam a injeção de diversos pegmatitos quartzo-feldspáticos.

A Zona de Cisalhamento Portalegre ocorre na porção noroeste da área e possui uma cinemática transcorrente dextral de direção NE-SW, com planos de foliação subverticais a verticais, evidenciada pela presença de milonitos e protomilonitos, *boudins* assimétricos e superfícies do tipo S-C (Figura 3). Essa estrutura encontra-se possivelmente relacionada às mineralizações de esmeralda associadas a lentes de biotita-xisto concordantes com a foliação milonítica.

As zonas de cisalhamento Paraná e São Pedro são caracterizadas por foliações miloníticas verticalizadas, mas são necessárias mais informações para uma melhor determinação. A Zona de Cisalhamento Vieirópolis corta a área de estudo do extremo leste ao extremo nordeste, e é composta por milonitos a ultramilonitos de direção NE-SW, caracterizados por foliação vertical a subvertical e lineação de estiramento horizontal. Critérios cinemáticos, incluindo *boudins* assimétricos caracterizam o caráter dextral desta zona. É possível que a continuidade da Zona de Cisalhamento Vieirópolis para além da área mapeada sirva de controle estrutural para mineralizações de águas-marinhas nos pegmatitos boudinados descritos por Barreto (1991), a norte da cidade de Tenente Ananias (RN).

A Zona de Cisalhamento Lastro ocorre ao longo de uma faixa contínua de milonitos na direção média N50E e condiciona as bordas sudeste dos corpos graníticos.

Um segundo *trend* de lineamentos magnéticos ocorre de forma discordante à orientação principal, na direção NW-SE e WNW-ESSE e parece, certas vezes, truncar as feições magnéticas NE-SW. Esse *trend* está associado à deformação rúptil tardia, caracterizada por fraturas preenchidas (D3) por veios quartzo-feldspáticos

que cortam as demais foliações, geralmente, nas direções WNW-ESE ou subconcordantes com a foliação NE-SW. Este padrão parece controlar as ocorrências de pegmatitos tabulares na porção NE da Serra Branca. Outro estágio rúptil (D4), corta toda a região, e é definida por fraturas e falhas tardias não preenchidas, de direções E-W, WNW-ESE e NW-SE, podendo, ocasionalmente, formar pares conjugados.

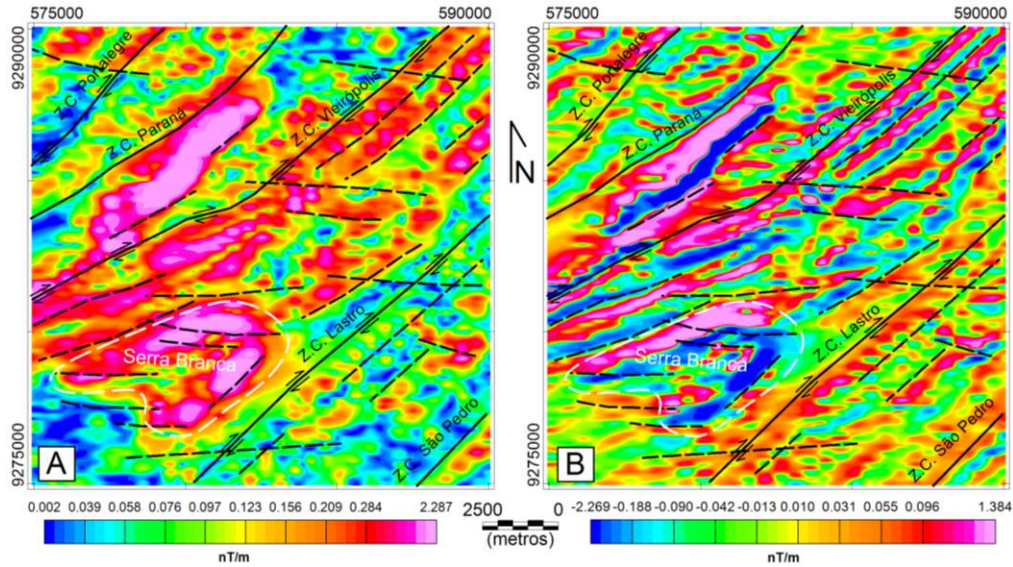


Figura 2: Interpretação dos alinhamentos magnéticos da área de estudo sobre os mapas de amplitude do sinal analítico (A) e primeira derivada vertical (B). Linhas contínuas evidenciam estruturas mapeadas geologicamente como zonas de cisalhamento.

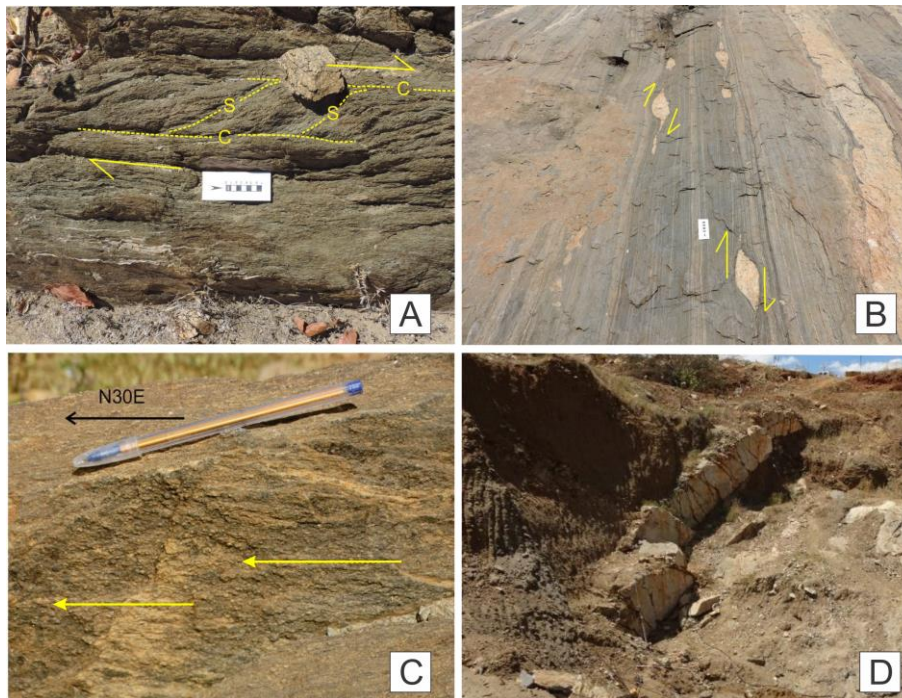


Figura 3: (A) Estrutura do tipo S-C evidenciando cinemática destal em biotita-clorita xisto ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre; (B) *Boudins* assimétricos com cinemática destal ao longo da Zona de Cisalhamento Vieirópolis; (C) Foliação milonítica verticalizada e lineação horizontal próxima a Zona de Cisalhamento Laastro; (D) Pegmatito a amazonita alojado em fratura tardia WNW-ESE.

5. CONCLUSÕES

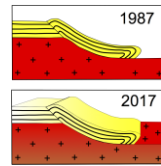
A utilização concomitante de dados de campo e interpretações de alinhamentos magnéticos evidenciou a existência de ao menos cinco zonas de cisalhamento transcorrentes na área de estudo: Portalegre, Paraná, Vieirópolis, Lastro e São Pedro, todas apresentando direção NE-SW e cinemática dextral ou indeterminada. Especificamente, a Zona de Cisalhamento Vieirópolis apresenta grande expressividade magnética e se estende por aproximadamente 17 km, estando associada à ultramilonitos na porção NE da região estudada.

Ainda sobre o regime dúctil, lentes de biotita-xisto esmeraldíferas que ocorrem ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre apresentam estruturas do tipo S-C que evidenciam o movimento deformacional dextral da porção NW da área de estudo. Por outro lado, o regime rúptil é caracterizado por fraturas e/ou falhas de direção predominantemente E-W, WNW-ESE e NW-SE. Estas estruturas traçadas truncam a foliação NE-SW e controlam a injeção de veios quartzo-feldspáticos, bem como de pegmatitos tabulares, a exemplo do pegmatito a amazonita que ocorre na porção NE da Serra Branca. Com base na imagem da amplitude do sinal analítico, observa-se que nesta porção da serra existe uma estrutura WNW-ESE de aproximadamente 5 km, o que evidencia a importância do uso de dados aerogeofísicos em regiões de difícil acesso como complemento para a cartografia geológica.

Agradecimentos: os autores agradecem ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM-DISEGE) pela cessão dos dados aeromagnéticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO NETO, J.F. (2016). Mapeamento geológico da região de Caiçara (RN), Nordeste do Brasil: Limite dos Terrenos Rio Piranhas e Jaguaribeano, Província Borborema. Relatório de Graduação. Dpt. de Geologia, UFPE. Recife - PE.
- BARRETO, S.B. (1991). Caracterização químico-mineralógica dos berilos de Tenente Ananias – RN. Recife. 194p. Dissertação (Mestrado em Geociência) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Pernambuco.
- BEZERRA, J.P.S. (2016). Mapeamento geológico da região de Vieirópolis, Paraíba (PB), Terreno Rio Piranhas, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Relatório de Graduação. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. Recife - PE. No prelo.
- BLAKELY, R. J. (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 464 p.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., SCHMUS, W.R.V. (2000). Tectonic History of the Borborema Province. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, v. único, p. 151-182.
- DANTAS, E.L., SILVA, A.M., ALMEIDA, T., MORAES, R.A.V. (2003). Old geophysical data applied to modern geological mapping problems: a case-study in the Seridó Belt, NE Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 33 (2), 65-72.
- GONÇALVES, L.C. (2009). Contribuição geofísica à análise do arcabouço tectônico do Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema – NE Brasil. Instituto de Geociências. Universidade de Brasília. Dissertação de Mestrado. Área de Concentração Geofísica Aplicada.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 p.
- MEDEIROS V. C. et al. (2005). Programa de Geologia Básica: carta geológica Folha SB.24-Z-A Sousa. Escala 1:250.000. Recife: CPRM.
- MEDEIROS, V. C. ET AL. (2008). Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa SB.24-Z-A. Escala 1:250.000. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- ROEST, W. R., VERHOEF, J., PILKINGTON, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. Geophysics. vol. 57, 116–125
- SÁ, J.M., SOUSA, L.C., LEGRAND, J.M., GALINDO, A.C., MAIA, H.N., FILLIPPI, R.R. (2014). U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v.14, n.3, p.97-110.
- SANTOS, L.C.M.L., FUCK, R.A., SANTOS, E.J., DANTAS, E.L. (2015). Análise tectônica de terrenos: metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplo das Províncias Tocantins e Borborema, Brasil. Geonomos, 22(2), 51-63.



CONTRIBUIÇÃO DO SENSORIAMENTO REMOTO NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ANÁLISE ESTRUTURAL DA REGIÃO DE CAIÇARA (RN), DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE, PROVÍNCIA BORBOREMA

José F. de Araújo Neto¹, Lauro César M. de Lira Santos², Sandra de Brito Barreto¹, Glenda Lira Santos¹

¹ Universidade Federal de Pernambuco, e-mail: neto.araujo2@hotmail.com

² Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: lauromontefalco@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O levantamento de feições lineares através de sensoriamento remoto é uma ferramenta eficiente e cada vez mais utilizada na investigação de aspectos geológicos estruturais, tais como traços de foliação, falhas, fraturas e zonas de cisalhamento (eg. Silva et al. 2009; Batista et al. 2014). Imagens de satélite do tipo ASTER *Global Digital Elevation Model* podem, por exemplo, além de realçar a modelagem topográfica e evidenciar o padrão de drenagem do terreno, destacar lineamentos geológicos na direção horizontal, vertical ou diagonal quando sob aplicação de um filtro direcional de borda (Drury, 2001). Dessa forma, esta técnica pode ser utilizada como auxílio na compreensão de sistemas estruturais complexos e intensamente deformados. Este trabalho apresenta estudo de caso da aplicação de sensoriamento remoto no mapeamento geológico e análise estrutural da região de Caiçara, distrito de Paraná (RN), cobrindo uma área total de 75 km².

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A região que compreende o Distrito Caiçara localiza-se no Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema (Figura 1), NE do Brasil (Brito Neves et al. 2000). Litologicamente, é caracterizada por extensas exposições de rochas do embasamento paleoproterozoico representados, majoritariamente, por ortognaisses, migmatitos e milonitos do Complexo Caicó e por metagranitoides e gnaisses de composição monzogranítica a granodiorítica do Complexo Jaguaratama, além de uma unidade metavulcanossedimentar e intrusões ediacaranas da Suíte Itaporanga. A porção a norte de Caiçara é reconhecida por apresentar mineralizações de berilo, variedade esmeralda, associadas a lentes de biotita xisto que ocorrem ao longo da zona de cisalhamento Portalegre. Esta estrutura limita os terrenos tectonoestratigráficos Jaguaribeano (oeste) e Rio Piranhas (leste) (Medeiros et al. 2005, Jardim de Sá et al. 2014). Por outro lado, dados de campo sugerem a presença de novas zonas de cisalhamento na região, marcadas por uma tectônica de alto ângulo que imprime uma foliação milonítica nas rochas do embasamento e acompanha o posicionamento dos granitos. Nesse contexto, o sensoriamento remoto foi utilizado para corroborar os dados de campo na construção do mapa geológico da área.

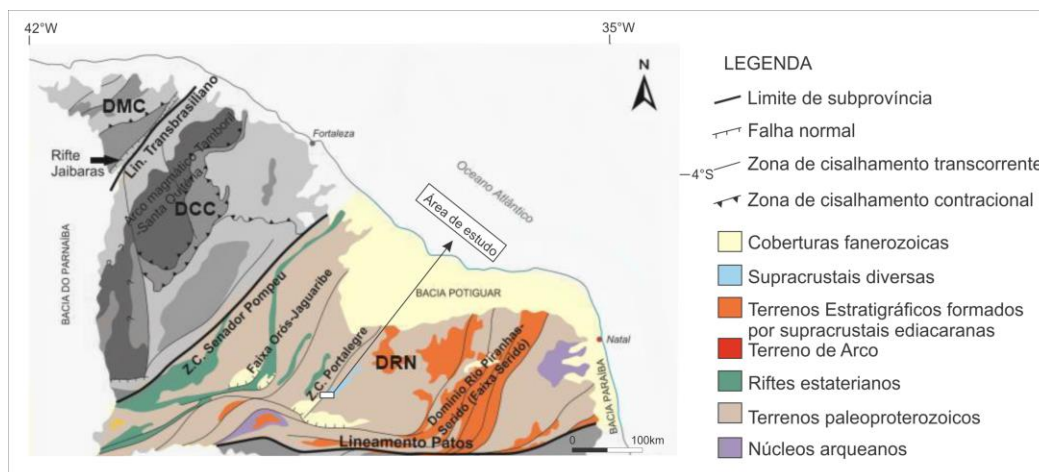


Figura 1: Localização da área de estudo e compartimentação tectônica do Domínio Rio Grande do Norte (DRN). DCC: Domínio Ceará Central. DMC: Domínio Médio Coreáú. Modificado de Santos et al. (2015).

2. METODOLOGIA

O estudo das feições lineares do relevo por sensoriamento remoto foi realizado utilizando imagem GDEM (*Global Digital Elevation Model*) do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), produzida pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) em parceria com o governo japonês (METI – *The Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan*). A imagem foi obtida através do site do Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>), onde é fornecida no formato GeoTiff, de 3601x3601 pixels, com 30 m de resolução espacial.

Em seguida, foi realizado o recorte para os 75 km² da área de estudo, com limites longitudinais e latitudinais de 575000-590000 e 9285000-9290000 respectivamente, expressos em coordenadas UTM, na quadrícula 24M da zona 24S, e *datum* WGS84. Nessas imagens, foram aplicados filtros direcionais de borda que promovem o realce de estruturas lineares, priorizando aquelas que se encontram paralelas à direção escolhida no filtro (Drury, 2001). Em razão disto, foram aplicados sobre o GDEM filtros direcionais do tipo Kernel 3x3 para os azimutes 0°, 45°, 90° e 135°, a fim de destacar feições estruturais nestas direções.

O traçado dos lineamentos estruturais foi feito por meio de interpretação visual e o resultado foi plotado sobre o mapa ASTER GDEM para confecção do mapa de direção de lineamentos.

3. RESULTADOS

Utilizando as imagens filtradas do GEM ASTER (Figura 2), foram extraídos 121 lineamentos estruturais, dos quais 80 estão na direção NE-SW, marcados por comprimento médio 1.087 metros; 25 lineamentos estão dispostos na direção NW-SE, com comprimento médio de 1.246 metros; 13 lineamentos estão na direção E-W, sendo caracterizados por comprimento médio de 1.079 metros; e, apenas 3 apresentam-se na direção N-S, com média de 872 metros. Todas as estruturas traçadas foram vetorizadas sobre a imagem ASTER GDEM para confecção do mapa de direção de lineamentos (Figura 3).

A interpretação das estruturas ressaltadas nas imagens ASTER foi realizada concomitantemente com os dados obtidos em campo. As principais estruturas lineares traçadas concentram-se na porção leste do mapa e apresentam *trend* NE-SW concordante com as foliações miloníticas e o bandamento gnáissico associados às zonas de cisalhamento dúcteis mapeadas. Assim como a foliação, os lineamentos estruturais apresentam uma inclinação NNE-SSW no centro-norte da área, onde algumas estruturas N-S também podem ser observadas. Fraturas e falhas tardias medidas nas campanhas de campo evidenciam um *trend* NW-SE, assim como E-W em menor proporção, muitas vezes, apresentando-se de forma conjugada. Estas feições também estão bem representadas nos filtros direcionais 90° e 135° Az (Figura 2C, D). Diversos lineamentos traçados correspondem à rede de drenagem da região que apresenta padrões NE-SW e NW-SE.

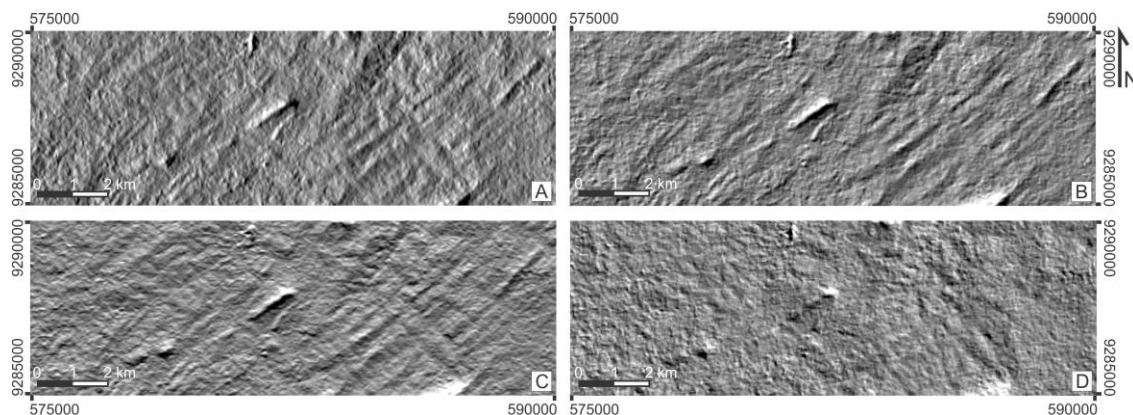


Figura 2: Imagens GDEM do sensor ASTER após a aplicação dos filtros direcionais de borda nos azimutes de direção 0° (A), 45° (B), 90° (C) e 135° (D).

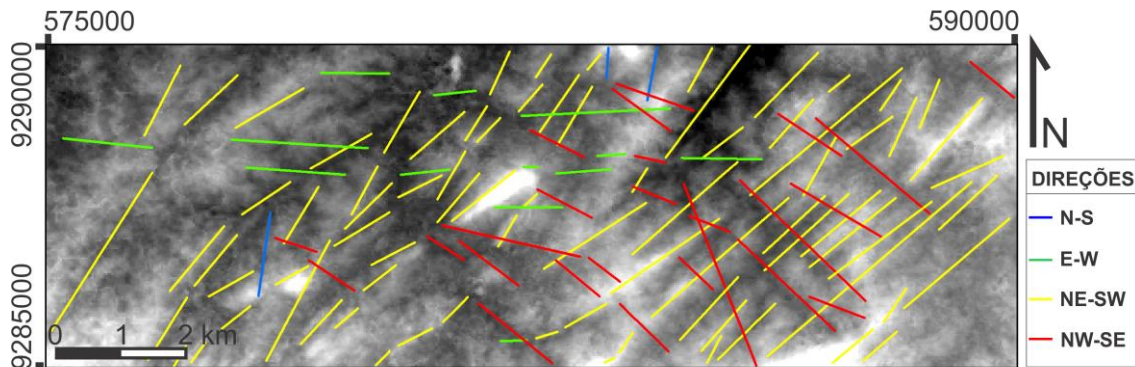


Figura 3: Mapa de direção de lineamentos com traçado das principais estruturas interpretadas.

4. DISCUSSÕES

As principais feições estruturais encontradas na área e interpretadas no estudo por sensoriamento remoto estão associadas às zonas de cisalhamento brasileiras. Jardim de Sá (1994) descreveram dois eventos tectônicos pretéritos à tectônica transcorrente brasileira. O primeiro evento está associado ao bandamento de alto grau metamórfico dos ortognaisses, com transposição e formação de dobras isoclinais e intrafoliais. O segundo está relacionado a um evento de cinemática tangencial com deposição do Grupo Seridó e intrusão dos granitoides G2 da Suíte Poço da Cruz.

A intensa atividade deformacional causada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes provocam uma superposição do evento transcorrente em relação aos demais. Entretanto, a migmatização das rochas do Complexo Caicó caracteriza-se como evento de deformação mais antigo dentro da área de estudo e, a ela, foi atribuído o evento D1. O evento D2 é caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras (evento D3 de Jardim de Sá, 1994) que deslocam pacotes de rocha dos complexos Caicó e Jaguaratama, além de controlar a injeção dos sienogranitos da Suíte Intrusiva Itaporanga. Na área de estudo, estas estruturas são representadas pelas zonas de cisalhamento Portalegre, Paraná e Vieirópolis (Figura 4).

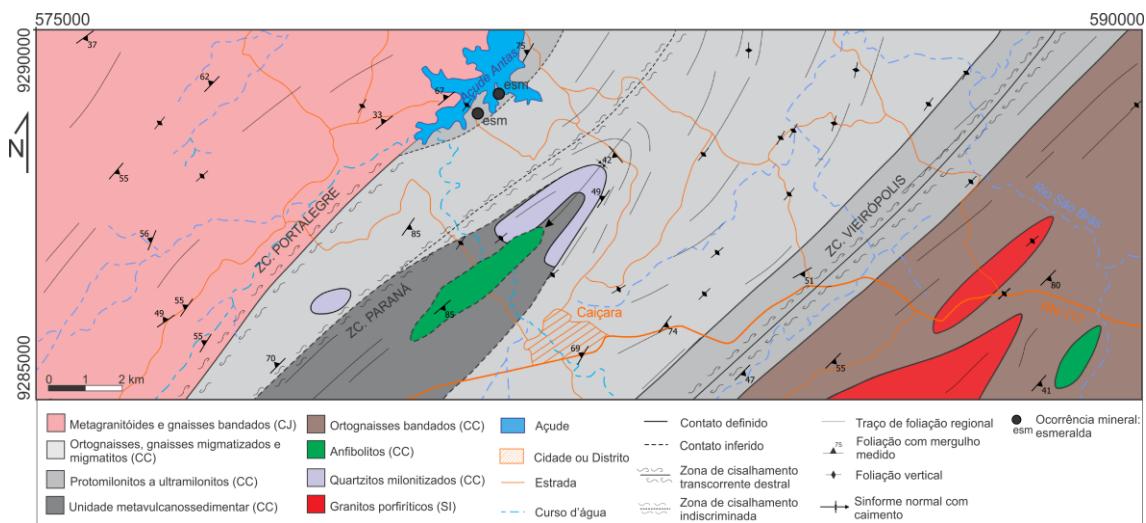


Figura 4: Mapa geológico da região de Caiçara, evidenciando as zonas de cisalhamento mapeadas. CC: Complexo Caicó; CJ: Complexo Jaguaratama; SI: Suíte Itaporanga

A Zona de Cisalhamento Portalegre possui uma cinemática transcorrente destal de direção NE-SW, com plano de foliação S2 subvertical evidenciada por foliações miloníticas e protomiloníticas, *boudins* lenticulares assimétricos e superfícies do tipo S-C. Essa estrutura também parece controlar mineralizações de esmeralda associadas à biotita-xistos que ocorrem concordantemente aos gnaisses e milonitos do Complexo Caicó.

As zonas de cisalhamento Paraná e Vieirópolis são possivelmente ramificações da zona de cisalhamento Portalegre, com origem nas proximidades da borda da Bacia Rio do Peixe (a sudoeste da região mapeada). A primeira é composta por foliações miloníticas verticalizadas, mas carece de informações para ser mais bem caracterizada. A segunda ocorre a leste da área de estudo e corresponde às deformações mais expressivas da região, o que pode ser evidenciado pela concentração de lineamentos estruturais traçados no mapa de direção de lineamentos. É caracterizada por milonitos a ultramilonitos de direção NE-SW, com foliação vertical a subvertical e lineação de estiramento horizontal. Vergência de dobras e diversos *boudins* assimétricos caracterizam o caráter dextral desta zona, que também afeta fortemente os migmatitos e gnaisses bandados do Complexo Caicó, gerando dobras isoclinais na escala de afloramento. Além disso, essa estrutura parece servir de controle para os granitos da Suíte Itaporanga que ocorrem na porção leste do mapa na direção NE-SW.

Foram identificados dois estágios de deformação rúptil tardios: uma deformação D3, caracterizada por fraturas preenchidas por veios quartzo-feldspáticos que cortam as demais foliações geralmente nas direções NNW-SSE ou concordantes com a foliação NE-SW; e uma deformação D4, presente em quase todos os afloramentos, definida por fraturas e falhas tardias não preenchidas, de direções E-W, ESE-WNW e NW-SE podendo apresentar pares conjugados ocasionalmente.

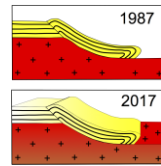
5. CONCLUSÕES

A aplicação dos filtros direcionais nos azimutes 0°, 45°, 90° e 135° permitiu a vetorização de 121 lineamentos estruturais, dos quais constatou-se que a maioria das feições interpretadas segue o *trend* NE-SW, correspondente a uma tectônica dúctil ocasionada por zonas de cisalhamento transcorrentes ediacaranas. A porção centro-oeste do mapa apresenta lineamentos coincidentes com as zonas de cisalhamento Portalegre e Paraná, enquanto uma segunda faixa de lineamentos a leste representa a deformação causada pela zona de cisalhamento Vieirópolis. O regime rúptil é caracterizado por fraturas e/ou falhas predominantemente NW-SE e em menor escala, E-W. Este padrão de faturamento ocorre de maneira perpendicular à foliação milonítica e controla, localmente, drenagens na porção centro-sul e leste da área, como o Rio São Brás.

A utilização de imagens de sensoriamento remoto na identificação de estruturas lineares mostrou-se um método eficaz no auxílio ao mapeamento geológico e na delimitação de feições estruturais, tais como fraturas, falhas e traços de foliação. Em especial, regiões altamente deformadas, como áreas próximas a zonas de cisalhamento, apresentaram uma intensa estruturação do relevo ao serem observadas em imagem de satélite sob aplicação de filtros direcionais de borda. Essas áreas evidenciam um adensamento de lineamentos estruturais ao longo das zonas de cisalhamento, como pode ser observado ao longo da zona de cisalhamento Vieirópolis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BATISTA, C.T., VERÍSSIMO, C.U.V., AMARAL, W.S. (2014). Levantamento de feições estruturais lineares a partir de sensoriamento remoto – uma contribuição para o mapeamento geotécnico na Serra de Baturité, Ceará. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v.14, n.2, p.67-82.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., SCHMUS, W.R.V. (2000). Tectonic History of the Borborema Province. Tectonic Evolution of south america. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, v. único, p. 151-182.
- DRURY, S.A. (2001). Image Interpretation in Geology. 3rd edition. Cheltenham, UK: Nelson Thornes.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 804 p.
- MEDEIROS V. C. et al. (2005). Programa de Geologia Básica: carta geológica Folha SB.24-Z-A Sousa. Escala 1:250.000. Recife: CPRM.
- SÁ, J.M., SOUSA, L.C., LEGRAND, J.M., GALINDO, A.C., MAIA, H.N., FILLIPPI, R.R. (2014). U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v.14, n.3, p.97-110.
- SANTOS, L.C.M.L., FUCK, R.A., SANTOS, E.J., DANTAS, E.L. (2015). Análise tectônica de terrenos: metodologia, aplicação em cinturões orogênicos e exemplo das Províncias Tocantins e Borborema, Brasil. Geonomos, 22(2), 51-63.
- SILVA, F.H.F.; GOMES, D.D.M.; CAJAZEIRAS, C.C.A.; AZEVEDO, L.R.P.; NOGUEIRA NETO, J.A. (2009). Uso do sensoriamento remoto integrado ao estudo geológico-estrutural como contribuição a hidrogeologia de terrenos cristalinos no distrito de Juá-CE. Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, p. 3379-3386.



SIGNIFICADO TECTÔNICO DO SISTEMA DE CISALHAMENTO COM DUPLA VERGÊNCIA DA PORÇÃO NORTE DA FAIXA SERGIPANA: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO NEOPROTEROZOICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL

Haroldo Monteiro Lima¹, Lauro César Montefalco de Lira Santos², Vanildo Almeida Mendes³, Marcio Martins Pimentel¹ João Wojtyła Ferreira de Mendonça⁴

¹ Universidade de Brasília, e-mail: haroldomlima@gmail.com

² Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: lauromontefalco@gmail.com

³ Serviço Geológico do Brasil, e-mail: vanildo.mendes@cprm.gov.br

^{4,5} Universidade Federal de Pernambuco, e-mail: joaowojtyla@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

A Província Borborema (Figura 1) compreende um mosaico de faixas dobradas meso a neoproterozóico, intrudido por granitoides ediacaranos e ladeado por núcleos do embasamento paleoproterozoico. Sua configuração é interpretada por parte dos autores como resultado de episódios de acreção e colagem de terrenos durante os eventos orogênicos Cariris Velhos (1.0 Ga) e Brasiliano/Pan Africano (0.6 Ga, Brito Neves et al. 1995; Santos, 1995; Santos et al., 2010). Estes, são marcados por intensa granitogênese, desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento e metamorfismo em rochas supracrustais, principalmente durante a transição Ediacarana-Cambriana. Regionalmente, esta província pode ser individualizada em três subprovíncias tectônicas, limitadas por grandes zonas de cisalhamento: Setentrional, Transversal e Meridional (Brito Neves et al., 2016, Figura 01). A subprovíncia Meridional é constituída pelo Terreno Pernambuco-Alagoas, Faixa Sergipana e a Faixa Riacho do Pontal. Trabalhos lito-estruturais regionais desenvolvidos na Faixa Sergipana identificaram quatro fases de deformação, as quais são associadas à colisão do Cráton do São Francisco ao Terreno Pernambuco-Alagoas (Oliveira et al., 2015 e referências ali contidas).

Entretanto, em escala de maior detalhe, a evolução estrutural de algumas áreas importantes nesta faixa, carecem de análise estrutural. Por exemplo, a região norte/nordeste da Faixa Sergipana nas proximidades das intrusões Neoproterozoicas do Terreno Pernambuco-Alagoas é pouco compreendida, principalmente em função da escassez de boas exposições. A fim de entender o desenvolvimento estrutural nesta região, realizaram-se trabalhos de campo nas proximidades da cidade de Batalha-AL. Os resultados indicaram a presença de zonas de cisalhamentos com vergência opostas, o que é incomum e abre novas possibilidades para a evolução tectônica da área. Neste trabalho, apresentamos análise cinemática-geométrica das principais estruturas que cobrem a região de Batalha, bem como sua importância para a evolução Brasileira da região.

2. A FAIXA SERGIPANA E ANALISE CINEMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO

A Faixa Sergipana apresenta forma triangular de direção geral NNW-SSE com os principais esforços concebidos por sistemas de empurrões de vergência para S e retro-empurrões para N, reflexo da colisão obliqua entre o Terreno Pernambuco-Alagoas, a norte, e o Cráton do São Francisco, à sul. Davison e Santos (1989), dividiram a Faixa Sergipana em cinco domínios tectono-estratigráficos, com características geológicas, estruturais e metamórficas distintas: Canindé, Poço Redondo, Marancó, Macururé e Vaza Barris, os quais são separados por extensas zonas de cisalhamento. A Faixa Sergipana apresenta uma estruturação complexa, mas sintetizada em quatro fases de deformação gerais (D'el Rey Silva, 1999; Oliveira et al., 2015).

Em contraponto, trabalhos de campo e mapeamento geológico-estrutural (Figura 2) realizados na porção norte do Domínio Macururé, no limite com o Terreno Pernambuco-Alagoas, revelaram a existência de um estrutural complexo, caracterizado por pelo menos cinco fases de deformação distintas (Figura 02). A Fase D_n imprime uma foliação penetrativa S_n que é paralela ao bandamento S₁ em gnaisses do embasamento Jirau do Ponciano. Este, corresponde a uma anticlinal com rochas do embasamento paleoproterozoico no núcleo de um dobramento regional. Apresenta a forma de uma antiforme invertida, com caimento do eixo para W/NW e superfície axial mergulhando predominantemente para sul. Na porção mais interna da anticlinal, ocorrem ortognaisses tonalíticos que apresentam foliação metamórfica da fase D_n. A fase D₁ (posterior) é particularmente importante, pois desenvolveu nas rochas supracrustais estruturas S₁ de baixo ângulo com caimento para sul e

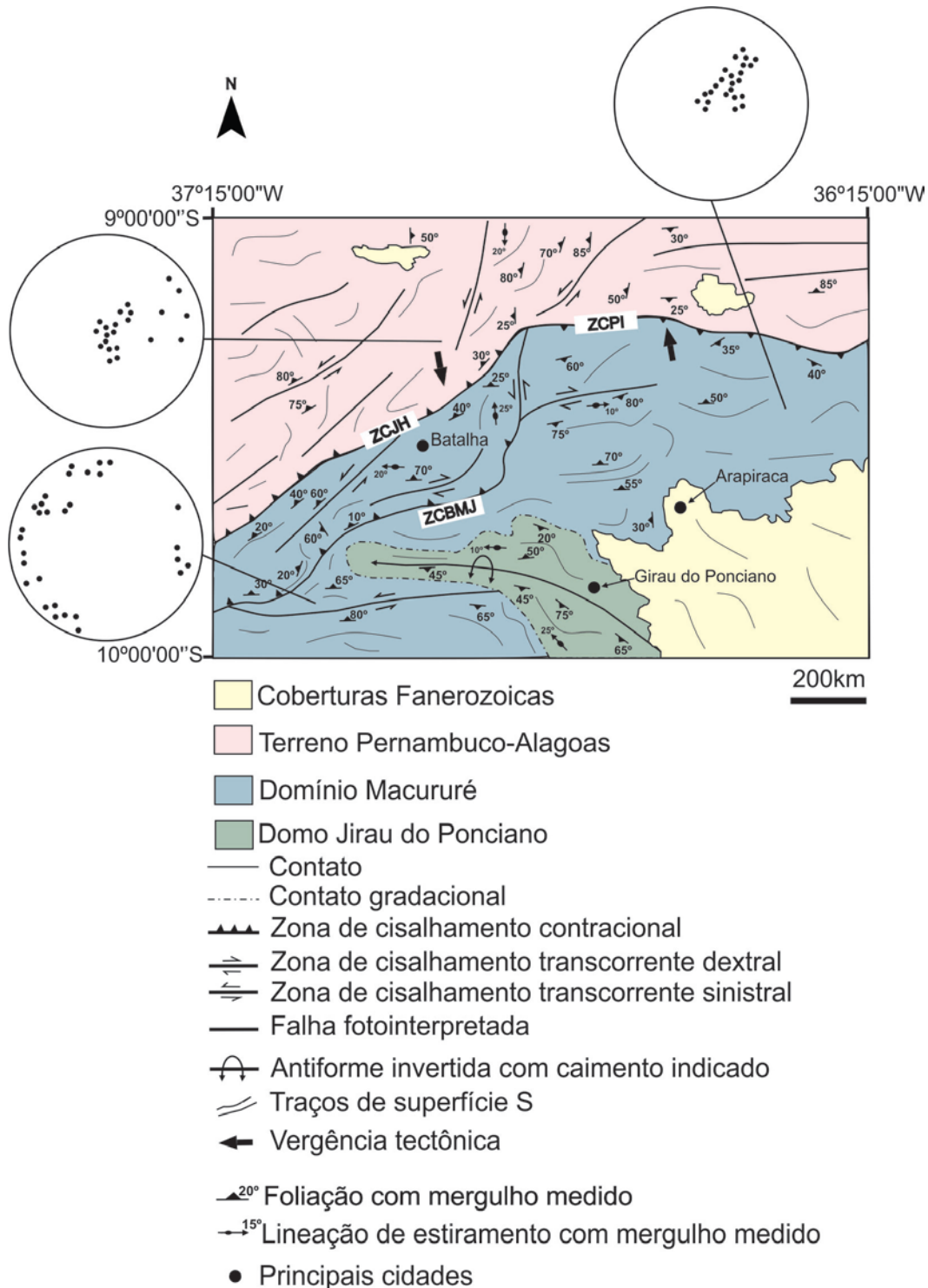


Figura 2: Mapa simplificado da compartimentação estrutural da área de estudo com representação das estruturas planares em estereograma de igual área (em polo) de Schmit, hemisfério inferior. Este mapa é a integração da imagem SRTM, LANDSAT 8 ETM+ e o mapa geológico da Folha SC.24-X-D Arapiraca-CPRM. ZCPI- Zona de cisalhamento transpressional Jacaré dos Homens; ZCPI-Zona de cisalhamento transpressional Palmeira dos Índios; ZCBMJ-Zona de cisalhamento transpressional Belo Monte-Jeremoabo.

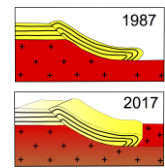
3. CONCLUSÕES

A convergência oblíqua entre o Cráton do São Francisco e o Terreno Pernambuco-Alagoas no Neoproterozoico desenvolveu extensas zonas de cisalhamento transpressional subparalelas responsáveis por colocar os domínios da Faixa Sergipana sobre o Cráton do São Francisco. Na porção norte do Domínio Macururé destaca-se a ocorrência de uma zona de cisalhamento transpressional denominada Jacaré dos Homens com vergência para S/SE. Esta megaestrutura apresenta extensão a leste por meio da zona de cisalhamento transpressional de Palmeira dos Índios, porém, com vergência oposta para N. A brusca mudança de comportamento cinemático nessas zonas de empurrões indica que essas estruturas foram formadas diacronicamente em episódios de deformação não coaxial e devem representar uma superposição resultante da interferência entre duas faixas neoproterozoicas distintas.

Diante do exposto, inferimos as seguintes possibilidades para configuração estrutural dessa região: I) a zona de cisalhamento Jacaré dos Homens seria uma ramificação da zona de cisalhamento transpressional Belo Monte-Jeremoabo e sua dupla vergência seria um retroempurrão ocasionado por movimentos transcorrentes durante o evento Brasiliano/Pan-Africano (Fase D₂); II) a zona de cisalhamento Jacaré dos Homens e Palmeira dos Índios representam episódios contracionais distintos durante o evento Brasiliano/Pan-Africano e III) a mudança da vergência está relacionada a episódios contracionais inversos durante os eventos Cariris Velhos e Brasiliano/Pan-Africano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRITO NEVES B.B., VAN SCHMUS W.R., SANTOS E.J., CAMPOS NETO M.C., KOZUCH M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):279-296.
- BRITO NEVES, B. B, SANTOS, E.J, FUCK, R.A, SANTOS, L.C.M.L. 2016. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. *Braz. J. Geol.* [online]. 2016, vol.46, n.4, 491-508.
- D'EL REY SILVA, L. J. H. 1999. Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt, NE Brazil, and implications for the tectonic evolution of the Pan-African/Brasiliano crátons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 453-470.
- DAVISON, I.; SANTOS, R. A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, 45, 319-342.
- MENDES, V.A., BRITO, M.F.L., PAIVA, I.P., 2009. Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. Folha SC.24-X-D. Estado de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Escala: 1:250.000, Recife.
- OLIVEIRA, E.P; MCNAUGHTON, N; WINDLEY, B.F.; CARVALHO, M. J ; NASCIMENTO, R. da Silva. 2015. Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: from early passive margins to late foreland basins. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 662, 183-194.
- SANTOS E. J. 1995. O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese (Doutorado), 219.
- SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1):61-76.



GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO TASSEORO – FAIXA SUNSÁS – ORIENTE BOLIVIANO

Autora: Valéria Damiani Rodrigues^{1,3},
Amarildo Salina Ruiz^{2,3}, Maria Zélia Aguiar de Sousa^{2,3}, Ramiro Matos^{4,3}, Amanda Juliano Massuda¹, Marianna Correia de Castro^{1,3}

¹ Curso de Graduação em Geologia PIBIC/UFMT, valeriadamiani@hotmail.com; ² Faculdade de Geologia, FAGEO/UFMT;
³ Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé
⁴ Universidad Mayor de San Andrés

1. INTRODUÇÃO

O Granito Tasseoro está localizado na porção sudoeste do Cráton Amazônico, mais exatamente na Faixa Sunsás, no oriente da Bolívia. Descrito inicialmente por Litherland *et al.* (1986), faz parte de um conjunto de *plutons* e batólitos relacionados ao magmatismo granítico gerado durante a Orogenia Sunsás (1.0 a 0.9 Ga). O propósito de trabalho é apresentar a caracterização geológica e petrográfica da intrusão granítica e discutir a colocação em relação a história deformacional da Faixa Sunsás.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O estágio de aglutinação e consolidação do supercontinente Rodínia é caracterizado pela implantação de cinturões orogênicos acrescionários e colisionais em diversos segmentos cratônicos. No sudoeste do Cráton Amazônico, as Faixas Sunsás e Aguapeí representam os marcos tectônicos que registram o estágio de amalgamação do supercontinente, durante a Orogenia Sunsás. (RUIZ *et al.*, 2007).

O magmatismo granítico associado à evolução da Faixa Sunsás foi, com base em dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr e registros estruturais, agrupados em dois tipos por Litherland *et al.* (1986): 1) Granitos Sin-cinemáticos e 2) Granitos Pós-cinemáticos.

3. GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O Granito Tasseoro intrude as rochas metassedimentares do Grupo Sunsás, provocando nas mesmas uma aureola metamórfica com geração de *hornfels*. Trata-se de um batólito circular a levemente oblíquo, com orientação do eixo maior segundo a direção EW (Figura 1 mapa geológico), é composto por rochas de cor rosa, granulação grossa a média, equigranular, isotrópica a levemente foliada. Diques aplíticos com largura de 10 a 20 cm são comuns nas encaixantes metassedimentares. (MATOS 2010)

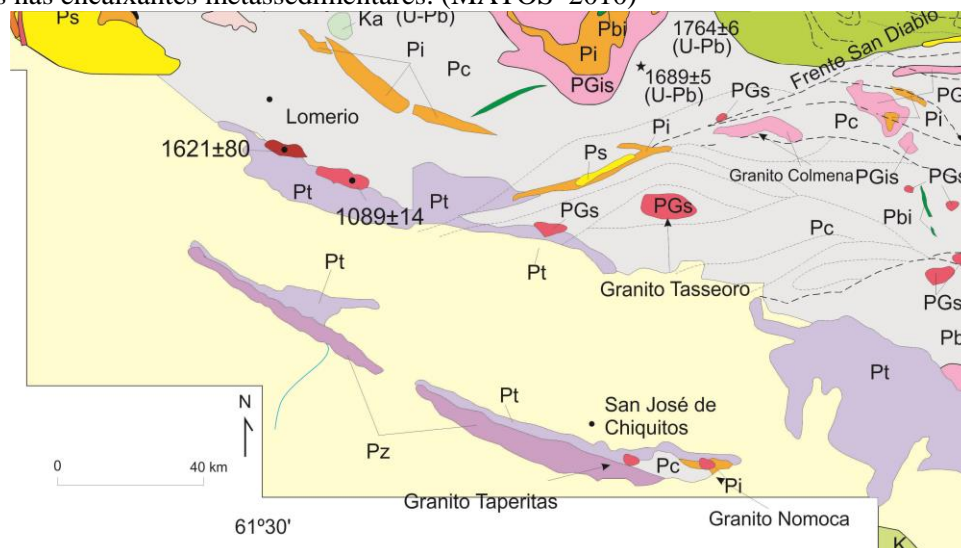


Figura 1. Mapa geológico do Granito Tasseoro e suas encaixantes.

O Granito Tasseoro é formado por rochas isotrópicas, holocristalinas, de composição monzo a sienogranítica, leucocráticas, de cor rosa-clara a esverdeada, quando alteradas na fase hidrotermal. É constituída por cristais de quartzo, feldspatos alcalinos, plagioclásio e biotita identificáveis à vista desarmada e de dimensões variadas caracterizando, respectivamente, texturas fanerítica e inequigranular. A granulação varia de média a grossa com tamanhos entre 1 mm e 2 cm. A forma geométrica das fases minerais é xenomórfica e a articulação entre elas é irregular com contatos por imbricamento mineral.



Figura 2. Aspecto macroscópico do Granito Tasseoro, destaque para a textura isotrópica e fraturas.

Ao microscópio, observa-se textura inequigranular média a grossa composição monzo a sienogranítica. O quartzo ocorre em grãos anédricos com extinção ondulante, lamelas e bandas de deformação e, em certas porções, está fragmentado e recristalizado. O plagioclásio apresenta-se em cristais subédricos tabulares a anédricos com geminações polissintéticas encurvadas e truncadas evidenciando um regime dúctil-ruptil de deformação; encontra-se intensamente alterado principalmente por argilização e saussuritizado produzindo sericita e grande quantidade de grãos de minerais do grupo do epidoto. Os feldspatos alcalinos apresentam intercrescimento perítico em *stringer* e *drops* e estão representados pelo ortoclásio não maclado e pela microclina com geminação em grade, com alteração para argilominerais e sericita. A biotita é o único máfico primário essencial identificado e ocorre em lamelas e palhetas parcial a totalmente substituídas por clorita. A muscovita é produto de alteração dos feldspatos e é encontrada a eles associadas. Os minerais opacos ocorrem como fases primárias e como produtos de alteração.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Do ponto de vista petrográfico o granito é formado por rochas isotrópicas, holocristalinas, de composição monzogranítica a sienogranítica, leucocráticas, de cor rosa-clara a esverdeada, quando alteradas na fase hidrotermal.

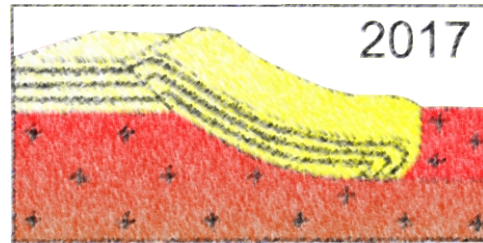
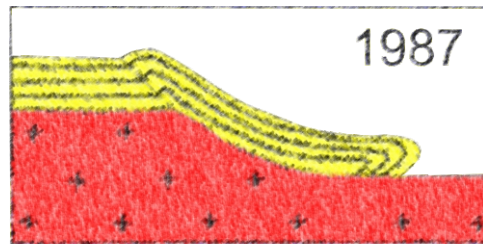
Considerando a classificação dos granitos Sunsás, proposta por Litherland *et al.* (1986), o Granito Tasseoro enquadra-se na classe dos granitos pós-cinemáticos, pois apresenta seus corpos graníticos homogêneos, não deformados, com contatos intrusivos rasos e presença de auréolas de contato.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

LITHERLAND, M.; ANNELS, R. N.; APLETON, J. D.; BERRANGÉ, J. P.; BLOONFIELD, K.; BURTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D. P. F.; FLETCHER, C. J. N.; Hawkins, M.P.; Klinck, B. A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E. A.; PTIFIELD, P. E. J.; POWER, G.; WEBB, B. C. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. **Overseas Memoir. British geological survey**, n. 9, Londres, 1986.

MATOS, R. **Geocronologia e Evolução Tectônica Paleo-Mesoproterozoica do Oriente Boliviano – Região Sudoeste do Cráton Amazônico**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado 240 p., 2010

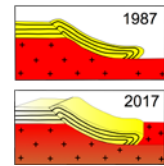
RUIZ, A. S.; SIMÕES, L. S. A.; ARAUJO, L. M. B.; GODOY, A. M.; MATOS, J. B.; SOUSA, M. Z. A. Cinturão Orogênico Aguapeí (1025 - 900Ma): Um Exemplo de Faixa Móvel Intracontinental no SW do Cráton Amazônico. In: **XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 2007, Natal. Anais do XI SNET, 2007. v. único. p. 116-118.



XVI SNET/X IST

SESSÃO 02

TECTÔNICA DE CINTURÕES OROGÊNICOS E ÁREAS CRATÔNICAS



SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR DE ITAPECERICA VINCULADA À COLISÃO (2.0 Ga) DO CINTURÃO MINEIRO, CRATON DO SÃO FRANCISCO: GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO DETRÍTICO, IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS E INFERÊNCIAS PALEOGEOGRÁFICAS

W. Teixeira¹, E.P. Oliveira², P. Peng³, E.L. Dantas⁴, M.H.M. Hollanda¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil (wteixeir@usp.br)

²Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Brasil

³Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

⁴Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasil

INTRODUÇÃO E ARCABOUÇO GEOLÓGICO

Estudos geocronológicos U-Pb em zircão detrítico foram aplicados em rochas metassedimentares granulizadas (kondalitos), que ocorrem em Itapecerica, estado de Minas Gerais. Os resultados lograram definir o vínculo tectônico da bacia precursora de Itapecerica com a evolução paleoproterozoica do Cinturão Mineiro, com base no arcabouço geológico local e regional. A interpretação aqui apresentada teve por paradigma a aglutinação do proto-São Francisco/Congo no contexto paleogeográfico do Supercontinente Columbia (Teixeira et al., no prelo).

A sequência supracrustal de Itapecerica hospeda o segundo maior depósito de grafita do Brasil. O minério (grafita tipo flake) é explorado nas minas Tejuco Preto, Bambuí e Cafófo pela Nacional de Grafite, desde 1939 (www.grafita.com). Em termos genéticos, este tipo de minério sugere, a priori, que matéria carbonácea primária em sedimentos foi transformada em grafita em condições metamórficas de alto grau. No contexto local, as rochas metassedimentares de Itapecerica ocorrem como relíquias deformadas no interior de três estruturas dômicas elípticas adjacentes, identificadas em interpretações geofísicas com controle geológico (Zacchi et al., 2007; Campello et al., 2015). As estruturas são circundadas por leucogranitoides peraluminosos e ortogneisses, parcialmente migmatizados que representam o substrato cristalino neoarqueano da porção sul do Craton do São Francisco (Campello et al., 2015; Teixeira et al., 2017). As feições elípticas são circundadas por zonas de cisalhamento E-W (Chaves et al., 2015), e situam-se nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Cláudio – importante feição estrutural que secciona o embasamento arqueano da porção sul do Craton do São Francisco. Ao longo da Zona de Cisalhamento de Cláudio estão documentados retrabalhamento crustal e transformação de metagranito em migmatito, conforme datações SHRIMP em zircão com idade entre 2050 - 2030 Ma (Carvalho et al., 2016). Este padrão geocronológico é semelhante ao da época de colisão do Cinturão Mineiro que também induziu a estruturação em dobras e falhas do embasamento arqueano no Quadrilátero Ferrífero, a leste da área de estudo (Alkmim e Teixeira, 2017). Cabe notar que o Cinturão Mineiro é um importante componente da Orogenia Minas (2470 - 2000 Ma), preservado em um amplo domínio imediatamente ao sul do lineamento Jeceaba-Bom Sucesso que o separa do substrato arqueano. As rochas deste cinturão, essencialmente ortogneisses de composição variada e sequências metavolcanosedimentares, foram geradas em sucessivos arcos acrescionários de natureza oceânica e/ou continental (e.g., 2.36-2.31; 2.23-2.20; 2.17-2.09 Ga) – Barbosa et al. (2015), Teixeira et al. (2015); Alkmim e Teixeira (2017).

Na mina Cafófo, objeto do estudo geocronológico, ocorrem três unidades principais: *i*) granada-cordierita-sillimanita-biotita-grafita xisto; *ii*) intercalações (bandas) de sillimanita-granada-muscovita quartzito no xisto ou na sua base; *iii*) sillimanita-granada-biotita paragneisse com filmes de grafita, sotoposto a pacote xisto-quartzito. O pacote está deformado e exhibe estruturação N40E. O paragneisse conta com uma determinação radiométrica preliminar U-Th-PbT (método químico) que indicou idade em monazita de 2010 ± 19 Ma. Este resultado foi interpretado como a idade mínima do evento metamórfico regional (Chaves et al., 2015), sendo coerente com a idade U-Pb em zircão documentada para a recristalização de um gnaiss charnockítico ($2066 \pm 24/-18$ Ma), localizado ao sul de Itapecerica (Oliveira, 2004).

A paragênese metamórfica das rochas metassedimentares de Itapecerica inclui cordierita, sillimanita, feldspato potássico mesoperítico, granada, grafita e biotita, sendo característica da facies granulito, re-

equilibrado na facies anfíbolito (e.g., Chaves et al., 2015). Trata-se de uma paragênese de alto grau metamórfico que é peculiar das rochas da suite kondalítica, correspondente dos granulitos aluminosos derivados de protólitos sedimentares com granada e sillimanita, podendo ou não conter espinélio, cordierita e grafita (e.g., Condie et al., 1992). Do ponto de vista geodinâmico, os cinturões dobrados com kondalitos representam bacias sedimentares que foram submetidas à deformação e à facies granulito por conta de processos de subducção-colisão. Esses processos, por sua vez, estão vinculados usualmente ao amálgama de blocos continentais, a exemplo dos cinturões com suites kondalíticas (1.95-1.85 Ga) partícipes da colisão dos blocos oriental e ocidental do Craton do Norte da China (Peng et al., 2014 e referências internas).

RESULTADOS LA-ICPMS U-PB

Os estudos isotópicos foram obtidos em amostras selecionadas da sequência supracrustal de Itapecerica, bem como do embasamento cristalino. As rochas do embasamento indicaram idades U-Pb de cristalização em zircão entre 2753 ± 81 e 2679 ± 61 Ma, enquanto a superposição metamórfica foi datada em 2069 ± 84 Ma. Um leucogranito (amostra de furo de sondagem), também coletado na mina de Itapecerica, indicou a idade de cristalização de 2705 ± 83 Ma (intercepto superior) com MSWD = 3.4. Trata-se, portanto, do embasamento neoarqueano que contém a estrutura elíptica de Itapecerica entre outras próximas. Um gnaiss charnockítico nas proximidades (Mina Corcovado) indicou uma idade Sm-Nd (“linear array” granada + rocha total) de 2086 ± 19 Ma. As duas idades paleoproterozoicas de amostras do embasamento arqueano refletem a época do metamorfismo granulítico progressivo regional, vinculado às etapas finais da evolução do Cinturão Mineiro, à semelhança de outras feições de retrabalhamento crustal do embasamento cristalino (Alkmim e Teixeira, 2017; Teixeira et al., 2017).

Os estudos de proveniência em zircão detrítico da sequência supracrustal de Itapecerica indicaram uma idade máxima de deposição, definida pelo intercepto superior na Concórdia de 2077 ± 20 Ma (MSWD=2.7), obtida no sillimanita-granada-biotita paragnaisse. As análises isotópicas deste conjunto de dados indicaram valores Th/U entre 0.16 e 0.90, que são compatíveis com zircão magmático. O granada-cordierita-sillimanita-biotita-grafita xisto indicou idade U-Pb de intercepto superior de 2054 ± 19 [± 20] Ma, calculada com spots ígneos e recristalizados, conforme os valores Th/U. O sillimanita-granada-muscovita quartzito indicou idade U-Pb de intercepto superior de 2129 ± 11 Ma. O espectro de idade (concordância $\pm 100\%$) nos diagramas de probabilidade relativa para zircões extraídos do quartzito, xisto e paragnaisse indicaram picos unimodais de idade principais entre 2130 e 2080 Ma e subordinados entre 2260 e 2290 Ma. Há também registro pontual de idades da ordem de 2380, 2460 Ma além de raras idades arqueanas (e.g., 3150 Ma). Esse padrão geocronológico sugere que a bacia precursora (Itapecerica) foi preenchida essencialmente por material proveniente da erosão dos ortognaisses e granitoides produzidos pelos arcos magmáticos do Cinturão Mineiro, além da escassa contribuição de fontes arqueanas.

As análises para zircões metamórficos (valores Th/U ≤ 0.01) indicaram idades U-Pb de intercepto superior de 1997 ± 20 Ma e 1971 ± 40 Ma no paragnaisse e quartzito, respectivamente. Estas idades definiram temporalmente o metamorfismo granulítico e têm também relação com a época da conversão do material carbonáceo em grafita no depósito de Itapecerica. Pelo exposto, os dados isotópicos indicaram que os protólitos sedimentares da sequência supracrustal de Itapecerica foram submetidos ao metamorfismo granulítico (collisional) há c. 2.00 Ga, pouco após a deposição (idade máxima do zircão detrítico mais jovem de 2.08 Ga). A sedimentação deu-se em ambiente convergente, formado em função da justaposição do cinturão Mineiro ao longo da margem continental neoarqueana. Parte desta margem continental está representada pelos estratos do Supergrupo Minas, situados no lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (Alkmim e Teixeira, 2007) que foram deformados e falhados por conta da colisão do arco terminal que construiu o Cinturão Mineiro.

INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA

Dois segmentos de um sistema orogênico acrescionário/collisional ilustram o cenário paleoproterozoico do Craton São Francisco, respectivamente o Orógeno Minas (meridional) e o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (setentrional) (e.g., Teixeira et al., 2017; Alkmim e Teixeira, 2017, Barbosa e Barbosa, 2017 e referências

internas) e seu correlato no Craton Oeste-África (Orógeno Eburneano). Este sistema orogênico, de longa duração (2.47 – 2.00 Ga), envolveu múltiplos episódios acrescionários combinados com consumo da litosfera oceânica via colisões diacrônicas entre os arcos magmáticos. O regime geodinâmico culminou com a aglutinação dos blocos arqueanos intervenientes para então edificar o chamado paleocontinente São Francisco/Congo há c. 1.95 - 1.90 Ga (Teixeira et al., 2017). No segmento orogênico setentrional, por exemplo, o processo colisional (2.08 - 2.05 Ga) está marcado por metamorfismo de ultra-alta temperatura (enclaves em gnaisses com safirina), gnaisses charnockíticos anatéticos (com granada e cordierita) e subordinadamente pelos granulitos derivados de protolitos sedimentares, representados por grafita xistos, xistos manganésiferos e quartzitos a granada (e.g., Peucat et al., 2011 e referências internas). No caso do Cinturão Mineiro, a colisão contra o antepaís arqueano, vinculada ao estágio final da Orogenia Minas, ocorreu mais tarde há c. 2.00 Ga, apontando para a polaridade do crescimento crustal durante o paleoproterozoico. O registro colisional está representado pelas idades U-Pb (zircão) e Sm-Nd (mineral) aqui reportadas para o metamorfismo de alto grau na sequência supracrustal de Itapecerica e seu embasamento local, mas também pela geração do Migmatito Kinawa na Zona de Cisalhamento Cláudio (Carvalho et al., 2016), e ainda pela reativação tectônica das rochas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero (Alkmim e Teixeira, 2017). A colisão do arco final do Cinturão Mineiro induziu não só a deformação e fatiamento tectônico das rochas do Supergrupo Minas ao longo do lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, mas também edificou as cordilheiras que forneceram os clastos para a bacia Itapecerica e para o seu provável correlativo – a bacia do Grupo Sabará no Quadrilátero Ferrífero (Alkmim e Teixeira, 2017 e referências internas).

INFERÊNCIAS PALEOGEOGRÁFICAS

No contexto global, o sistema orogênico paleoproterozoico que formou o paleocontinente São Francisco/Congo é contemporâneo com o período de construção do Supercontinente Columbia, documentado por cinturões colisionais e suturas continentais com ápice entre 1.95 - 1.85 Ga (e.g., Zhao et al., 2005 e referências internas). Um desses exemplos é o Orógeno Jiao-Liao-Ji, localizado na margem leste do Craton Norte da China, onde kondalitos, granulitos de ultra-alta temperatura, charnockitos anatéticos, bem como grandes depósitos de grafita estão documentados no arco magmático da Coreia (Peng et al., 2014 e referências internas). As similaridades tectônicas entre o Craton Norte da China e o Craton do São Francisco, incluindo os depósitos de grafita vinculados a kondalitos, permitem aqui esboçar uma reconstrução paleogeográfica, posicionando-os relativamente próximos no período 2.00 – 1.78 Ga.

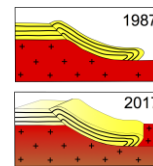
O modelo geodinâmico considera o desenvolvimento de duas orogêneses acrescionárias paleoproterozoicas ao longo de margens continentais ativas e opostas paleogeograficamente. Este processo envolveu a rotação do paleocontinente São Francisco/Congo durante o fechamento progressivo do oceano interveniente, condicionado por subduções e colisões múltiplas dos arcos individuais no período de 2.47 a 1.80 Ga. O consumo da litosfera oceânica para leste durante a Orogenia Minas ocorreu ao longo da margem continental neoarqueana do proto-Craton São Francisco e finalizou por volta de 2.00 Ga, gerando os kondalitos de Itapecerica e o metamorfismo granulítico superposto no embasamento cristalino. Já as múltiplas subduções do assoalho oceânico para oeste (Orogenia Jiao-Liao-Ji) tiveram polaridade para o Craton Norte da China. O processo levou à aproximação do paleocontinente São Francisco/Congo (estabelecido há 2.00 Ga) perante a margem continental ainda ativa do proto-Craton Norte da China. Neste caso, o arco da Coreia responderia pela justaposição (tipo arco/continente) final entre as duas placas litosféricas, via consumo total do oceano por volta de 1.95-1.88 Ga. Este episódio colisional gerou os kondalitos muito ricos em grafita (mina Nanshu) ao longo da sutura correspondente. A reconstrução paleogeográfica é coerente com as condições de metamorfismo de alto grau que geraram os depósitos de grafita de Itapecerica e Nashu, embora sejam episódios diacrônicos.

O esboço geodinâmico oferece uma nova perspectiva para a reconstrução do Supercontinente Columbia, tendo como paradigmas o Craton Norte da China e o paleocontinente São Francisco/Congo. Usualmente esta última entidade cratônica não tem sido considerada nos modelos do Columbia, face à falta de polos paleomagnéticos do Paleo- e Mesoproterozoico de qualidade. A aglutinação supercontinental também explica a abundante atividade intraplaca subsequente, registrada em todos os blocos participantes do Columbia (incluindo Báltica), esta do condicionada à inerente insulação termal e perturbações decorrentes no manto sublitosférico.

Esta atividade está associada a uma pluma mantélica (1.79 - 1.78 Ga), situada na extremidade meridional (coordenadas atuais) do Craton Norte da China (Peng et al., 2008).

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F.F., Teixeira, W., 2017. The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. M. Heilbron, F. Alkmim, U. G. Cordani (guest editors) In: The São Francisco Craton and its margins, Eastern Brazil. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, capítulo 5, pp. 71-94.
- Barbosa, N.S., Teixeira, W., Ávila, C.A., Montecinos, P.M., Bongioiolo, E.M., 2015. 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research* 270, 204-225.
- Campello, M.S., Vaz, B.B., Oliveira, M.A.S., Ávila, M.A.C., 2015. Relatório e mapa geológicos 1: 100.000 da Folha Formiga SF.23-V-B-III. Projeto Fortaleza de Minas, CODEMIG/UFMG. A.C. Pedrosa Soares (coord.). 62 pp.
- Carvalho, B.B., Sawyer, E.W., Janasi, V.A., 2016. Crustal reworking in a shear zone: transformation of metagranite to migmatite. *Journal of Metamorphic Petrology* 34, 237-264.
- Barbosa, J.S.F., Barbosa, R.G., 2017. The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain. M. Heilbron, F. Alkmim, U. G. Cordani (guest editors) In: The São Francisco Craton and its margins, Eastern Brazil. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag, capítulo 4, pp. 57-69.
- Chaves, A.O., Campello, M.S., Pedrosa Soares, A. C., 2015. Idade U-Th-PbT de monazitas do sillimanita-granada-biotita gnaiss de Itapeçerica (MG) e a atuação da orogenia Riacciana-Orosiriana no interior do Craton do São Francisco. *Geociências* 34, 324-334.
- Condie, K., Boryta, M.D., Liu, J., Xianglin Qian, X., 1992. The origin of khondalites: geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research* 59, 207-233.
- Oliveira, A.H., 2004. Evolução tectônica de um fragmento do Cráton São Francisco Meridional com base em aspectos estruturais, geoquímicos (rocha total) e geocronológicos (Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar, U-Pb). Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, Brasil. 92 pp.
- Peng, P., Zhai, M. G., Ernst, R. E., Guo, J. H., Liu, F., Hu, B., 2008. A 1.78 Ga large igneous province in the North China craton: The Xiong'er Volcanic Province and the North China dyke swarm. *Lithos* 101 (3), 260–280.
- Peng, P., Wang, X., Windley, B. F., Guo, J., Zhai, M., Li, Y., 2014. Spatial distribution of 1950–1800 Ma metamorphic events in the North China Craton: Implications for tectonic subdivision of the craton. *Lithos* 202–203, 250–266.
- Peucat, J.J., Barbosa, J.S.F., Paquette, J.L., Martin, H., Fanning, C.M., Leal, A.B.M., 2011. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 397-413.
- Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Corrêa Neto, A.V., Bongioiolo, E.M., Santos, J.O.S., Barbosa, N., 2015. Zircon U-Pb-Hf, Nd-Sr constraints and geochemistry of the Resende Costa Orthogneiss and coeval rocks: new clues for a juvenile accretion episode (2.36-2.33 Ga) in the Mineiro belt and its role to the long-lived Minas accretionary orogeny. *Precambrian Research* 256, 148-169.
- Teixeira, W., Oliveira, E.P., Marques, L.S., 2017. The nature and evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. M. Heilbron, F. Alkmim, U. G. Cordani (guest editors). In: São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent. Regional Geology Review Series. Springer-Verlag. Chapter 3, pp. 29-56.
- Teixeira, W., Oliveira, E.P., Peng, P., Dantas, E.L., Hollanda, M.H.M., 2017. U-Pb geochronology of the 2.0 Ga Itapeçerica graphite-rich supracrustal succession in the São Francisco Craton: tectonic matches with the North China Craton and paleogeographic inferences. *Precambrian Research* (no prelo).
- Zacchi, E.N.P., Silva, A.M., Toledo, C.L.B., Souza-Filho, C.R., 2007. As três anomalias elípticas da porção sul do Craton São Francisco: novos alvos para a mineração da grafita? *Revista Brasileira de Geofísica* 25 (4), 421-431.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A., Sanzhong, L., 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. *Precambrian Research* 136, 177–202.



METAMORFISMO E TERMOBAROMETRIA DE PELITOS DA FORMAÇÃO CAPIRU: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS PARA FAIXA RIBEIRA MERIDIONAL

Frederico Meira Faleiros¹

¹Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e-mail: ffalei@usp.br.

A Formação Capiru é uma unidade maior presente na porção meridional da Faixa Ribeira, ocorrendo desde a região leste do Paraná até o extremo sul do estado de São Paulo, sendo considerada como uma sucessão marinha de plataforma de águas rasas e litorâneas. Análises isotópicas U-Pb em grãos de zircão detrítico forneceram idade máxima de deposição de 1000-900 Ma. Uma idade mínima de deposição de 630-580 Ma é indicada pela deformação/metamorfismo brasileiro que afetou a unidade. Assim, os dados disponíveis sugerem que a unidade foi depositada entre o Toniano e o Ediacarano.

A Formação Capiru representa a unidade de mais baixo grau metamórfico do Terreno Curitiba, onde metapelitos de fácies anfífolito alto a granulito da Formação Turvo-Cajati registram gradiente metamórfico de campo acima do gradiente barroviense. A Formação Capiru até então não havia sido objeto de estudos petrológicos quantitativos, que são fundamentais para elaboração de modelos tectônicos mais completos para o Terreno Curitiba e para o Cinturão Ribeira Meridional. Este trabalho apresenta resultados de modelamento petrológico e termobarometria de metapelitos aluminosos da Formação Capiru.

A Formação Capiru é constituída por sucessões de metapelito (ardósia, filito e xisto) com intercalações de pacotes de dezenas a centenas de metros de espessura de mármore dolomítico e quartzito. Os corpos de metapelito, são dominados por ardósia bege, cinza-claro ou cinza-escuro, com proporções relativamente baixas a altas de matéria carbonosa. Dois grupos principais de metapelito são distinguidos petrograficamente: (a) pobre em alumínio e (b) rico em alumínio.

Os metapelitos pobres em alumínio são dominados por ardósia ou filito formados essencialmente por sericita (50 a 85% em volume) e quartzo (5 a 45%). Quando presente a biotita representa de 3 a 13% em volume. Acessórios principais incluem magnetita, rutilo, clorita, turmalina e zircão. A estrutura principal é uma clivagem de crenulação (S_2) que transpõe parcialmente uma clivagem contínua (S_1), preservada em micrólitos, ambas definidas pela isorientação de sericita e quartzo. A biotita é marrom-alaranjada, porfiroblástica, subédrica a pisciforme e encontra-se preferencialmente orientada ao longo da clivagem S_2 . Os porfiroblastos de biotita exibem sombras de deformação e inclusões internas orientadas segundo uma clivagem ondulada em continuidade com a clivagem externa, indicando que o crescimento de biotita foi sin-cinemático e que o pico metamórfico foi contemporâneo ao desenvolvimento da clivagem S_2 . Em alguns domínios a clivagem de crenulação evoluiu para um bandamento diferenciado definido por alternâncias entre leitos micáceos e quartzosos e, em casos extremos, para uma clivagem contínua com transposição total da S_1 . Os leitos quartzosos apresentam textura granoblástica interlobada ou poligonizada, sugerindo recristalização por migração de bordas de grãos e crescimento estático, respectivamente.

Os metapelitos ricos em alumínio incluem ardósia e xisto. A ardósia é formada essencialmente por sericita, cloritoide, cianita e óxidos opacos. Quartzo, rutilo e feldspato são os acessórios principais. A ardósia apresenta uma laminação composicional marcada por alternâncias entre níveis com diferentes conteúdos de matéria carbonosa. A cianita e o cloritoide são porfiroblásticos, euédricos a subédricos e estão imersos em matriz lepidoblástica formada por sericita, óxidos e quartzo, definindo uma clivagem contínua paralela ao bandamento composicional. Raramente ocorrem micrólitos com uma clivagem anterior (S_1) preservada, indicando que a foliação principal (S_2) evoluiu de uma clivagem de crenulação. A cianita está preferencialmente orientada ao longo da S_2 e apresenta sombras de deformação, indicando crescimento sin-cinemático. O cloritoide está disposto em orientação aleatória, truncando a foliação, indicando crescimento pós- S_2 . Ocorrem também porfiroblastos ovalados de feldspato, orientados ao longo da S_2 e com sombras de deformação. A S_2 é afetada por uma crenulação espaçada e fortemente oblíqua sem foliação associada. Nos xistos, cianita, sericita e óxidos são sempre minerais essenciais, enquanto cloritoide e quartzo podem ser essenciais ou acessórios. A estrutura principal é uma xistossidade definida por orientação preferencial de poiquiloblastos de cianita. Poiquiloblastos de

cianita e cloritoide apresentam inclusões minerais alinhadas segundo bandamento diferenciado submilimétrico definido por alternâncias entre níveis lepidoblásticos ricos em sericita e níveis granoblásticos ricos em minerais opacos, ambos de granulação muito fina. Em algumas amostras sericita e minerais opacos estão presentes exclusivamente como inclusões em poiquiloblastos, enquanto em outras amostras formam uma matriz muito fina, bandada, que alcança teor máximo de 30% em volume. O bandamento diferenciado está associado a uma clivagem de crenulação (S_2) que traspõe parcialmente uma clivagem (S_1) definida por isorientação de sericita e minerais opacos. Por vezes, os poiquiloblastos de cianita e cloritoide apresentam inclusões orientadas segundo bandamento composicional ondulado e em continuidade com o bandamento externo, e comumente com sombras de deformação da S_2 , indicando crescimento sin- S_2 . Localmente ocorrem porfiroblastos de cianita com inclusões da foliação S_1 dobrada. Análises químicas em rocha total realizadas em 4 amostras de metapelito rico em alumínio indicam teores muito altos de Al_2O_3 (entre 23 e 34% em peso) e Fe_2O_3 (17 a 32%) e teores muito baixos de K_2O , MgO e MnO , quando comparados a composições de metapelitos mais comuns.

Dados petrográficos de campo e microscópicos indicam que a Formação Capiru atingiu regionalmente metamorfismo de fácies xisto-verde intermediário, correspondente à zona da biotita, para metapelitos pobres em alumínio, e zona com cloritoide e cianita, para metapelitos ricos em alumínio. Segundo grades petrogenéticas disponíveis do sistema KFMASH grande parte dos campos de estabilidade das paragêneses apresentadas por rochas das duas zonas metamórficas se superpõem, de modo que a variação paragenética deve estar relacionada apenas à variação composicional das rochas e não variação de temperatura.

A paragênese encontrada nos metapelitos aluminosos (sericita + quartzo + cianita + cloritoide) permite fazer algumas inferências sobre as temperaturas mínimas e máximas pelas quais a Formação Capiru foi submetida. A presença de cianita indica que a reação (1) de quebra da pirofilita foi ultrapassada, indicando temperatura mínima de 380-430°C e pressão acima de 2,5 kbar.



A ausência ou escassez de clorita em paragênese progressiva permite interpretar que os metapelitos ricos em alumínio não tem composição para formação de granada por reação contínua de consumo de clorita. Desta maneira, o limite superior de temperatura para paragênese com cloritoide e clorita seria dado pela reação (2) de formação de estauroлита, que não foi ultrapassada, e ocorre em condições entre 530-600 °C e 4-12 kbar.



Um diagrama de fase isoquímico foi produzido no sistema MnNCKFMASHTO com o programa Perple_X usando a composição da amostra DR-420. Segundo esta modelagem a paragênese observada (sericita + quartzo + cianita + cloritoide + clorita + hematita + rutilo) é estável nos intervalos de 400-540 °C e 2,9-12,4 kbar (Fig. 1).

Grãos de quartzo em sombras de deformação ao redor de porfiroblastos de cianita apresentam associações de inclusões fluidas ricas em CO_2 com modos de ocorrência sugestivos de naturezas primárias e pseudossecundárias. Temperaturas de fusão abaixo do ponto triplo do CO_2 puro (-56,6 °C) indicam a presença de quantidades menores de outros gases, tais como N_2 e CH_4 . Temperaturas de homogeneização entre -31 e -8 °C indicam densidades entre 1,08 e 0,97 g/cm³, considerando puro CO_2 . O campo de estabilidade mineral da amostra DR-420 e as isócoras calculadas com as propriedades das inclusões fluidas fornecem uma estimativa de 410-480 °C e ~5 kbar (Fig. 1).

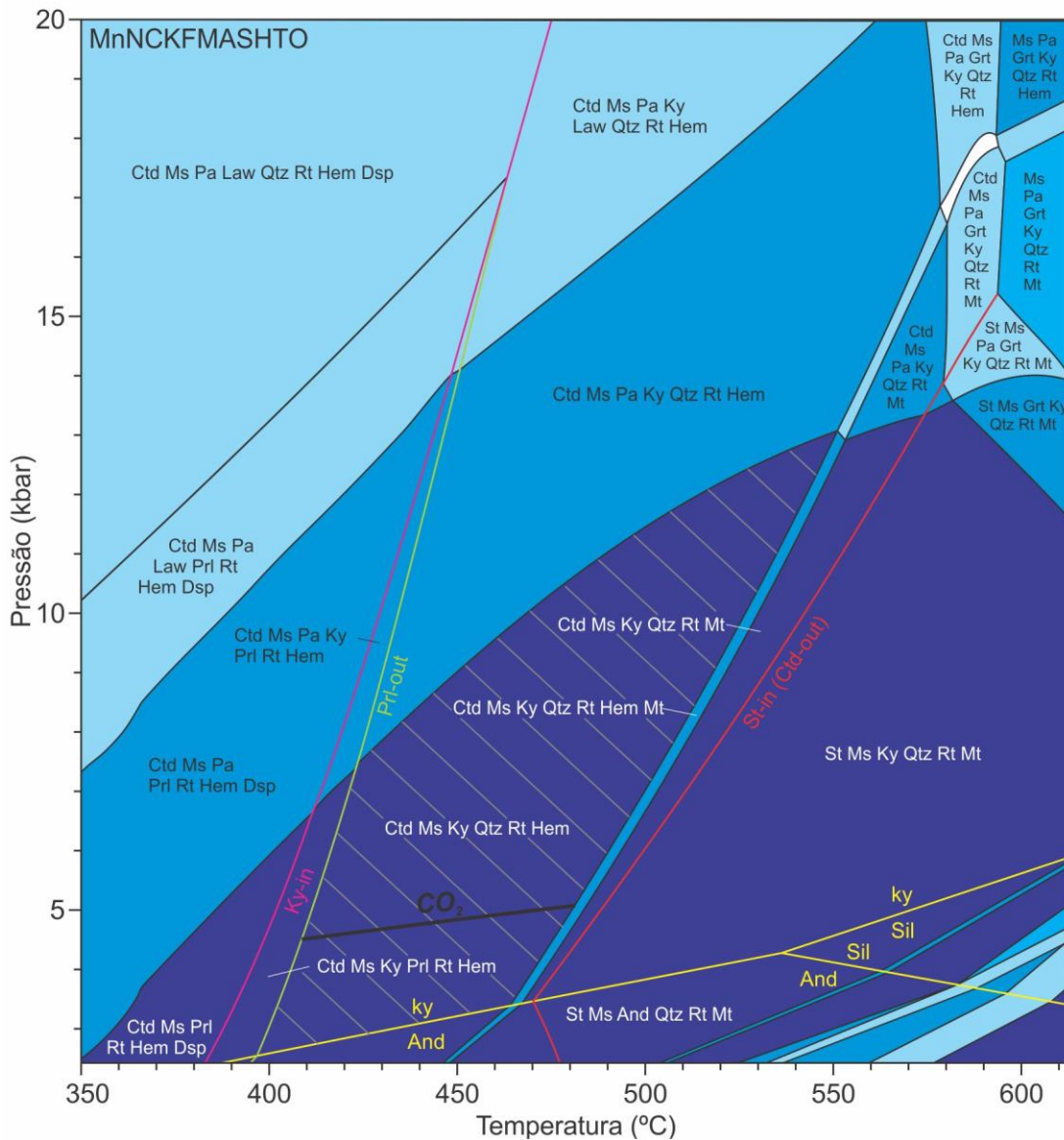
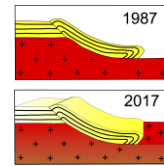


Figura 1: Diagrama de fase isoquímico no sistema MnNCKFMASHTO elaborado com o programa Perple_X. O campo de estabilidade da paragênese presente na amostra DR-420 encontra-se hachurado. A curva negra representa isócora calculada para inclusão carbônica com densidade de 1,08 g/cm³.

Os dados termobarométricos obtidos para a Formação Capiru permitem expandir o gradiente metamórfico de campo do Terreno Curitiba para temperaturas mais baixas. Os novos dados obtidos confirmam um gradiente acima do barroviano para a porção de mais baixo grau do Terreno Curitiba, o que pode ser explicado por uma evolução tectônica envolvendo subducção de crosta fria seguida de colisão continental.

Apoio: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo 2015/04487-7.



CARACTERIZAÇÃO DE ROCHAS METAMÁFICAS DO ARCO MAGMÁTICO DO OESTE DA BAHIA SITUADAS NA REGIAO ENTRE CACULÉ E IBITIRA, BAHIA

Ravena Santos Vitória¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz¹, Angela Beatriz de Menezes Leal¹

¹ Universidade Federal da Bahia, Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia. e-mail: ravenvitoria@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O Arco Magmático do Oeste da Bahia (Cruz et al., 2016; Figura 1a,b) compreende granitoides siderianos (Rio do Paulo, Bastos-Leal et al., 1998) e riacianos (Veredinha, Ibitira-Queimada Nova, Aracatu, Lagoa das Almas, Humaitá e Jusiapé (Santos-Pinto et al., 1998; Cruz et al., 2016 e referências citadas), rochas máficas, plutônicas e vulcânicas (Vitória, 2014), e rochas metassedimentares (Cruz et al., 2014, 2015, 2017, neste volume) que ocupam o topo das unidades convencionalmente denominadas de *Greenstones Belts* por Cunha et al. (2012). Na região entre as cidades de Ibitira e Caculé (Figura 1c) afloram rochas metamáficas intercaladas com metarcóseo, queluzitos, itabiritos, mármore, xistos aluminosos e quartzitos que vêm sendo posicionadas no *Greenstone Belt* Ibitira-Ubiracaba por diversos autores (Cunha et al., 2012, dentre outros). Entretanto, os dados de zircões detríticos obtidos nas unidades metassedimentares a elas intercaladas permitem reposicionar essas rochas ígneas como relacionadas com as supracrustais, ou plutonitos, associadas com o Arco Magmático do Oeste da Bahia. Essas rochas metassedimentares estão gnaissificadas e migmatizadas em graus variáveis. Este trabalho pretende apresentar uma síntese dos estudos realizados nessas rochas metamáficas e propor um modelo tectônico relacionado com sua colocação.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O embasamento do Arco Magmático do Oeste da Bahia (Cruz et al., 2016, Figura 1), cujo embasamento é composto por rochas gnaissificadas datadas do Paleozoico ao Neoproterozoico (Marinho, 1991; Santos-Pinto et al., 1998, 2012; Bastos-Leal et al., 1998; Barbosa et al., 2012; Cruz et al., 2012) e por *Greenstone Belts* e sequências metavulcanossedimentares arqueanas, formalmente denominadas de Guajeru, Umburanas, Brumado e Contendas Mirante. Como unidades magmáticas pertencentes ao Arco do Oeste da Bahia, Cruz et al. (2016) incluíram: (i) a Suíte Bom Sucesso, composta por rochas plutônicas félsicas, metaluminosas a peraluminosas; (ii) a Suíte Guanambi, que compreende granitoides alcalinos, shoshoníticos e ultrapotássicos e a (iii) uma suíte que abriga rochas plutônicas e vulcânicas metamáficas toleíticas, objeto de interesse neste trabalho, que intercalam-se com rochas metassedimentares com zircões detríticos de até 2.2 Ga (Cruz et al. 2017, neste volume). Em conjunto, essas unidades compõem a Paleoplaca Gavião (Cruz et al., 2016).

Intrudindo o Arco Magmático do Oeste da Bahia e seu embasamento ocorre a Suíte Intrusiva Lagoa Real, com idade em torno de 1,7 Ga e que compreende metassienitos, metassienogranitos e metaálcalifeldspato granitos (Cruz et al., 2007). São rochas alcalinas e anorogênicas (Machado, 2008) que foram gnaissificadas em zonas de cisalhamento ediacaranas e abrigam lentes de albitos mineralizados em urânio (Cruz et al., 2007).

Unidades dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco recobrem as rochas mais antigas do que 1.8 Ga da Paleoplaca Gavião. O Espinhaço é constituído essencialmente por rochas metassedimentares terrígenas com intercalações de rochas metavulcânicas ácida, com evolução de 1.77 a 1.1 Ga (Danderfer et al., 2015; Chemale Junior et al., 2012), enquanto que o São Francisco abriga, predominantemente, rochas terrígenas e carbonáticas (Guimarães et al., 2012) e, subordinadamente, rochas metavulcânicas félsicas, de idade 669 ± 14 Ma (Santana, 2016).

Na região compreendida entre Ibitira e Caculé a associação de rochas metamáficas, plutônicas e vulcânicas, e rochas metassedimentares do Arco Magmático do Oeste da Bahia estão cavalgadas pelos metagranitoides miloníticos e gnaissificados da Suíte Intrusiva Lagoa Real, do Estateriano, e por charnockitos de idade ainda não determinada. Essa associação de rochas supracrustais faz contato tectônico por zona de cisalhamento NS, transpressional, sinistral com reativação destal, com ortognaisses arqueanos do Complexo Gavião (Figura 1).

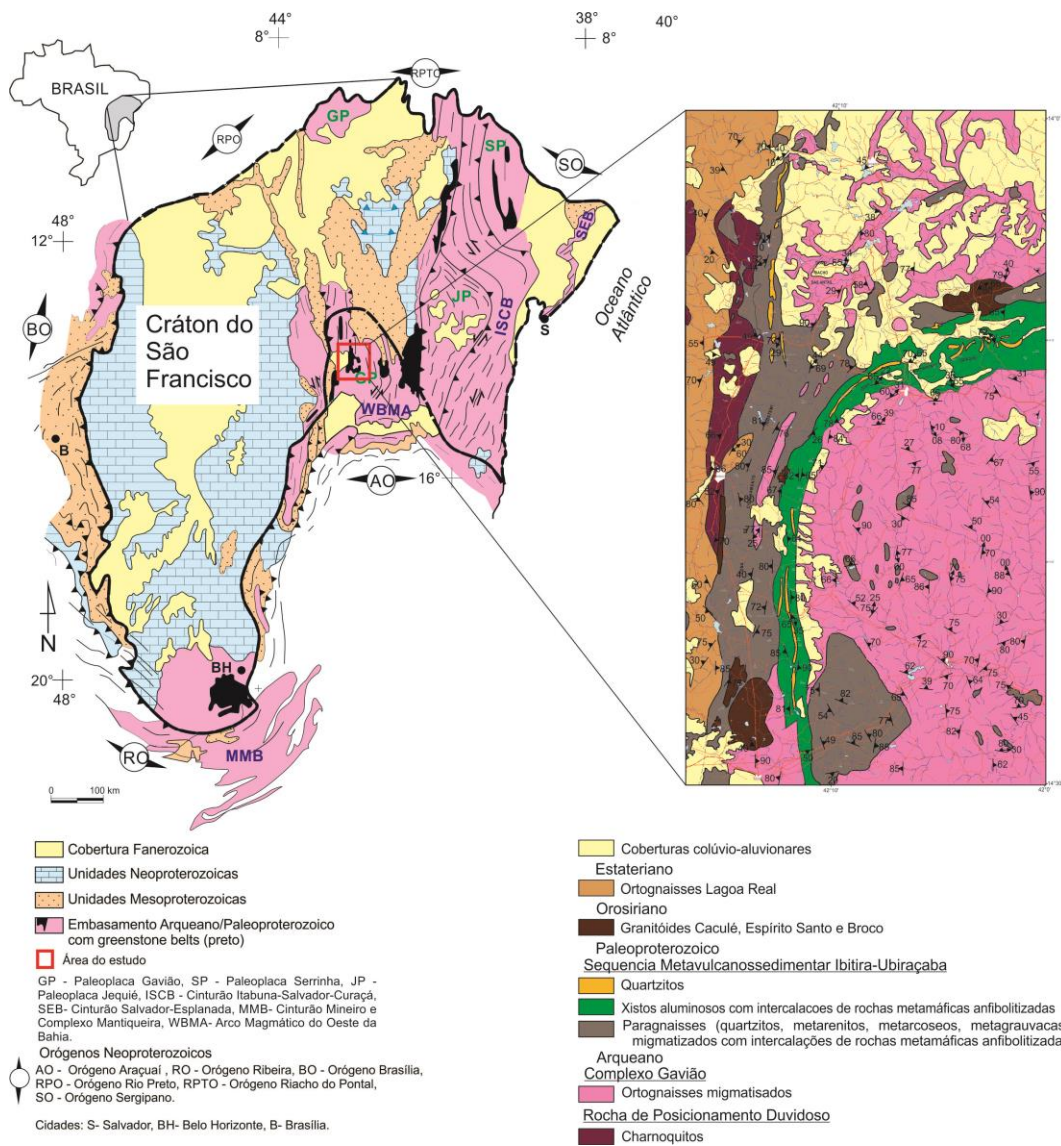


Figura 1: a e b) Mapas de situação e contexto regional da Paleoplaca Gavião. Adaptado de Cruz et al. (2016). O retângulo em vermelho representa a área da figura c; c) Mapa da área estudada. Modificado de Cruz et al. (2012).

3. AS ROCHAS MÁFICAS

As rochas máficas estudadas ocorrem como corpos boudinados de dimensões variadas, com cor preta e granulação variando entre fanerítica grossa a afanítica. Podem ocorrer isotrópicas ou apresentando xistosidade contínua. A granulometria varia de fina a média a afanítica.

3.1. Petrografia

As rochas ainda exibem feições primárias, tais como a microestrutura bastopoiquilitica e blastoporfirítica, associadas com a inclusão de apatita e zircão em plagioclásio e de hornblenda imersa numa matriz mais fina, respectivamente. Outras microestruturas observadas foram: (i) granoblástica granular e poligonal relacionada com quartzo e plagioclásio; (ii) nematoblástica, pela orientação preferencial de anfibólios; (iii) lepidoblástica e decussada, relacionadas com a orientação preferencial e a falta dela em biotita, respectivamente; (iv) poiquiolástica, marcada pela inclusão de piroxênio em hornblenda; (v) pseudopoiquilitica, vista pela inclusão de epídoto, zoizita/clinozoizita e quartzo na hornblenda e plagioclásio, de titanita na hornblenda e inclusão de epídoto na granada, antofilita e quartzo. Feições de reação aparecem

associadas à formação de epidoto, quartzo e clorita nas bordas dos anfibólitos e, no centro, a ocorrência de minerais opacos e titanita, além de agregados de zoizita/clinozoizita, carbonato e epidoto no centro de grãos de plagioclásio.

Os minerais essenciais são plagioclásio e anfibólitos (hornblenda) e os acessórios são grunerita, antofilita, actinolita, diopsídio, quartzo, biotita granada, biotita, epidoto, zoizita/clinozoizita, titanita, apatita, zircão, clorita e carbonato. A mineralogia de metamorfismo progressivo, de fácies anfibolito alto, é constituída por hornblenda, diopsídio, grunerita, antofilita, quartzo e granada. A ausência de K-feldspato nessas rochas sugere que a biotita está relacionada com a entrada de potássio no sistema, que possivelmente está associada com metassomatismo associado com os processos de migmatização das unidades metassedimentares. Por sua vez, a mineralogia regressiva é constituída por clorita, actinolita, carbonato, epidoto, zoizita/clinozoizita e quartzo. Apatita, titanita e zircão são minerais ígneos que podem ter se recristalizado no metamorfismo. Em geral, as rochas podem ser classificadas como anfibolitos (*sensu* Fettes e Desmons, 2007). Em amostras com microestruturas ígneas ainda preservadas, a granulometria afanítica permite interpretar a presença de metabasaltos, com componentes subvulcânicos.

3.2 Geoquímica

O estudo geoquímico foi realizado em dezessete amostras, onde foram analisados elementos maiores, menores e traços. Por se tratarem de rochas metamórficas, inicialmente foi feito o estudo de mobilidade de elementos (MPR, Pearce, 1968) que mostrou uma linha de correlação entre as amostras, adequadas ao estudo geoquímico. A classificação baseada no conteúdo álcalis-sílica (TAS) mostra que as rochas são subalcalinas e plotam no campo dos basaltos/gabros (rochas metavulcânicas, predominantes, e metaplutônicas, respectivamente). Apenas três amostras foram classificadas como basaltos andesíticos. As rochas são toleíticas (Diagrama AFM) com empobrecimento relativo em MgO no sentido da diferenciação. Os diagramas ETR revelaram a existência de três grupos distintos, A, B e C. De modo geral, dentro de cada grupo há um enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados. Ao comparar os padrões obtidos com os propostos por McDonough e Sun (1995) percebe-se que o Grupo A é compatível com o *trend* E-MORB, enquanto B e C são relacionáveis ao OIB. Os diagramas multielementares mostram enriquecimento em direção aos elementos incompatíveis, anomalia negativa de Sr e Nb e anomalia positiva de Ce, comportamentos que podem estar associados a zonas de subdução e contribuição crustal (Rollinson, 1993). O diagrama Th-Ta-Hf sugere que as rochas máficas são basaltos associados a um arco com possível contribuição crustal. Essa relação também aparece nos diagramas de elementos HFS de Condie (2005), dessa vez associado com possível contribuição de fonte enriquecida.

4. CONCLUSÕES

As rochas máficas do Arco Magmático do Oeste da Bahia que afloram entre as cidades de Ibitira e Caculé correspondem a metavulcânicas, metassubvulcânicas e plutônicas. As rochas metavulcânicas foram classificadas quimicamente como metabasaltos e metabasaltos andesíticos toleíticos cujo embasamento são as rochas arqueanas da Paleoplaca Gavião. Considerando as idades obtidas em metabasaltos de unidade intermediária do *Greenstone Belt* Riacho de Santana por Rodrigues et al. (2012), essas rochas são representantes do magmatismo associado a um arco magmático desenvolvido, possivelmente, no Riachão. O metamorfismo regional progressivo é de fácies anfibolito e o regressivo pertence à fácies xisto-verde. Considerando a paragênese progressiva e a composição modal, pode-se classificar as rochas como anfibolitos. Os diagramas relacionais de elementos traço sugerem participação de uma fonte enriquecida e outra crustal na gênese dessas rochas.

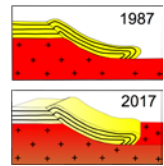
Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração do CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7) de Angela B. M. Leal. Também agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de Mestrado de Ravena Santos Vitória.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbosa J.S.F., Santos-Pinto M., Cruz S.C.P., Souza J.S., 2012. Granitoides. In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F., Corrêa-Gomes L.C., Domingues J.M.L. (eds.). *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*. v.1. Salvador, CBPM, p. 327-396.
- Bastos-Leal L.R., Teixeira W., Cunha J.C., Macambira M.J.B. 1998. Archean Tonalitic-Trondhjemitic And Granitic Plutonism In The Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geochemical And Geochronology Characteristics. *Revista Brasileira De Geociências*, 2: 209-220.

- Chemale Jr F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling A Proterozoic Basin History Through Detrital Zircon Geochronology: The Case Of The Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**: 200-206.
- Condie K. C. 2005. High field strength ratios in Archean basalts: a window to evolving sources mantleplumes? *Lithos*. **79**:491–504.
- Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Leite C.M.M., Evangelista H.J. Cunha J.C., Matos E.C., Noce C.M., Marinho M. M. 2007. Geologia E Arcabouço estrutural Do Complexo Lagoa Real, Vale Do Paramirim, Centro-Oeste Da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4, suplemento): 28-146.
- Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Peucat J.J., Paquette J.L. 2014. Correlação Estratigráfica Entre As Sequências Metavulcanossedimentares Do Bloco Gavião, Bahia. In: 46º Congresso Brasileiro De Geologia. Santos. Anais, P. 1342.
- Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Peucat J.J., Paquette J.L. 2017. Quantas Sequências Metavulcanossedimentares Pré-Estaterianas Existem A Oeste Do Lineamento Contendas Mirante – Jacobina? Novos Dados E Correlações Regionais. In: XVI Simpósio de Estudos Tectônicos e X International Symposium on Tectonics, Salvador, CD-ROM
- Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Santos-Pinto M., Peucat J.J., Paquette J.L., Souza J.S., Martins A.A.M., Chemale Jr F., Carneiro M.A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal Of South American Earth Sciences*, **69**: 43-79.
- Cruz S.C.P., Barbosa J.S.F., Teixeira L., Alkmim F.F., Paquette J.L., Peucat J.J. 2015. O Arco Magmático Sideriano-Riaciano (2,324-2,050 Ma) Desenvolvido Na Margem Continental Gavião, Bahia, Brasil. In: XV Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos E IX International Symposium On Tectonics. Vitória. CD-ROM.
- Cruz S.C.P., Peucat J.J., Teixeira L., Carneiro M.A., Martins A.A.M., Santana J.S., Souza J.S., Barbosa J.S.F., Leal A.B.M., Dantas E., Pimentel M. 2012. The Caraguataí Syenitic Suite, A Ca. 2.7 Ga-Old Alkaline Magmatism (Petrology, Geochemistry And U-Pb Zircon Ages). Southern Gavião Block (São Francisco Craton), Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* **37**:1-18.
- Cunha J.C., Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F. 2012. Greenstone Belts E Sequências Similares. In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F., Corrêa-Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Souza J.S. (Eds), *Geologia Da Bahia: Pesquisa E Atualização*. Salvador, Cbpm-Ufba, V1, P. 203-325.
- Danderfer-Fº A., Lana C.C., Nalini Jr H.A., Costa A.F.O. 2015. Constraints On The Statherian Evolution Of The Intraplate Rifting In A Paleo-Mesoproterozoic Paleocontinent: New Stratigraphic And Geochronology Record From The Eastern São Francisco Craton. *Gondwana Research*, **28**: 668-688.
- Fettes D., Desmons J. 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press. 244p.
- Guimarães J.T., Alkmim F.F., Cruz S.C.P. 2012. Supergrupos Espinhaço e São Francisco. In: Barbosa J.S.F., Mascarenhas J.F.M., Corrêa-Gomes L.C., Domingues J.M.L. (eds.). *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização*. v.2. Salvador, CBPM. p. 33-86.
- Machado G.S. 2008. *Geologia Da Porção Sul Do Complexo Lagoa Real, Caetitê, Bahia. Monografia (Graduação)*. Instituto De Geociências, Universidade Federal Da Bahia, Salvador, 90p.
- Marinho M.M. 1991. La séquence volcano-sédimentaire de Contendas Mirante et la bordure occidentale du Bloc de Jéquié (Craton du São Francisco, Brésil): um exemple de transition Archéean-Protérozoïque. Thèse de l'Université de Clermont-Ferrand. p. 257.
- Pearce, T.H. 1968. A Contribution To The Theory Of Variation Diagrams. *Contr. Miner. Petrol.* **19**:142-157.
- Rodrigues J.B., Guimarães J.T., Borges V.P., Carvalho C.B., Nogueira A.C. 2012. Ryacian zircon age of metabasaltic rocks from Riacho de Santana Greenstone Belt, Bahia (Brazil). VIII South American Symposium on Isotope Geology. Medellin. CD-ROM
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Harlow, Longman Scientific & Technical Ltd., p.352.
- Santana A.V. 2016. *Análise Estratigráfica Em Alta Resolução Em Rampa Carbonática Dominada Por Microbiolitos, Formação Salitre, Bacia De Irecê, Bahia. Ph.D. Thesis, Universidade de Brasília, Brasília*.
- Santos-Pinto M., Peucat J.J. Martin H., Barbosa J.S.F., Fanning C.M., Cocherie A., Paquette J.L. 2012. Crustal Evolution Between 2.0 And 3.5 Ga In The Southern Gavião Block (Uburanas-Brumado-Aracatu Region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5 E 3.8 Ga Proto-Crust In The Gavião Block? *J. S. Am. Earth Sci.*, **40**:129-142.
- Santos-Pinto M., Peucat J.J., Martin H., Sabate P. 1998. Recycling Of The Archean Crust: The Case Study Of The Gavião, State Of Bahia, Ne Brazil. *Journal Of South American Earth Sciences*. **11** (5): 487–498.
- Vitória R.S. 2014. *Estudos Petrográfico E Geoquímico Das Rochas Máficas Do Greenstone Belt Ibitira-Ubiraçaba, Folha Caetitê, BA. Monografia (Graduação)*. Instituto De Geociências, Universidade Federal Da Bahia, Salvador, 109p.



TECTONIC SETTING OF THE 1.7 Ga AÇUCENA A-TYPE GRANITE DURING THE BRASILIANO OROGENY

¹KLUMB, A., ²NOCE, C. (*in memoriam*), ²LOBATO, L. M.

1 – Universidade Federal da Bahia
2 –Universidade Federal de Minas Gerais

1 –INTRODUCTION

The study area covers 1,600 km² and is located approximately 150 km NE of the city of Belo Horizonte, Minas Gerais State, Brazil. It is within the 1:100,000 scale MI-2499 Ipatinga geological sheet, mapped during the Leste Project, undertaken by the Geological Survey of Brazil (CPRM), between the years of 1997 and 1999.

In the region, 1.7 Ga A-type granites are recognized. One of these, the Açucena granite, is the object of the present study, which investigates its structural control and that of the surrounding area during the Brasiliano Orogeny. The geological interpretation is based on the description of 305 outcrops, 66 thin sections, as well as geochemical (12 samples) and electron microprobe (9 sections) analyses.

2 – GEOLOGICAL SETTING

The area is part of the Araçuaí mobile belt deformed during the Brasiliano Orogen of Neoproterozoic age. Archaean and Proterozoic terrains were thrust and folded toward the São Francisco Craton (Almeida 1977).

The basement of the Araçuaí belt is represented by TTG/migmatites of the Mantiqueira Complex, established between 3.0 e 2.8 Ga (Noce et al. 1998), and rocks of the Rio das Velhas Supergroup greenstone belt between 3,100 Ma and 2,770 Ma (Machado & Noce 1993).

Towards the end of the Transamazonian (2,000 Ma) to the Neoproterozoic Orogen, several extensional events took place in the Araçuaí belt (Pedrosa-Soares & Alkimim, 2011). The Espinhaço rift occurred between 1,750 Ma and 1,600 Ma, with the emplacement of anorogenic granites represented by the Borrachudos Suite (Dussin et al., 1994). This Suite is typified by five major granitic plutons named Açucena, Petí, Morro do Urubu, São Félix and Senhora do Porto (Grossi Sad et al., 1990), as well as satellite intrusions such as Pedra do Chapéu and Sete Cachoeiras (Klumb-Oliveira & Leite, 2000). The A-type Açucena granite extends for approximately 180 by 45 km, elongated according to a NE-SW direction. It was deformed during the Neoproterozoic (519 Ma ± 31 Ma, Klumb-Oliveira 2000).

In the beginning of the Neoproterozoic (1,000 Ma), a new rifting episode took place with the development of the Araçuaí belt, deposition of the Rio Doce Group and correlated passive margin geological units (Pedrosa-Soares et al. 2001).

3 – LOCAL GEOLOGY

The local geology is made up of rocks spanning in ages from the Archaean to the Neoproterozoic. The Archaean eon is represented by the Mantiqueira Complex and the Rio das Velhas Supergroup. The former is composed of orthogneisses and migmatites with dikes of amphibolite and pegmatites concordant with the gneissic banding. The Rio das Velhas Supergroup greenstone belt consists of iron formation, quartzite, schist and paragneiss.

The Paleoproterozoic Açucena meta-granite has a granular to granoblastic texture and is composed predominantly of quartz, K-feldspar, biotite, plagioclase and hornblende with accessory allanite, titanite, zircon, monazite and opaque minerals.

Major element analyses of the Açucena meta-granite suggest that it is an A-type granite. It plots within the metaluminous to sub-alkaline field of a Shand alkalinity diagram (Shand, 1943). The trace elements used to characterize geotectonic environments of granites, suggest an inter-plate origin based on Y+Nb/Rb and Y/Nb ratios, according to Pearce et al. (1984).

Neoproterozoic supracrustals rocks of the Rio Doce Group are restricted to the Ipatinga area (Figure 01), and are represented by quartzites and schists.

4 – STRUCTURAL GEOLOGY

At least two phases of deformation can be recognized in the area. The oldest Dn-1 phase is related to the gneissic Sn-1 banding typical of the Mantiqueira Complex and the Rio das Velhas Supergroup. The principal phase of deformation (Dn) is the NE-SW compression related to the Brasiliano Orogeny. This deformation event resulted in the development of the Ipatinga and Mesquita reverse/oblique faults, as well as a back thrusting fault, which formed the SE verging of the western portion of the area. The last phase, brittle in nature, formed during the orogenic collapse, and is characterized by normal faults oriented NS and dipping to the east.

The Brasiliano Orogeny overprinted past deformation phases and divided the area into four distinct structural domains (Figure 01). Domain I is characterized by the warping of the foliation, in the form of sigmoides, into the oblique Ipatinga and Mesquita faults. The foliation of Domain II delineates a circle encompassing the Açucena pluton. Domain III is isolated to the west of the town of Mesquita. It is represented by orthogneisses of the Mantiqueira Complex deformed during the Archaean with (Dn) overprinting partially to totally Dn-1. Domain IV dominates at the western border of the study area, and is associated with a SE-verging back thrusting.

5 – CONCLUSION

We propose that the Açucena granite has been transported as a nappe from east to west during the Brasiliano Orogeny. This proposed model admits the granite to have had a tabular shape, likely a chocolate-bar

shape, different from a more traditional lapolith that would not accommodate this model. In a progressive deformation, a low-angle metamorphic foliation was formed initially due to an E-W compression, followed by folding in an antiformal with axis dipping to NNE. As deformation proceeded, thrust faults were formed on the eastern border of the meta-granite followed by a back-thrust on the western border (Figure 02).

6 - REFERENCES

- 1) ALMEIDA, F. F. M · O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. de Geociências*, 7: 349-364, 1977.
- 2) DUSSIN T. M, ROSSI P, DUSSIN I. A & CHARVET J. The Borrachudos Suite, Mesoproterozoic A-type granitic magmatism in the southeastern São Francisco craton (SE Brazil). In: Annexe III, Evolution structurale de la region de l'Espinhaço Meridional, bordure sud-est du Craton São Francisco, Brésil. Doctor thesis, Univ d'Orléans, p.1-35. 1994.
- 3) KLUMB-OLIVEIRA, A. A. Estruturação e Alteração Metassomática do Ortognaisse Açucena (Suíte Borrachudos) na Região de Ipatinga, Minas Gerais. 2002. 99p. Dissertação – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- 4) KLUMB-OLIVEIRA A. A. & LEITE C. A. Mapeamento geológico da folha Ipatinga, escala 1:100.000. Projeto Leste, Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil, Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1 CD ROM. 2000.
- 5) MACHADO N. & NOCE C. M. A · A evolução do Setor Sul do Craton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SBG, Simpósio do Craton do São Francisco, 2, Salvador, Anais, 100-102. 1993.
- 6) NOCE, C. M., TEIXEIRA, W., CARNEIRO, M. A. & MACHADO, N · U-Pb zircon Ages and Sm-Nd Signatures of Basement Rocks in the Southern São Francisco: Implication for Archean Crustal Evolution..Abstracts. International Conference on the Precambrian and Craton Tectonics, International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, Anais, 152-154.· 1998
- 7) PEARCE, J. A., HARRIS, N. W. & TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983, 1984.
- 8) PEDROSA-SOARES, A., C. & ALKMIM, F., F. *Geonomos*, 19(2), 244-251, 2011.
- 9) PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., WIEDEMANN , C. & PINTO, C. P. The Araçuaí-west-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323. 2001.
- 10) SHAND, S. J.. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons, 1943.
- 11) SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R. ASMUS, H.E. (coords.). *Geologia do Brasil*, DNPM, Brasília, 9-53, 1984.

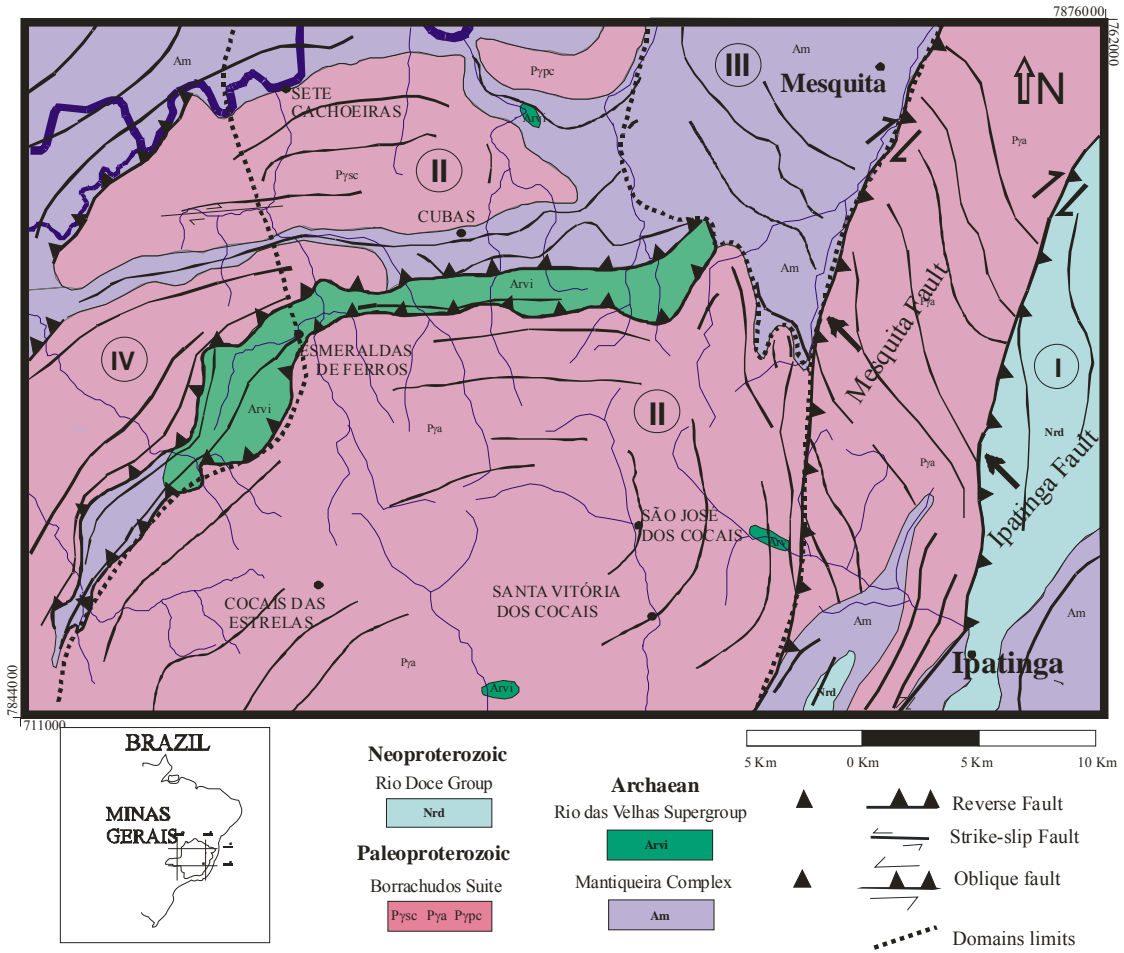


Figure 01 – Geological map with indication of the four tectonic domains discussed in the text.

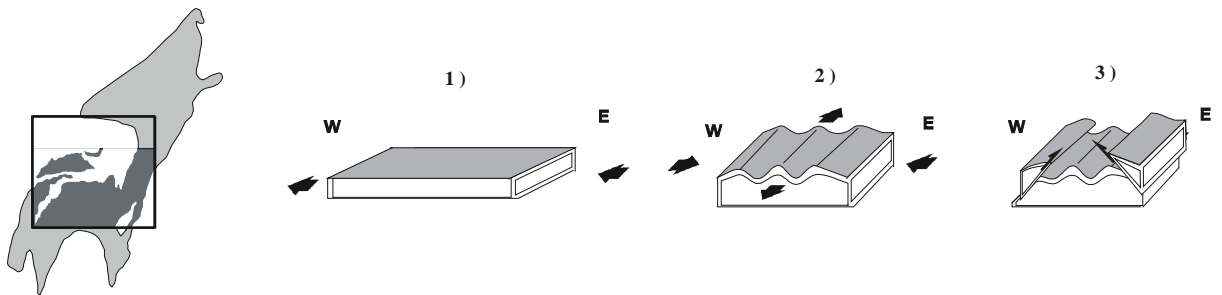
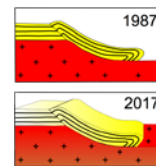


Figure 02 – The extension of the Açucena meta-granite (left) and, the deformation sequence proposed for the Açucena meta-granite (right).



QUANTAS SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES PRÉ-ESTATERIANAS EXISTEM A OESTE DO LINEAMENTO CONTENDAS MIRANTE – JACOBINA? NOVOS DADOS E CORRELAÇÕES REGIONAIS

¹ Simone Cerqueira Pereira Cruz, ¹Johildo S. F. Barbosa, ¹Moacyr Moura Marinho; ²Jean Jacques Peucat, ³Jean Louis Paquette

¹ Universidade Federal da Bahia-Programa de Pesquisa, Pós-Graduação em Geologia-Núcleo de Geologia Básica, simonecruzufba@gmail.com,

² Université de Rennes III,

³ Université de Clermont Ferrand

1. INTRODUÇÃO

A leste do Lineamento Contendas Mirante-Jacobina, entre as cidades Urandi e Pé de Serra e a sul do paralelo 14° S, encontram-se metagranitoides (metatonalitos, metatrandjemitos, metagranodioritos e metagranitos) arqueanos (Barbosa et al. 2012 e referencias citadas), todos deformados e metamorfisados em alto grau, sequências metavulcanossedimentares arqueanas e paleoproterozoicas (Cunha et al. 2012 e referencias citadas) e granitoides siderianos, riacianos e orosirianos (Cruz et al. 2016 e referencias citadas) que constituem o embasamento do Aulacógeno do Paramirim (*Sensu* Pedrosa-Soares et al. 2001). As sequências metavulcanossedimentares desse embasamento vêm sendo subdivididas por diversos autores (Cunha et al. 2012, dentre outros) em: (i) Sequências Metavulcanossedimentares Similares, denominadas de Urandi, Licínio de Almeida, Contendas-Mirante; e (ii) *Greenstone Belts*, denominados de Boquira, Riacho de Santana, Guajeru, Ibitira-Ubiraçaba, Brumado e Umburanas, com presença de metakomatiitos nessas três últimas. Este trabalho pretende apresentar novos dados geocronológicos U-Pb (LA-ICPMS) em zircões detriticos de rochas siliciclásticas de uma das sequências desse embasamento e realizar correlações regionais com dados de outros autores visando contribuir com o estudo da evolução geológica e metalogenética desse setor da plataforma sulamericana. Além disso, pretende apresentar uma proposta de nomenclatura para essas unidades, individualizando as sequências arqueanas das siderianas-orosirianas.

2. GEOCROLOGIA

Dados anteriores

Uma síntese dos dados geocronológicos até então disponíveis para as sequências metavulcanossedimentares situadas a oeste do Lineamento Contendas Mirante-Jacobina está apresentada na tabela 1.

Novo dado

Os estudos foram realizados em uma amostra de plagioclásio-quartzo-granada-biotita xisto que aflora na unidade que vem sendo cartografada como *Greenstone Belt* Ibitira-Ubiraçaba (Cunha et al. 2012). A amostra foi coletada na represa Lagoa da Vaca, em Ibiassucê. Os dados foram obtidos no laboratório de Geocronologia da Universidade de Clermont Ferrand através do método LA-ICPMS. Os grãos de zircões são heterogêneos, incolores a castanho pálido, subédricos a anédricos (arredondados). A idade 207Pb/206Pb obtida em zircão mais jovem, detritico, é 2280±46 Ma.

3. CORRELAÇÕES REGIONAIS

As correlações regionais, realizadas a partir do dado aqui apresentado e dos obtidos por outros pesquisadores, permitiram separar, da base para o topo, duas sequências metavulcanossedimentares:

(i) *Greenstone Belts* paleoarqueanos constituídos por rochas metavulcânicas e metaplutônicas máficas e ultramáficas com níveis de itabiritos e, subordinadamente, quartzitos, metaconglomerados e xistos aluminosos. Nesse conjunto estão incluídos as unidades basais dos denominados como *greenstones Belts* Umburanas, Ibitira-Ubiraçaba, Riacho de Santana, Brumado e Guajeru e da sequência similar Contendas-Mirante por Cunha et al.

(2012). A formação dessas rochas estaria relacionada com acreções crustais que levaram à formação da crosta continental primitiva na região oeste do Lineamento Contendas Mirante-Jacobina, incluindo a presença TTG's paleoarqueanos, a partir da subducção e fusão de crosta oceânica (Santos Pinto 1996, Santos Pinto et al. 1998, Barbosa et al. 2012). Embora essas sequências tenham sido classificadas como *greenstone belts*, apenas na de Umburanas é foram reconhecidas rochas com estrutura spinifex por Cunha e Fróes (1994).

Tabela 1 – Síntese dos dados geocronológicos disponíveis. Método (Mineral, zircão): (1) SHRIMP, (2) TIMS evaporação, (3) TIMS (ID), (4) LA ICPMS; (5) Isócrona Pb-Pb em rocha-total. Referências: (1) Nutman et al. (1994), (2) Marinho et al. (1994), (3) Bastos Leal et al. (2003), (4) Rodrigues et al., (2012), (5) Zincone (2016); (6) Este trabalho. Ref - referência.

Unidade (Nomenclatura de Cunha et al. 2012)	Litotipo amostrado	Idade do zircão (Ma) ± 2 δ	Método	TDM em Ga	εNd (t) com t = idade de cristalização	Ref.
<i>Greenstone belt</i> Umburanas	Quartzito	3040±12 to 3335±12 (Detritico)	1	-	-	3
	Meta-andesito	2744±15 (Detritico)	2	2.80- 3.46	+1.5 & -4.1	3
Sequência Contendas Mirante (Unidade Inferior)	Formação ferrífera bandada	3.265±51	5			2
	Subvulcânicas de Barra da Estiva	3.304 ± 31	3	3.33 e 3.44	0,4 e -0,9	2
Sequência Contendas Mirante (Unidade Superior)	Conglomerados	2710-2600 2400-2300 2200-2150	1	-	-	1
Sequência Contendas Mirante (Unidades clásticas)	Metarenitos e metapelitos	3240-3370 2830-2550 2410-2200 2200-2070 (Detritico)	4			5
<i>Greenstone Belt</i> Riacho de Santana (Unidade intermediária)	Metabasalto	2.218±18-16	4	-	-	4
<i>Greenstone Belt</i> Ibitira-Ubiraçaba (Unidade intermediária)	Quartzo-granada- biotita xisto	2.280±46 Ma (Detritico)	4	-	-	6

(ii) Sequências siderianas (?) -riacianas-orosirianas– compostas por mármore manganésíferos, metacarbonatos diversos, xistos aluminosos, metagrauvas, itabiritos e quartzitos, além de rochas metamáficas (plutônicas e vulcânicas), observados no topo dos *greenstone belts* Ibitira-Ubiraçaba e Riacho de Santana; metarcóseos e metasubarcóseos no topo da Sequência Contendas-Mirante, itabiritos no topo do *Greenstone Belt* Brumado; rochas das sequências Urandi e Licínio de Almeida. Embora essas sequências venham sendo tradicionalmente cartografadas como unidades distintas, os trabalhos de mapeamento geológico, petrologia, geocronologia e geoquímica realizados até o momento permitem verificar a existência de uma continuidade física entre as sequências Caetité-Licínio de Almeida e Ibitira-Ubiraçaba e uma grande proximidade dessas sequências com as unidades de topo do *Greenstone Belt* Brumado.

Rochas metavulcânicas intermediárias a félsicas da unidade intermediária foram encontradas na sequência atualmente denominada de *Greenstone Belt* Umburana e datada por Bastos Leal et al. (2003). As unidades metassedimentares ainda não foram encontradas, mas a ocorrência de rochas metavulcânicas neoarqueanas sugere a existência de uma cobertura supracrustal dessa idade. A associação de terrenos do Complexo Santa Isabel, de idade mesoarqueana (Medeiros 2013, Barbosa et al. 2013), com rochas metassedimentares (Arcanjo et al. 2005) pode sugerir a existência de uma sequência dessa idade. Entretanto, essa associação precisa ser melhor investigada.

As correlações regionais e os dados geocronológicos disponíveis até o momento permitem demonstrar que as unidades metassedimentares arqueanas predominam na porção oriental da área a oeste do Lineamento Contendas Mirante - Jacobina, enquanto que as unidades paleoproterozoicas predominam na porção ocidental. Uma proposta de correlação regional é apresentada na tabela 2.

Tabela 2 – Proposta de integração regional para as sequências metavulcanossedimentares e metavulcânicas localizadas entre as cidades Urandi e Pé de Serra, a sul do paralelo 14° S.

Idade	Posicionamento em Cunha et al. (2012)	Proposta deste trabalho
Sideriana - Orosiriana	Litologias do topo dos <i>greenstone belts</i> Ibitira-Ubiraçaba e Brumado; litologias das unidades intermediária e superior do <i>Greenstone Belt</i> Riacho de Santana; rochas das seqüências Urandi, Caetité-Licínio de Almeida.	Considerar uma única seqüência metavulcanossedimentar denominada de Rio São João
Mesoarqueana	Rochas metassedimentares do Complexo Santa Isabel.	Sem proposta de nova nomenclatura. Mais estudos são necessários para individualização e caracterização dessa seqüência supracrustal.
Neoarqueana	Rochas metavulcânicas félsicas da unidade intermediária do <i>Greenstone Belt</i> Umburanas.	Sem proposta de nova nomenclatura. Mais estudos são necessários para individualização e caracterização dessa seqüência supracrustal.
Paleoarqueana	Unidades basais dos <i>Greenstone Belts</i> Umburanas, Ibitira-Ubiraçaba, Riacho de Santana, Brumado e Guajeru e da seqüência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante.	Manter a nomenclatura de <i>Greenstones Belts</i> Umburanas, Ibitira-Ubiraçaba, Riacho de Santana, Brumado, Guajeru e Seqüência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante, mas ressaltando que apenas no Umburanas é que já foram reconhecidas estruturas spinifex.

A partir do exposto, propõe-se que doravante o termo *Greenstone Belt* seja apenas utilizado para as unidades basais de algumas das seqüências apresentadas por Cunha et al. (2012 e referências citadas por eles). Esses terrenos ficaram isolados e relictos em meio às seqüências metavulcanossedimentares mais jovens que atualmente afloram nesse setor da crosta baiana (Barbosa et al. 2012). Com relação às seqüências siderianas (?)-riacianas-orosirianas, propõe-se a denominação de Seqüência Rio São João para se referir a todo o conjunto. Para essa seqüência, do paleoproterozoico, sugere-se a existência de uma única bacia que atualmente encontra-se individualizada devido às deformações paleoproterozoicas e ediacaranas já interpretadas por alguns autores.

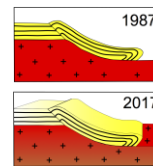
Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração do CNPq pelas bolsas de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz e Johildo Salomão Figueiredo Barbosa, bem como pelos recursos do projeto do Edital Universal (447387/2014-6). Também agradecem ao convênio CAPES-COFECUB que permitiu a participação dos pesquisadores franceses.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCANJO, J.B., MARTINS, A.A.M., LOUREIRO, H.S.C., VARELA, P.H.L., 2005. Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. CBPM. Série Arq. Abertos 22, Salvador, BA, 82pp.
- BARBOSA, J. S. F.; MASCARENHAS, J. F.; CORRÊAGOMES, Luis Cesar; DOMINGUEZ, J. M. L.; SOUZA, J. S., 2012. Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização. 1.ed. Salvador, Bahia, CBPM-Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1200p.

- BARBOSA, N. S., TEIXEIRA, W., BASTOS LEAL, L. R., LEAL, A.B. M., 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Revista do Instituto de Geociências da USP* 13, 6-88.
- BASTOS LEAL, L. R. B., CUNHA, J. C., CORDANI, U. G., TEIXEIRA, W., NUTMAN, A. P., LEAL, A. B. M., MACAMBIRA, M. J. B. 2003. SHRIMP U-Pb, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umburanas Greenstone Belt, northern São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 775–785.
- CRUZ, S. C. P., BARBOSA, J. S. F., SANTOS -PINTO, M., PEUCAT, J. J., PAQUETTE J. L., SOUZA, J. S., MARTINS, V. S., CHEMALE JÚNIOR, F., CARNEIRO, M. A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 69, 43-79.
- CRUZ, S.C.P., ALKMIM, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 1, 151-173.
- CUNHA, J. C. & FRÓES, R. J. B. 1994. Komatiitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia. CBPM, Salvador, 29p.
- CUNHA, J. C., BARBOSA, J. S. F., MASCARENHAS, J. F., 2012. Greenstone Belts e Sequências Similares. In: *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*. Coordenação Geral: Johildo Barbosa, cap IV, p. 203-326.
- MARINHO, M. M. 1991. *Lê sequence Volcano-Sédimentaire de Contendas Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archeen-Proterozoic*. Doctor of Philosophy Thesis, Universidade de Clermont-Ferrand, 257p.
- Marinho, M.M., Vidal, P., Alibert, C., Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 1994. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and the Contendas Mirante volcanosedimentary belt. In: Figueirêdo, M.C.H., Pedreira, A.J. (Eds.), *Petrological and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton*, vol. 17. *Boletim IG-USP, Brazil*, 73-96.
- MEDEIROS E. L. M., 2013. *Geologia e Geocronologia do complexo Santa Izabel, na região de Urandi, Bahia.*, 2013. (M. Sc. Thesis) Universidade Federal da Bahia, Salvador, 96p.
- NUTMAN, A. P., CORDANI, U. G., 1994. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *J. Sout. Amer. Eart. Sci.*, 7: 107-114.
- PEDROSA-SOARES A. C., NOCE C. M., WIEDEMANN C. M., PINTO C. P., 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.
- RODRIGUES, J. B., GUIMARÃES, J. T., BORGES, V. P., CARVALHO, C. B., NOGUEIRA, A. C. 2012. Ryacian zircon age of metabasaltic rocks from Riacho de Santana Greenstone Belt, Bahia (Brazil). VIII South American Symposium on Isotope Geology. Medellin. CD-ROM.
- SANTOS-PINTO, M. A. 1996. *Le recyclage de la croûte continentale archéenne: Exemple du bloc du Gavião – Bahia, Bresil*. Doctor of Philosophy Thesis, Geociences Rennes. 193p.
- SANTOS-PINTO, M. A., PEUCAT, J. J., MARTIN, H., SABATÉ, P., 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science* 11 (5), 487-498.
- Zincone, S.A., 2016. *Evolution of the Contendas-Mirante Supracrustal Sequence and Basement: Implications for Paleoproterozoic Tectonic in the Northeast São Francisco Craton.* (Doctoral Thesis). University of Campinas.



DETERMINAÇÃO DO LIMITE ENTRE OS BLOCOS JEQUIÉ E GAVIÃO UTILIZANDO PERFIS GEOLÓGICOS E GRAVIMÉTRICOS TERRESTRES

Carina Graciniana Lopes¹; Anderson R. A. S. Meneses¹; Carlos Eduardo Ganade¹; Ricardo Cavalcanti Santiago¹;

¹ CPRM; carina.lopes@cprm.gov.br

1. INTRODUÇÃO

Os blocos arqueanos Jequié e Gavião (Fig.1) são unidades geotectônicas que compõem a porção norte do Cráton do São Francisco. São possíveis microcontinentes justapostos e amalgamados durante a colagem orogênica na transição entre os períodos Riáciano e Orosiniano (Alkmim, 2004; Barbosa & Sabaté, 2001). O Bloco Gavião é um terreno metamórfico de fácies anfíbolito com rochas da série Trondjemito-Tonalito-Granodiorito de idades variando entre 3,4–3,1 Ga e uma crosta granítica/granodiorítica/migmatítica (predominante), com idades em torno de 2,8–2,7 Ga. Já o bloco Jequié é composto por rochas intensamente deformadas e re-equilibradas na fácies granulito durante a colisão paleoproterozóica (migmatitos de 3,0–2,9 Ga, intrusões múltiplas, graníticas-granodioríticas de 2,8–2,7 Ga e supracrustais associadas) (Barbosa & Sabaté, 2003).

O limite entre estes blocos é caracterizado por uma ampla zona de deformação na qual a concentração da mesma origina zonas de cisalhamento (predominantemente sinistrais) de padrão anastomosado atribuídas ao Lineamento Contentas-Jacobina. Neste limite concentram-se também rochas supracrustais arqueanas de afinidade do tipo greenstone cobertas discordantemente por sequencias eminentemente clásticas de idade Paleoproterozoica.

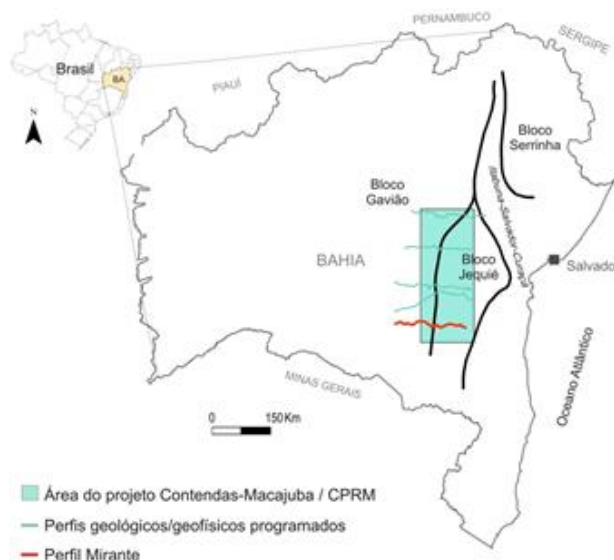


Figura 1: Localização do projeto Contendas Macajuba e do perfil Mirante no estado da Bahia – Brasil, e sua associação com os blocos tectônicos Jequié e Gavião (modificado de Barbosa & Sabaté, 2002).

Na região entre Brumado e Jequié, espessas coberturas terrígenas dificultam o reconhecimento das zonas de cisalhamento que compõem o sistema Contentas-Mirante-Jacobina, tornando a aplicação de métodos indiretos como a gravimetria uma ferramenta conveniente. Desde o levantamento gravimétrico terrestre de 1980 de Gomes & Motta (1980) é conhecida a diferença de comportamento gravimétrico entre os blocos Jequié e Gavião. Porém a escala do levantamento não permite um refinamento necessário. Com este trabalho de detalhe terrestre, torna-se possível uma maior nitidez dos locais de transição entre os blocos. Com este trabalho de detalhe terrestre, torna-se possível uma maior nitidez dos locais de transição entre os blocos.

O projeto Contendas-Macajuba, em elaboração pela CPRM, busca dentre outros objetivos, a compreensão geológica, estrutural e significado geotectônico do lineamento. Para isso utiliza como uma das

ferramentas o levantamento de 5 perfis geológicos e de gravimetria terrestres leste-oeste, cruzando o limite entre blocos dentro da área do projeto.

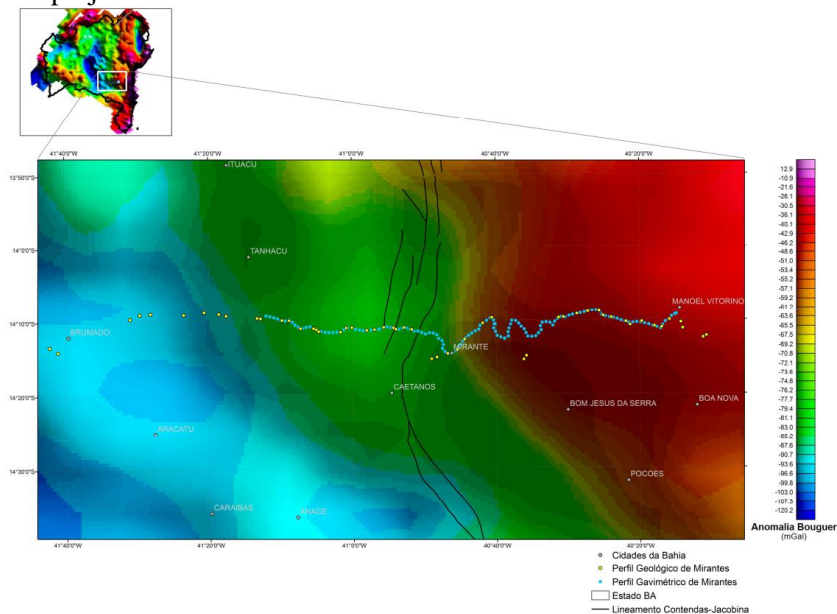


Figura 2: Localização do perfil gravimétrico terrestre de Mirantes sobreposto ao mapa Bouguer do estado da Bahia, simplificado (Gomes, R.A.A.D. *et al.*, 1996), logo acima.

2. METODOLOGIA

Para a programação do levantamento gravimétrico terrestre ao longo do Lineamento Contendas-Jacobina foram utilizados: os dados previamente existentes sobre o mapa gravimétrico da Bahia (Gomes *et al.*, 1996) (figura 2); a expressão superficial dessa estrutura ilustrada nos mapas geológicos; e, a informação da profundidade da crosta terrestre local inferida através do espectro radial de potência a partir do recorte dos dados gravimétricos da área de interesse.

Os perfis propostos foram estabelecidos principalmente a partir do contraste entre as respostas das anomalias de massa positiva (aproximadamente +30,5 mGal) e negativa (em torno de -87,6 mGal). Este contraste corresponde à assinatura gravimétrica do Lineamento Contendas-Jacobina, evidenciando seu *trend* principal de direção N-S. Para estimar quantitativamente a dimensão necessária da janela de aquisição terrestre, ou seja, determinar o comprimento necessário dos perfis gravimétricos (levando em consideração uma dada profundidade do Lineamento Contendas-Jacobina), calculamos o espectro radial de potência (figura 3a) sobre o mapa de anomalia Bouguer pré-existente de Oliveira (2014). Com este, encontramos a estimativa da localização do topo das fontes, atentando-se para as profundidades máximas de 45 a 50 km. Isso concorda com a faixa da espessura da crosta esperada na região, em torno de 40 a 45 km (Assumpção *et al.*, 2013). Dessa maneira, a estimativa do comprimento do perfil não poderia ser menor que 120 km com espaçamento entre estações de medida de 1 km.

Inicialmente foram programados 9 perfis de direção E-W, sendo que a distância entre estes seriam de 75 km, totalizando 1350 estações de medidas. Até o momento, os perfis realizados possuem uma extensão de 120 km a 150 km, sendo que as estações espaçadas entre 950 m a 1200 m. Dentre estes perfis levantados na área de estudo, apresentamos neste trabalho o perfil Mirante (destacado em vermelho na figura 1).

O perfil geofísico e o perfil geológico de Mirante (Fig. 1, 2 e 3) localizam-se aproximadamente na latitude do município de Mirante na Bahia com extensão leste-oeste. Ambos perfis seguem exatamente o mesmo trajeto, com ponto inicial a Oeste nas proximidades do município de Sussuarana e ponto final a leste próximo ao município de Manoel Vitorino. Ao todo abrangem cerca de 150 km, coletando dados geológicos e geofísicos.

O perfil geológico foi realizado numa escala de trabalho de 1:100.000, identificando as litologias, coletando elementos estruturais, verificando os indícios deformacionais e tentando identificar zonas de cisalhamento e seus movimentos. É representado graficamente em uma seção geológica (figura 3).

O perfil geofísico com espaçamento entre estações de aproximadamente 1 km, tendo comprimento de 129 km, ou seja, possui 129 estações de medidas. O equipamento de aquisição utilizado foi o CG5 *Autograv Gravity meter* (configuração com GPS geodésico) fabricado pela empresa SCINTREX.

3. RESULTADOS

Para a interpretação dos resultados utilizamos informações disponíveis na literatura dos padrões para os perfis gravimétricos levantados em zonas de contato entre dois blocos de densidades distintas [amalgamento e justaposição: Pinto *et al.* (2007), Sanchez *et al.* (2017); zona de sutura: em Gibb *et al.* (1983), Ebbing (2004), Banka *et al.* (2002), Williamson *et al.* (2002); processos de empurrão e sutura de placas litosféricas: Ussami *et al.* (1999)].

Analisando o comportamento dos resultados gravimétricos do perfil Mirante (figura 3), é possível estabelecer uma provável localização da zona de contato entre os blocos Gavião e Jequié. Essa região no gráfico é estabelecida a partir da mudança da curvatura do perfil gravimétrico onde localmente identificamos como *ponto de inflexão*. Este pode determinar de forma satisfatória a localização da zona de colagem. Inclusive definindo a orientação em profundidade dessa faixa, o que torna a análise gravimétrica de suma importância.

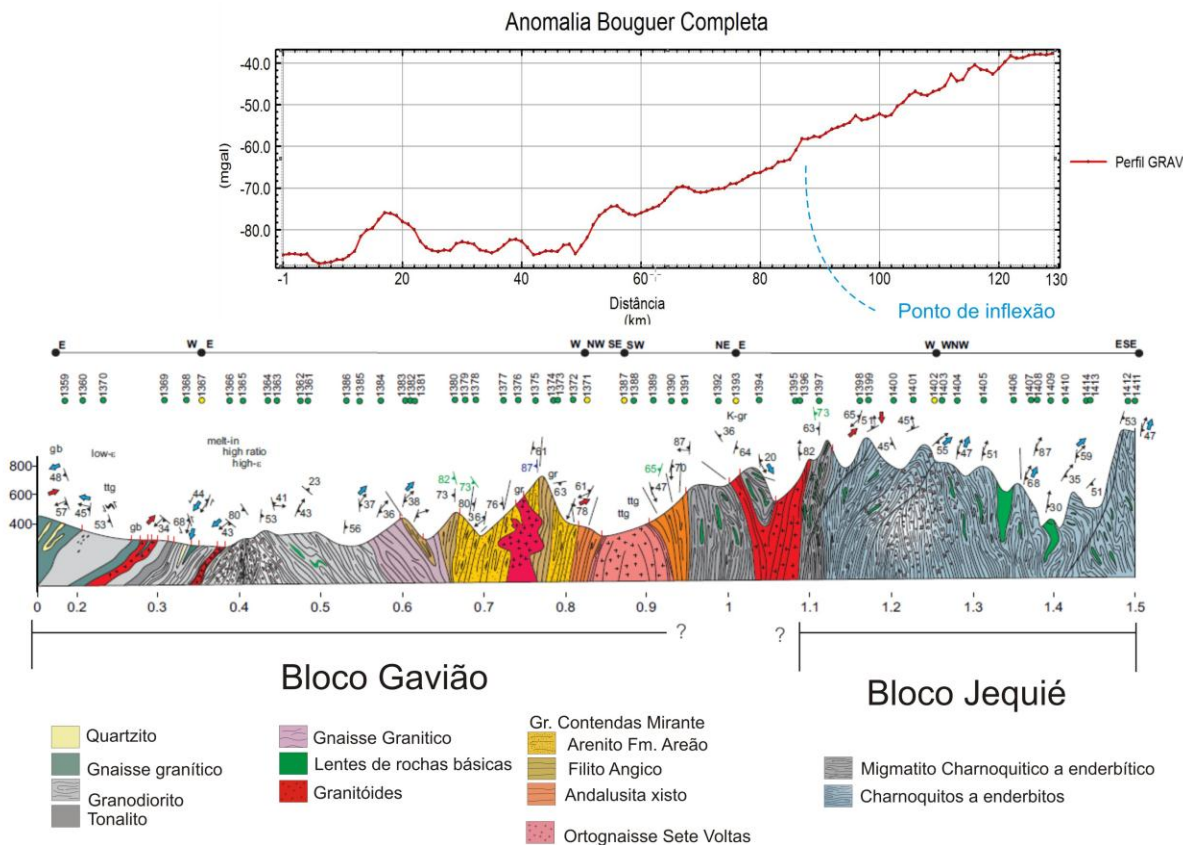


Figura 3: Perfil mirantes com dados de gravimetria terrestre acima e perfil geológicos esquemático abaixo.

Os dados geológicos de campo não são conclusivos em relação ao posicionamento e significado do lineamento, pois não existem elementos geológicos/estruturais típicos de ambiente de colagem (como ofiolito, eclogitos ou zonas intensamente milonitizadas).

Comparando com o perfil geológico, a resposta do perfil geofísico de forma preliminar foi satisfatório. O ponto de inflexão definido geofísicamente como a zona de sutura ficou exatamente numa região onde as unidades à leste pertencem ao Bloco Jequié.

Os dados do perfil gravimétrico mostram que o bloco Jequié é cerca de duas vezes mais denso que o bloco gavião. Sugere também que a influência de um bloco sobre o outro no comportamento de densidade acontece em uma faixa de influência de no mínimo quarenta quilômetros (trecho do perfil do km 60 ao 100).

4. CONCLUSÕES

Os dados preliminares geológico/geofísico auxiliaram a definir com maior certeza as unidades limítrofes dos blocos Jequié e Gavião. Os dados geofísicos concordam com os dados de campo obtidos pois as unidades à leste da zona limítrofe são granulitos conhecidos do Bloco Jequié.

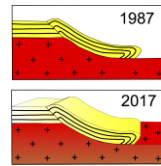
Apesar de em campo não ser reconhecido elementos geológicos de sutura com clareza, o padrão de assinatura da curva gravimétrica reflete um típico comportamento esperado para um ambiente de geotectônica orogênica, corroborando com a ideia pré-existente desse lineamento na literatura.

A influência no comportamento de densidade provocada de um bloco sobre o outro, em uma extensão de aproximadamente 40 km, sugere que existe interação dos blocos em profundidade.

Os futuros dados geológicos/geofísicos pretendem auxiliar no entendimento da cinemática dos seus deslocamentos e na direção principal do plano de colagem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIN F.F. (2004). O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In*: Neto V.M., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (orgs). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Maerques de Almeida, cap. 1 p. 17-34
- ASSUMPCÃO, M., Bianchi, M., Juliã, J., Dias, F.L., França, G.S., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C.G., Albuquerque, D.F., Lopes, A.E.V. (2013) Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences* v.43, pg. 74–85.
- BANKA, D.; PHARAOH, T.C.; WILLIAMSON, J.P. (2002). Potential field imaging of Palaeozoic orogenic structure in northern and central Europe. *Tectonophysics* 360 (2002) 23–45.
- BARBOSA J.S.F., SABATÉ P. (2003). Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33(1-Suplemento), p.7-14.
- BARBOSA J.S.F., SABATÉ P. (2002). Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *An. Acad. Bras. Ciênc.* vol.74 no.2 Rio de Janeiro Junho 2002.
- BARBOSA J.S.F., SABATÉ P. (2001). As placas arqueanas do embasamento do cráton e sua colisão paleoproterozóica: uma síntese. *In*: J.S. Barbosa, E.P. Oliveira, L.C.C. Gomes, M.M. Marinho, R.C. Melo (orgs) Geologia e Guia de excursão. CBPM, Salvador, p. 5-24. (workshop sobre o orógeno Itabuna-Salvador-Curacá, 1, Salvador, 2001).
- EBBING, J. (2004). The crustal structure of the Eastern Alps from a combination of 3D gravity modelling and isostatic investigations. *Tectonophysics* 380 (2004) 89–104.
- GIBB, R.A.; THOMAS, M.D.; LAPOINTE, P.L.; MUKHOPADHYAY, M. (1983) Geophysics of Proposed Proterozoic Sutures in Canada. *Precambrian Research*, 19 349-384
- GOMES R.A.A.D. & Motta A.C. 1980. Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia. Relatório Final. Textos e Mapas. Salvador, CPRM, Convênio DNPM/CPRM, 140 p.
- GOMES R.A.A.D., GOMES P.J.P., SILVEIRA FILHO N.C. (1996). O novo mapa Bouguer do Estado da Bahia. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Salvador, BA, p.423–424.
- NAOMI, U.; MOLINA, E.C.M. (1999). Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 12 (1999) 87–98.
- OLIVERA, R.G.; ANDRADE, J. B. F.; Interpretação Geofísica dos Principais Domínios Tectônicos Brasileiros. *In*: Maria da Glória Silva; Manoel Barreto da Rocha Neto; Hardy Jost; Raul Minas Kuyumjian. (Org.). Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. 1ed. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2014, v. 1, p. 21-38.
- PINTO, L.G.; USSAMI, N.; SÁ, C. de. (2007). Aquisição e interpretação de anomalias gravimétricas do Quadrilátero Ferrífero, SE do Cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geof.* vol.25 no.1 São Paulo Jan./Mar. 2007
- SANCHEZ, M.A.; WINOCUR, D.; ORLANDO, A.; FOLGUERA, A.; MARTINEZ, M.P. (2016) Crustal structure of the high Andes in the North Pampean flat slab segment from magnetic and gravity data. *Journal of South American Earth Sciences* 73 (2017) 153-167.
- USSAMI, N.; MOLINA, E.C.M. (1999). Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 12 (1999) 87–98.
- WILLIAMSON, J.P.; Pharaoh, T.C.; BANKA, D.; THYBO, H.; LAIGLE, M.; LEE, M.K. (2002). Potential field modelling of the Baltica–Avalonia (Thor–Tornquist) suture beneath the southern North Sea. *Tectonophysics* 360 (2002) 47–60.



O TERRENO JAGUARÃO: CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DE NOVO DOMÍNIO GEOLÓGICO NO SUDESTE DO RIO GRANDE DO SUL

Rodrigo Fabiano da Cruz¹, Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias², Andrea Sander³, Andrea Beltrão Finamor⁴.

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, e-mail: rodrigo.cruz@cprm.gov.br

² CPRM – Serviço Geológico do Brasil, e-mail: carlos.iglesias@cprm.gov.br

³ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, e-mail: andrea.sander@cprm.gov.br

⁴ CPRM – Serviço Geológico do Brasil, e-mail: andrea.finamor@cprm.gov.br

1. INTRODUÇÃO

Estudos realizados ao longo dos últimos anos na porção mais meridional do Cinturão Dom Feliciano, no sudeste do Rio Grande do Sul, têm apontado diferenças na litoestratigrafia previamente conhecida no bloco denominado Batólito Pelotas, domínio geológico essencialmente granítico. A região investigada possui extensa sucessão de rochas metassedimentares, frações de rochas metaultramáficas e granitos intrusivos. Devido a essa mudança no regime litológico, além de consideráveis diferenças nas assinaturas geofísicas evidenciadas em mapas aeromagnetométricos e gravimétricos tem sido proposto um novo bloco tectônico na região, denominado Terreno Jaguarão (Figura 01).

2. GEOLOGIA REGIONAL

O Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980) representa o segmento sul da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977), um complexo de faixas móveis que se estendem desde o Craton do São Francisco, no sul da Bahia; até o Craton Rio de La Plata, no sul do Uruguai. A origem do Cinturão Dom Feliciano está relacionada às orogêneses Brasilianas e Pan-Africanas (900-480 Ma) resultantes do processo de amalgamento dos cratons Rio de La Plata (América do Sul), Kalahari e Congo (África) que culminaram na formação do Supercontinente Gondwana.

O Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al., 1986) constitui um bloco alongado que ocupa todo o território leste da região conhecida como Escudo Sul-Riograndense, correspondente, em parte, à porção meridional do Cinturão Dom Feliciano. Localizado no Rio Grande do Sul com seus segmentos em Santa Catarina (Batólito Florianópolis) e Uruguai (Batólito Aiguá), diversos trabalhos caracterizam o Batólito Pelotas como um complexo plutônico polifásico multi-intrusivo dividido em suítes ígneas predominantemente cálcio-alcálicas de alto potássio, com colocação e transporte dos seus plutons diretamente relacionados à ação de zonas de cisalhamento de caráter regional (Fernandes et al., 1990; Chemale Jr. et al., 2000; Philipp et al., 2002; Philipp & Machado, 2001).

3. TERRENO JAGUARÃO

A litoestratigrafia do Terreno Jaguarão, com base nos dados obtidos, se define como um terreno formado por uma sucessão de rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas, com restos de embasamento cristalino (ortognaisses e metagranitos), intrudida por granitos. O limite do domínio a norte com o Batólito Pelotas está associado às zonas de cisalhamento Arroio Grande e Ayrosa Galvão, a leste está coberto por sedimentos recentes e a oeste pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

As unidades de maior expressão reconhecidas no terreno são: Complexo Arroio Telho (Iglesias et al, no prelo), composto por paragnaisses, mica xistos granadíferos com turmalina e metarritmitos areno-pelíticos com injeções de leucogranitoides róseos a esbranquiçados, metamorfismo entre a fácies xistos verdes a anfíbolito; Complexo Arroio Grande (Ramos & Koester, 2015), contém uma associação de rochas máficas, ultramáficas e sedimentares metamorfizadas, composta principalmente por talco-serpentina xistos, tremolititos e clorititos com cromita, epidoto anfíbolitos, metadioritos, metagabros, mica xistos, quartzitos, metagrauvascas, granada-biotita xistos e mármore; Metagranito Três Figueiras (Phillip, 1998; Klein, 2012), granito a duas micas (muscovita e biotita), com granada e turmalina, de caráter químico peraluminoso, apresenta forte deformação milonítica,

predominam muscovita-sienogranitos de granulação média, cor cinza e protomiloníticos; Vulcanismo Serra Geral - Fácies Jaguarão (Vieira Junior & Roisenber, 1985), composto por derrames de dacitos e riocacitos, textura vitrofírica, contendo xenólitos de granitoides e gnaisses parcialmente reabsorvidos, além de tufo líticos; Granito Bretanha, plúton granítico de composição monzogranítica a sienogranítica de cor cinza a rósea, com variação faciológica de equigranular média a heterogranular grossa, com níveis ricos em pórfiros de feldspato alcalino, apresenta fraca a moderada orientação mineral de fluxo magmático e, localmente, bandas de cisalhamento e enclaves microdioríticos.

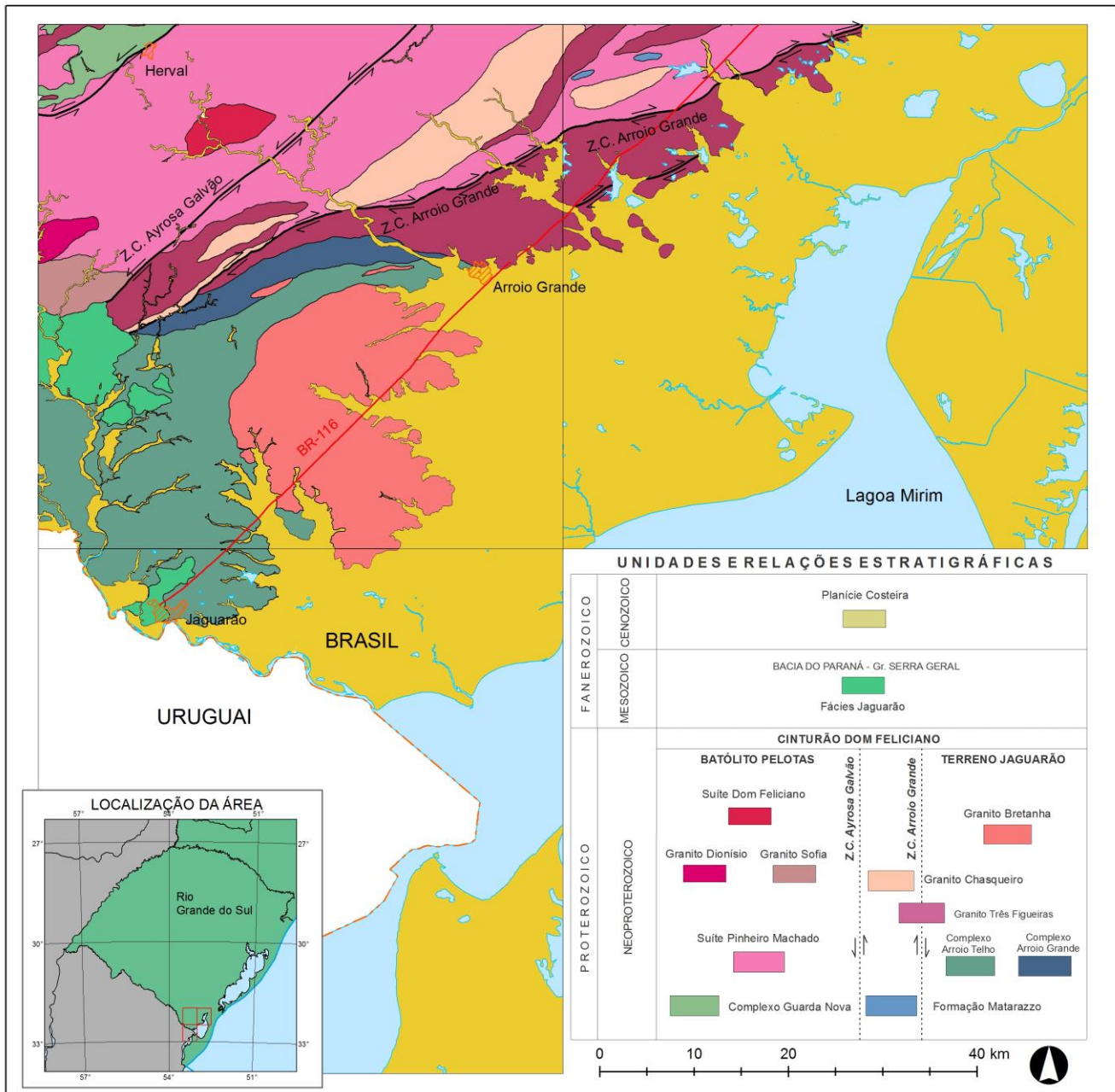


Figura 1: Mapa geológico simplificado da área em estudo. O Terreno Jaguarão tem como limite principal a Zona de Cisalhamento Arroio Grande. A norte do terreno se encontram as unidades do Batólito Pelotas como a Suíte Pinheiro Machado e granitos associados, além de septos do embasamento como os metassedimentos do Complexo Guarda Nova.

Os lineamentos e assinaturas geofísicas verificadas nos mapas geofísicos aeromagnetométrico da primeira derivada do sinal analítico e gravimétrico terrestre (Figura 02), além dos dados de campo e petrografia, corroboram as grandes estruturas no sul Batólito Pelotas como limitadoras de um possível bloco. No mapa magnético são marcantes os lineamentos que coincidem com as principais feições estruturais da região. No mapa gravimétrico se verifica a forte variação de densidade entre diferentes setores, com valores mais elevados na porção sul da região, coincidindo com a área de abrangência dos complexos Arroio Grande e Arroio Telho, com quebra desses valores (menor densidade) onde aflora o Granito Bretanha.

As grandes estruturas que serviriam como limites crustais na região são as zona de cisalhamentos, principalmente a Zona de Cisalhamento Arroio Grande de cinemática transcorrente dextral e direção ENE-SSW. Sua direção de transcorrência e variação na orientação geral difere das outras grandes estruturas que atuam no Batólito Pelotas, que são transcorrentes sinistrais e de direção NE-SW, situação que também se aplica a Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão.

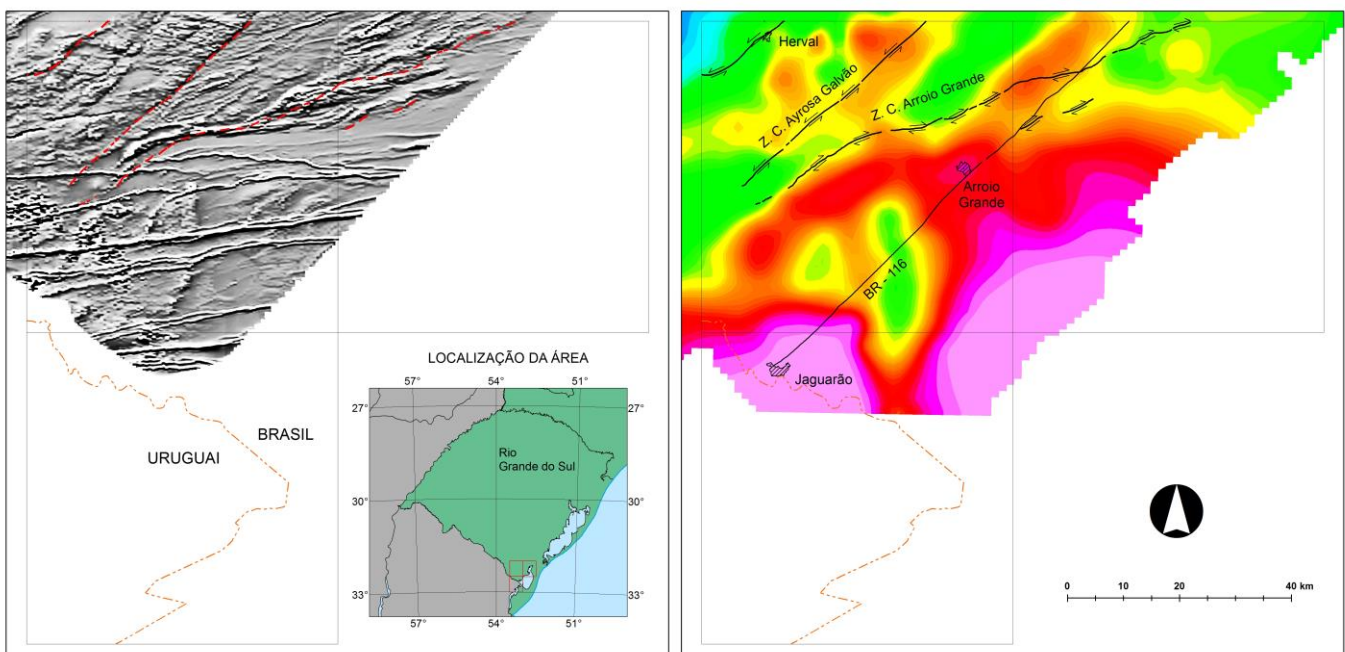
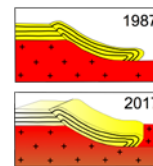


Figura 2: Mapa geofísico aeromagnetométrico da 1ª derivada do sinal analítico (à esquerda) e mapa geofísico gravimétrico terrestre de anomalia Bouguer (à direita). Em ambos os mapas se verifica marcantes lineamentos estruturais que corroboram os limites entre os blocos (Batólito Pelotas a norte e Terreno Jaguarão a sul).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. De; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atas. Campina Grande, SBG, p. 363- 91.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. Geologia do Rio Grande do Sul. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), Centro de Investigação do Gondwana. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, pp. 13e52.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas - região de Quitéria-Capivarita. Acta Geologica Leopoldensia 13:117- 138.
- Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário Camboriú, 1980. Anais. Florianópolis, SBG, v. 5:2679- 92.

- Fragoso Cesar, A.R.S.; Fi Gueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U.F. 1986. O Batólito de Pelotas (Proterozóico Superior/Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia: SBG, v. 3:1322- 42.
- Iglesias, C.M.F.; Klein, C.; Camozzato, E. No prelo, Carta Geológica - Folha SH.22-Y-C-IV Passo São Diogo – Escala 1:100.000. CPRM/Serviço Geológico do Brasil.
- Iglesias, C.M.F.; Camozzato, E.; Klein, C. No prelo, Carta Geológica - Folha SI.22-V-A-I Curral de Pedras – Escala 1:100.000. CPRM/Serviço Geológico do Brasil.
- Klein, F. G. 2012. Petrologia do metagranito Três Figueiras, Arroio Grande, RS. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Philipp, R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. São Paulo, 255p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998.
- Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L. V. S.; Lafon, J. M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 32, n.2, p. 277-290.
- Philipp, R.P.; Machado, R. 2001. Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrológicos. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 31, n.3, p. 257-268.
- Ramos, R. C.; Koester, E. 2015. Lithogeochemistry of the meta-igneous units from Arroio Grande Ophiolitic Complex, Southernmost Brazil. Revista Brasileira de Geociências, v. 45, p. 79-94.
- Vieira Jr., N., Roisemberg, A., 1985. Formação Jaguarão — nova unidade vulcânica mesozóica no RS. Anais II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1985, Florianópolis, p. 507.



OS RIFTES ESTATERIANO-TONIANO DO SETOR SUL DO AULACÓGENO DO PARAMIRIM, PALEOPLACA SÃO FRANCISCO-CONGO: NOVOS DADOS E CORRELAÇÕES REGIONAIS

Caroline Novais Bitencourt¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz², Vanderlúcia dos Anjos Cruz³

¹ Universidade Federal da Bahia (UFBA), email: carolcnb@gmail.com

² Universidade Federal da Bahia (UFBA), email: simonecruzufba@gmail.com

³ Universidade Federal da Bahia (UFBA), email: vanderluciaanhos@yahoo.com.br

⁴ Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), email: ana_alkmim@yahoo.com.br

1. INTRODUÇÃO

O Aulacógeno do Paramirim tem sua história evolutiva marcada pela superposição de riftes sucessivos que se desenvolveram desde 1.770 (Danderfer Filho *et al.*, 2015) a 675 Ma (Santana, 2016). Em seu interior, são identificadas cinco bacias tipo rifte de idades estateriana (Riftes I e II), calimiana (Riftes III e IV) e tonianas (Rifte V) (Cruz & Alkmim 2017). Essas bacias abrigam rochas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco. A inversão desse aulacógeno ocorreu no Ediacarano, resultando na estruturação do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Cruz *et al.*, 2012) e configurando o Corredor do Paramirim (Alkmim *et al.* 1993).

Dentre os compartimentos do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo, tem-se o Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional. A sul da cidade de Caetité (Figura 1), nesse cinturão afloram (Bittencourt 2017): (i) unidades supracrustais do Aulacógeno do Paramirim, representadas pelo Supergrupo Espinhaço (Formação Algodão, do Estateriano), pelo Grupo Santo Onofre (Formação Serra da Garapa e Boqueirão, do Toniano); (ii) supracrustais do Grupo Macaúbas (Formação Nova Aurora, do Toniano); (iii) rochas da Suíte Intrusiva Lagoa Real, do estateriano e representantes do magmatismo anorogênico e alcalino do aulacógeno (Machado 2008); e (iv) unidades do embasamento do Aulacógeno do Paramirim com idades mais velhas do que 1.800 Ma. Nas unidades supracrustais do Aulacógeno do Paramirim predominam rochas siliciclásticas metamorfisadas em fácies xisto verde, com feições primárias parcialmente preservadas, mas obliteradas nas zonas de cisalhamento que estruturam os contatos entre as unidades. Na região de Caetité, Bittencourt (2014, 2017) identificou uma associação de litofácies da Formação Serra da Garapa com litofácies de quartzito e de xistos aluminosos com biotita, granada e estauroлита e para esse conjunto de rochas foi interpretada a existência de uma *nappe*.

Ao longo dos anos, dúvidas sobre o posicionamento estratigráfico do Grupo Santo Onofre, persistiram e mais recentemente estudos realizados pela CPRM mostraram a existência de zircões detríticos tonianos no Grupo Santo Onofre, mas em sua área de ocorrência a norte da cidade de Caetité. Este trabalho tem como objetivo apresentar os novos dados geocronológicos para as rochas da Formação Serra da Garapa (Grupo Santo Onofre) que afloram a sul da cidade de Caetité, ao tempo que propõe correlações geocronológicas e físicas dessa unidade com a Formação Rio Peixe Bravo do Grupo Macaúbas. Além disso, pretende-se sugerir possíveis rochas fontes para os sedimentos da Formação Serra da Garapa.

2. MÉTODO

Os grãos de zircão analisados foram imageados por Catodoluminescência no Laboratório de Geoquímica Isotópica do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP) visando verificar a presença de inclusões e sobrecrescimentos. Nesse laboratório também foram realizadas as análises U-Pb utilizando um Thermo-Scientific Element 2 Sector Field (SF) ICP-MS acoplado a um Laser CETAC LSX-213 G2 + ($\lambda = 213$ nm) Nd: YAG.

3. RESULTADOS

Os estudos geocronológicos U-Pb (LA-ICPMS) foram realizados em zircões detríticos de uma amostra de quartzito (Amostra MPC) da Formação Serra da Garapa, Grupo Santo Onofre. Essa rocha ocorre intercalada com xistos grafitosos e apresenta uma xistosidade com mergulho inferior à 30°.

Os zircões são marrons a transparentes, variando subédricos a anédricos, arredondados, de hábito prismático, com tamanhos entre 50 e 250 μm . Foram analisados 62 zircões e 50 possuem concordância entre 98% e 101%. As idades U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) variaram de 894 Ma a 2585 Ma, tendo sido agrupadas nos intervalos 850 – 1000 (4%), 1000-1200 (12%), 1200 – 1400 (20%), 1400 – 1600 (4%), 1600 – 1800 (24%), 1800 – 2200 (32%) e 2500 – 2800 (4%) (Figura 2a).

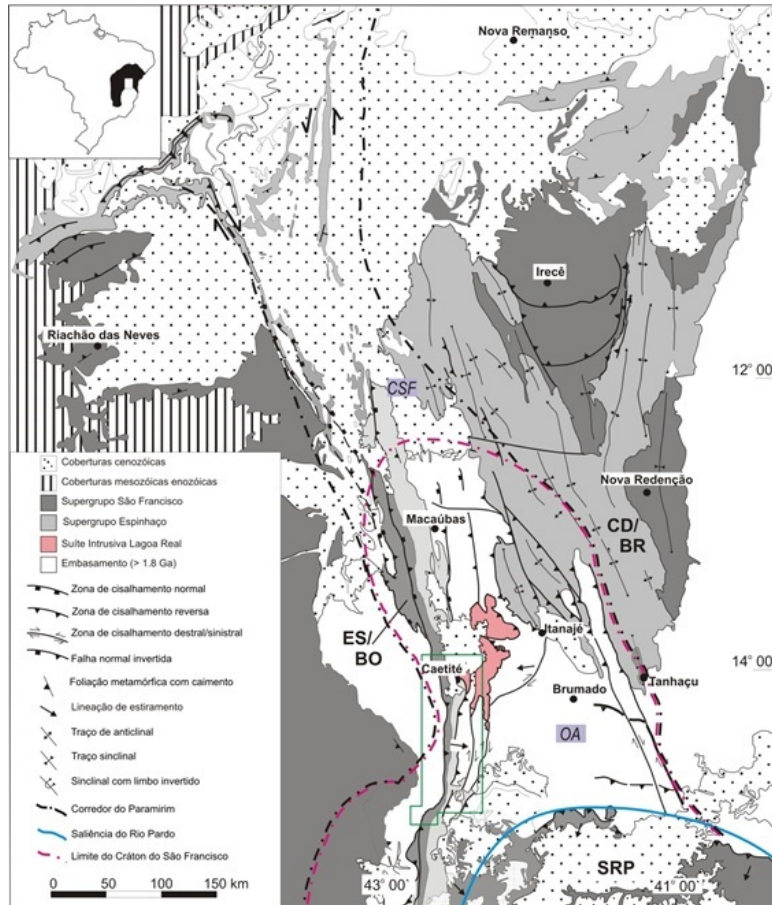


Figura 1: Mapa Geológico simplificado do Aulacógeno do Paramirim, enfatizando as principais unidades geológicas e estruturas tectônicas de idade brasileira. ES- Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos Serra do Espinhaço Setentrional, CD- Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Chapada Diamantina, SRP- Saliência do Rio Pardo, SBO- Bacia Ocidental, SBR- Bacia Oriental, CSF – Cráton do São Francisco, OA- Orógeno Araçuaí. A área de trabalho está indicada pelo polígono verde. Modificado de Cruz (2004).

4. DISCUSSÕES

A maior quantidade de dados obtidos está dentre o intervalo 1800 – 2200 (32%) e é consistente com um período maior de atividade magmática e metamórfica no embasamento do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo, tendo como representantes o Arco e o Orógeno do Oeste da Bahia (Cruz *et al.*, 2016) e as rochas do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa *et al.*, 2002).

O magmatismo toniano registrado na amostra é responsável pelo pico de idades entre 850-1000 Ma e pode estar associado com fontes primárias relacionados a: (i) diques máficos, que truncam as unidades do Supergrupo Espinhaço na Serra do Espinhaço e Chapada Diamantina e datados Danderfer Filho *et al.* (2009) e Loureiro *et al.* (2010); (ii) Suíte Intrusiva félsica Salto da Divisa, além de rochas metavulcânicas dessa suíte estudadas por Silva *et al.* (2008), Menezes *et al.* (2012) e Victória (2017); e (iii) diques máficos de Salvador, Ilhéus e Olivença datados por Evans *et al.* (2015). Os riftes que desencadearam esses magmatismos representam

o último evento tectônico que precedeu a inversão do Aulacógeno do Paramirim e à estruturação do setor intracontinental do Orógeno Araçuai Oeste Congo (Pedrosa Soares e Alkmim, 2011).

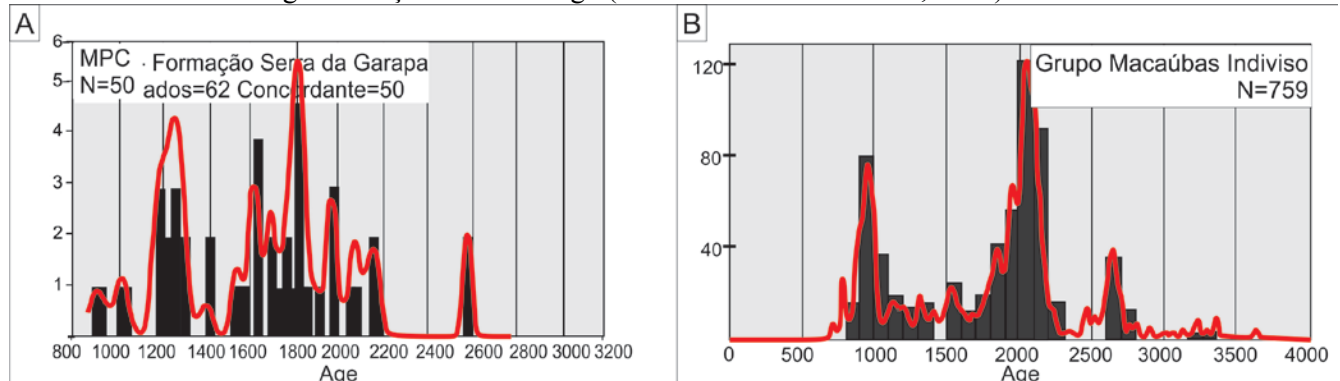


Figura 2: A) Histograma de frequência e curva de probabilidade de idade de zircão para dados U-Pb com concordância entre 98 e 101%, para amostra MPC Formação Serra da Garapa (Grupo Santo Onofre). B) Histograma de frequência e curva de probabilidade de idade de zircão para dados U-Pb do Grupo Macaúbas. Modificado de Kuchenbecker *et al.*, 2015. As idades usadas para a elaboração desses diagramas foram idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Comparando-se esses dados com a síntese de dados geocronológicos do Grupo Macaúbas e analisados por Kuchenbecker *et al.* (2015), se observa uma similaridade da assinatura geocronológica entre essa unidade do Grupo Santo Onofre com o Grupo Macaúbas. O principal pico em torno de 1.8 e 2.2 Ga se mantém em ambos grupos. Entretanto, com relação às áreas fontes, as unidades do Grupo Macaúbas possuem zircões detríticos com idades até paleoarqueanas, enquanto que no Grupo Santo a idade máxima obtida foi mesoarqueano (Figura 2B). No Grupo Santo Onofre, o zircão mais jovem encontrado na Formação Serra da Garapa tem idade de 894 ± 38 Ma. Essa idade é semelhante às idades mais jovens de zircões detríticos encontrados nas formações Duas Barras (Unidade pré-glacial) e Serra do Catuni (Unidade glacial), ambas do Grupo Macaúbas, por Babinski *et al.* (2012). Kuchenbecker *et al.* (2015) encontraram idades similares nas formações Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior, pertencente à sucessão glacial do Grupo Macaúbas. Esses dados demonstram a similaridade entre as assinaturas geocronológicas dos grupos Macaúbas e Santo Onofre. Entretanto, a ausência de evidências concretas de rochas relacionadas com ambiente glacial sugere que as unidades da Formação Serra da Garapa correlacionam-se com as unidades pré-glaciais. A continuidade física entre as formações Serra da Garapa e Rio Peixe Bravo apresentada por Bittencourt (2017) pode ser mais um indício dessa correlação.

5. CONCLUSÕES

A partir do que foi apresentado é possível concluir que: (i) os espectros de zircões identificados na Formação Serra da Garapa são semelhantes aos das unidades glaciais do Grupo Macaúbas. Entretanto, a inexistência de seguras evidências de rochas associadas com ambiente glacial fazem com que as rochas do Grupo Santo Onofre sejam correlacionadas com as unidades pré-glaciais do Grupo Macaúbas; (ii) as fontes dos zircões estudados neste trabalho são rochas do embasamento do Aulacógeno do Paramirim e relacionadas com a estruturação dos orógenos Itabuna-Salvador-Curaçá e do Oeste da Bahia, bem como as rochas vulcânicas e plutônicas, metamáficas e metafélicas, de idades entre 1.7 a 0.8 Ga, relacionadas com a evolução das bacias precursoras do Orógeno Araçuai-Oeste Congo.

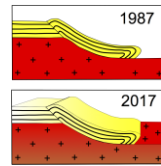
Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração do CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7). Também agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia pela bolsa de Mestrado de Caroline Novais Bitencourt.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Alves, J.A.C., 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: Dominguez, J.M. e Misi, A. (Eds) O Cráton do São Francisco. Reunião Preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, SBG/ Núcleo BA/SE/SGM/CNPq, Salvador, p. 45-62.

- Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade, R.I.F., Martins M., C.M. Noce, Liu D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, **21** (2-3), 451-465.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **74** (2), 343-359.
- Bittencourt C.N., 2014. Petrologia e análise estrutural multiescalar da Formação Serra da Garapa (Grupo Santo Onofre) na porção sul do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos Serra do Espinhaço setentrional. Corredor do Paramirim, Caetité, Bahia. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador 118 pp.
- Bitencourt, C.N. 2017. Os Riftes Estateriano e Toniano do setor sul do Aulacógeno do Paramirim, Paleoplaca São Francisco Congo: Novos dados, correlações regionais e inversão tectônica. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade federal da Bahia, Salvador, 119pp.
- Cruz, S.C.P. & Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **1**, 151-173.
- Cruz S.C.P., Alkmim F.F., Pedreira A., Teixeira L., Pedrosa-Soares A.C., Gomes L.C.C., Souza J.S., Leal A.B.M., 2012. O Orógeno Araçuaí. In: Barbosa J.S.F (Org.), *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, v. 2. Salvador, p. 131-178.
- Cruz, S.C. P. & Alkmim, F.F. 2017. The Paramirim Aulacogen. In: Heilbron. M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Orgs.). *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, p. 97-115.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Santos Pinto, M., Peucat, J.J., Paquette J.L., Souza, J. S., Martins, V.S., Chemale Júnior, F., Carneiro, M.A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* **69**, 43 – 79.
- Danderfer Filho, A., Lana, C.C., Nalini Júnior, H.A., Costa, A. F. O. 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research* **28**, 668 – 688.
- Danderfer Filho, A., De Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaco basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research* **170**, 116–128.
- Evans, D.A.D., Trindade, R.I.F., Catelani, E.L., D’agrella-Filho, M.S., Heaman, L.M., Oliveira, E.P., Söderlund, U., Ernst, R.E., Smirnov, A.V., Salminen, J.M., 2015. Return to Rodinia? Moderate to High Palaeolatitude of the São Francisco/Congo Craton at 920 Ma. *Geological Society of London Special Publication* **424**, 1-24.
- Kuchenbecker, M., Pedrosa-Soares, A. C., Babinski, M., Fanning, M., 2015. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research*, **266**, 12-26.
- Loureiro H.S.C., Bahiense I.C., Neves J.P., Guimarães J.T., Teixeira L.R., Santos R.A., Melo R.C., 2010. Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor de deformação do Paramirim (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos). *Série Arquivos Abertos*, v. 33, Salvador, CBPM, 118 p.
- Menezes, R.C.L., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., Rios, D. C., 2012. Geoquímica e geocronologia de granitos anorogênicos tonianos (c.914–899 Ma) da Faixa Araçuaí no Sul do Estado da Bahia. *Geonomos*, **20**, 1–13.
- Machado G.S. 2008. Geologia da porção sul do Complexo Lagoa Real, Caetité, Bahia. Trabalho final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 90 p.
- Santana, A.V., 2016. Análise estratigráfica em alta resolução em rampa carbonática dominada por microbiólitos, Formação Salitre, Bacia de Irecê, Bahia. Ph.D. Thesis, Departamento de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, pp.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, **13**, 527–537.



Structural Evolution Modelling of a Suture Zone controlled by a Cratonic Buttress – The Case of Dom Feliciano Orogenic Belt, SSE Brazil.

Bruno, Henrique¹; Almeida, Julio²; Heilbron, Monica³; Salomão, Marcelo⁴

¹ UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: henrique.bruno1602@gmail.com

² UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: jchalmeida@gmail.com

³ UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: monica.heilbron@gmail.com

⁴ UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: salmoao.mss@gmail.com

1. INTRODUCTION

The matters surrounding the amalgamation of tectonic blocks during the Brasiliano / Pan-African orogeny have been the main subject of study of several works in recent years. However, with the increasing number of tools applied to geological knowledge, there are still several questions about the evolution of the Gondwana supercontinent yet to be answered. The main objective of this work is the hierarchy and discrimination of the boundaries between the known tectonic blocks, integrating geological and geophysical data, to better understand the importance of these large structures in the system of neoproterozoic collisions in the southern portion of Western Gondwana. In this context, it is highlighted the relationship between the deformed neoproterozoic basins during the Brasiliano orogeny and their respective relations with the Archaean / Paleoproterozoic basement, making up the Mantiqueira Province on the S / SE coast of Brazil.

The geology of the study area is dominated by Precambrian terranes; Luís Alves Terrane, the vulcanosedimentary sequences of the Itajaí and Campo Alegre Basins, the metasedimentary sequences of the Brusque and Paranaguá Terranes and their granitic suites besides the granitoids of the Florianópolis Terrane. The western edge of the study area is covered by the sediments and volcanic rocks of the Paraná Basin. The shear zones and faults that separate these crustal blocks were developed during the Brasiliano / Pan-African orogenic cycle that led to the formation of the supercontinent Gondwana. These tectonic boundaries generally separate blocks of different rheology and crustal thickness. The applied methodology includes the combined analysis of field data and potential methods (magnetic and gravimetric) to create an integrated evolution model of the study area. The integration of geological and geophysical data allowed the identification of important structural lineaments and crustal boundaries.

The integration of geological and geophysical data allowed the identification of important structural lineaments and crustal boundaries. The presented geodynamic model suggests that the suture between the block composed of the Brusque, Paranaguá and Florianópolis Terranes and the block composed by the Luís Alves Terrane is the Itajaí Perimbó Shear Zone, and not the Major Gercino Shear Zone as previously suggested. Considering the Itajaí Perimbó Shear Zone as the suture zone, the metasediments of the Brusque Terrane were deposited on the basement of the Florianópolis Terrane, hereby declared as part of the Angola Craton, and are correlated to the metasediments of the Paranaguá Terrane as a passive margin that in approximately ca. 650 My became active margin, functioning as a forearc basin. The oblique collision between the blocks would have occurred with the development of a dextral transpression in the Itajaí Perimbó Shear Zone, separating the Luís Alves Terrane from the Brusque Terrane, a sinistral transcurrence represented by the Palmital Shear Zone separating the Luís Alves Terrane from the Paranaguá Terrane and a frontal thrust, represented by the Icapara and Serra Negra Shear Zones, separating the already amalgamated block from the Luís Alves and Curitiba Terranes of the Paranaguá Terrane.

2. DISCUSSION

Geological models have been the subject of discussions and, with the advancement of technologies and tools applied to geological knowledge, are becoming more complex and detailed. It is an interpretative view of the data obtained and is the subject of reinterpretations and changes.

The evolutionary tectonic history presented (Figure 1) had as main study object the Brusque and Paranaguá Terranes, so from the conclusions of this work, these two terranes, so far treated individually, will be treated as a unique terrain. The first stage of the precursor tectonics of the Brasiliano / Pan-African orogen, which gave rise to the pre-Cambrian portion of the state of Santa Catarina, with ages ranging from ca. 940 and 680 My, represents the opening of the Brusque sedimentary basin, the name adopted in this dissertation for the passive margin that originated the Brusque - Paranaguá Terrane. These ages were obtained by Basei et al. (2011), which state that the tectonic precursor processes of the rift began in 950 My (Tonian) and the rift phase, itself, would have started in 840 My (Cryogenian).

The age of 936 +/- 40 My is attributed to the crystallization of igneous zircons in ultramafic rocks of the Rio do Oliveira Formation (Basei et al., 2011). The age of 843 +/- 12 My refers to the sienogranite Parapente, that is related to the Rift phase (Basei et al, 2008). In the model proposed here, the sedimentation of the Brusque basin is related to the passive margin of the Angola craton, and not to the Luís Alves Terrane (Basei et al, 2010). This juxtaposition of the African block's sedimentary sequence is the result of the interpretation of the geophysical data and the reinterpretations of the available geological data. In the western part of the profile the basin that gave origin to the Capiro-Setuva and Turvo-Cajati metasedimentary sequences, are interpreted as typical assemblages of a shallow continental shelf (Faleiros et al, 2011). The provenance diagrams of the detrital zircons presented by Cury (2009) in the Turvo-Cajati Complex shows sedimentation with paleoproterozoic, mesoproterozoic and neoproterozoic sources, corroborating with the sedimentation timing proposed for this model. Neoproterozoic ages represent the maximum deposition ages of these rocks in all metasedimentary formations.

The stage II represents the beginning of magmatism with a signature of a magmatic arc on both sides of the Luís Alves Terrane. The granitogenesis of this orogenic system occurs in the upper tectonic plate in the convergent system. In the case of Curitiba and Luís Alves, both are marked by the Rio Piên Suite. Although the subject of many controversies, this suite is calcium-alkali granite complex with pre-collision terms in ca. 620 My (Harara, 2001). On the eastern side of the Luís Alves Terrane, the Faxinal granite, aged ca. 650 My (Basei et al., 2011) is considered the first sign of intrusive magmatism in the sediments of the Brusque Basin. At this stage, with the beginning of subduction, both sedimentary successions transition from passive margins to active margins, being characterized as forearc basins. According to the charts of provenance of detrital zircon these basins have contribution of neoproterozoic rocks, suggesting their proximity to the magmatic arcs.

The Stage III begins in ca. 600 My and represents the accretion of the Curitiba Terrane to the Luis Alves Terrane. The suture between these two terranes, according to Basei et al. (2010), is marked by the Piên Shear Zone and by the presence of rocks with a magmatic arc signature and dismembered ophiolites. It should be noted that Curitiba Terrane has been agglutinated to the Luís Alves Terrane before the final amalgamation of the Brusque-Paranaguá Terrane and the Angola Craton in ca. 610 Ma. This information is corroborated by magnetic data because, according to the collision kinematics proposed for the Brusque-Paranaguá Terrane, the Luis Alves and the Curitiba Terranes functioned as a single block, and part of the Luis Alves Terrane acted as a bulkhead for the proposed kinematic evolution. The collision between the Luís Alves Terrane and the Angola Craton is a result of an oblique collision of these blocks with vergence of the Angola Craton to N-NW and relative movement of the Luís Alves Terrane to N.

The first stage would be marked by the collision of metasediments of the Brusque-Paranaguá Terrane with the buttress generated by a protuberance of the Luis Alves Terrane. From this buttress, in the oblique collision system, the dextral transpressive system of the Itajaí-Perimbó Shear Zone is formed, which represents the suture between the Luís Alves Terrane and the Angola Craton. The Palmital shear zone, with a sinistral transcurrent movement, operated as a lateral ramp, while the Icapara and Serra Negra shear zones, which are the last to develop in the convergent system, are represented by frontal thrusts composing the final amalgamation system of these blocks with a frontal collision.

In the last stage of evolution of the pre-Cambrian terranes, the system of nappes regarding the collision of the Angola Craton with the Curitiba and Luís Alves Terranes is implanted, and the folds with vergence for NNW of the Brusque-Paranaguá Terrane are observed. On the African side, the orogenic system with double vergence is developed (Figure 1), based on data from Goscombe & Gray (2007).

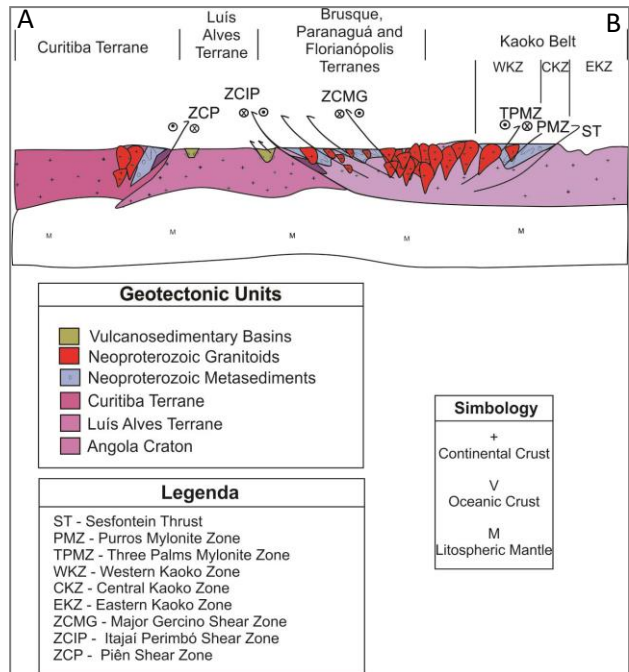
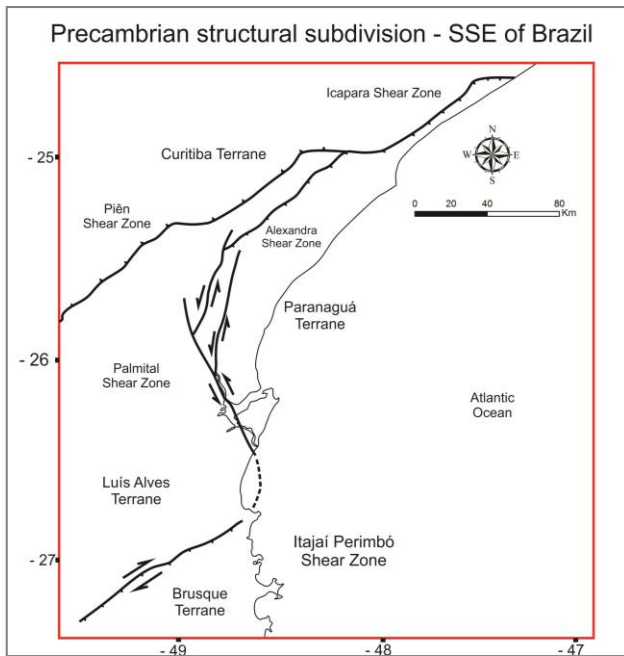
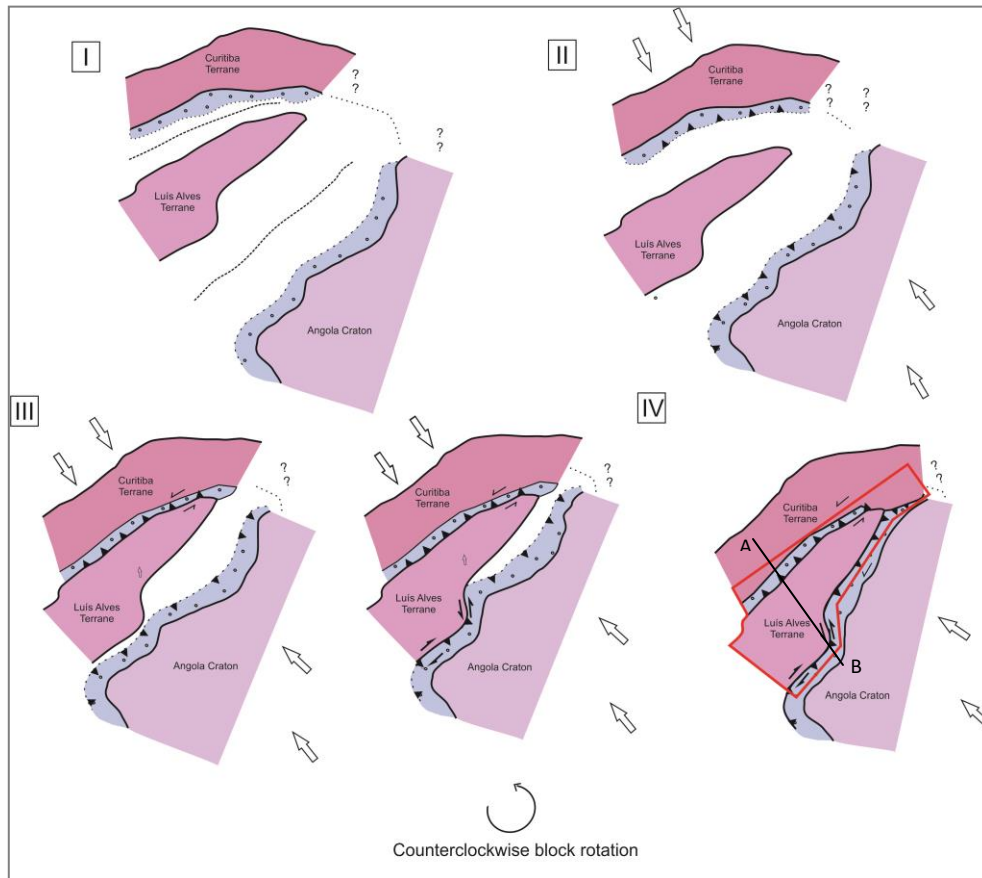


Figure 1: Geodynamic evolution structural model of the study area.

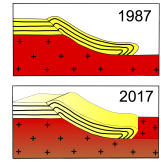
3. CONCLUSIONS

From the integration of the data, it is highlighted the similarities between the Brusque and Paranaguá Terranes, and, therefore, it is assumed that they have evolved together in the same collision system. This system would be the result of a complex collision mainly controlled by the geometry of the archaean / paleoproterozoic blocks. In an overview of the movement of the three blocks (Curitiba Terrane, Luís Alves and Angola Craton), it should be noted that they are configured in an anti-clockwise rotation system. The Curitiba Terrane would have a movement for SSE and the Angola Craton for NNW, while the Luís Alves Terrane, a relative movement for N.

The aforementioned model is corroborated by magnetic and gravimetric data in the study area. In the magnetic map the Itajaí-Perimbó Shear Zone is represented by a line of high magnetic susceptibility, probably related to the rocks of the Paleoproterozoic basement. In the gravimetric profiles and maps it is possible to observe that this structure is marked by a negative gravimetric anomaly and a crustal thickening in front of the adjacent terranes, characterized as a suture zone between two tectonic blocks with a history of distinct geodynamic evolution.

REFERENCES

- Basei, M. A. S., et al. 2010 “Contribution of SHRIMP U-Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts.” *Precambrian Research*: 112-144.
- Basei, M. A. S., et al. 2011 “Tectonic Evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil.” *Journal of South American Earth Sciences*: 324-350.
- Basei, M. A. S., H. E. Frimmel, A. P. Nutman, e F. Preciozzi. 2008 “Weste Gondwana amalgamation based on detrital iron ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comarison with coeval sequences from SW Africa.” In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, por R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves e M. J. de Wit, 239-256. London: The Geological Society of London.
- Cury, L. F. 2009 *Geologia do Terreno Paranaguá*. São Paulo: Tese de Doutorado.
- Faleiros, F. M., G. A. da C. Campanha, L. Martins, S. R. F. Vlach, e P. M. Vasconcelos. 2011 “Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly.” *Precambrian Research*: 263-291,.
- Goscombe, B. D., e D. R. Gray. 2007 “The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Out-board arc-terrane and tectonic significance.” *Precambrian Research*: 139-158.
- Harara, O. M. M., M. A. S. Basei, O. Siga Jr., e M. C. Campos Neto. 2004 “Neoproterozoic Supra Subduction Zone (SSZ) ophiolitic rocks from Piên (PR), southern Brazil.” *40 anos de Geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos*: 57



CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA DA JUNÇÃO ENTRE AS SERRAS DO CURRAL E MOEDA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO: ZONA DE CHARNEIRA DA NAPPE CURRAL

Thiago José Augusto Madeira¹, Maria Silvia Carvalho Barbosa¹, Issamu Endo¹, Luand Roberto Aparecido Piassa¹

¹ Departamento de Geologia da Escola de Minas – Universidade Federal de Ouro Preto

RESUMO

Este estudo oferece uma compreensão do modelo geotectônico para a região noroeste do Quadrilátero Ferrífero, na junção entre a serra do Curral e a serra da Moeda, a partir de compilação bibliográfica das principais propostas de evolução geológica da área e sua integração com dados geofísicos de alta profundidade. Esta região apresenta alta complexidade estrutural e cobertura de solo e canga que dificulta a análise pormenorizada das principais estruturas geológicas, o objetivo precípua desta revisão foi apresentar integração de dados geológicos de superfície com dados de anomalias gravimétricas de alta profundidade para elucidar os modelos tectônicos propostos. Os atuais modelos, com propostas divergentes, limitam-se a estudos de campo ora com foco em geologia estrutural ora com foco em descrição litoestratigráfica, sem auxílio de técnicas sofisticadas que trazem luz aos mistérios da região. O objetivo do trabalho é incrementar estas informações com técnicas geofísicas altamente estabelecidas para dados potenciais (gravimetria e magnetometria), apresentando dados de profundidades estimadas para as fontes causadoras de anomalias. Foi aplicada a deconvolução de Euler em dados gravimétricos da missão espacial TOPEX/Poseidon e integrado aos dados geológicos disponíveis, o resultado foi um perfil gravimétrico de direção Oeste-Leste, cobrindo cerca de 85 km do norte do Quadrilátero Ferrífero, que mostrou anomalias com profundidades que alcançam até 25.000 m. O modelo idealizado por este trabalho corrobora com aqueles que sugerem o desenvolvimento de uma nappe para a região, com colocação de domos de embasamento no núcleo da mega dobra com o redobramento do seu flanco normal. Trabalhos geoquímicos e geocronológicos se fazem necessários para subsidiar a proposta oferecida.

Palavras-chave: Geofísica Aplicada, Deconvolução de Euler, Quadrilátero Ferrífero

INTRODUÇÃO

A região noroeste do Quadrilátero Ferrífero (QFe), junção entre as serras do Curral e Moeda (Figura 1), apresenta alta complexidade estrutural e cobertura de solo e canga que ofusca seu entendimento evolutivo. Dorr (1969) interpreta um sinclinal principal (serra da Moeda) de orientação N-S batendo contra uma estrutura homoclinal principal (serra do Curral) com direção aproximadamente N60E e cerca de 100 km (Figura 2.A). A junção é localizada no meio da estrutura N60E. Pires (1979) e Pires & Miano (2015) propõem que a anticlinal serra do Curral é um bom exemplo de anticlinal recumbente (Figura 2.B), apresentando vergência NW enquanto o Gnaiss Bonfim e o greenstone belt Rio das Velhas estrangulado ocupa o núcleo da estrutura. A predominância de dobras tipo-S ao longo do contato entre os itabiritos Cauê e o xisto verde Gandarela sugere que estas unidades são o flanco superior da estrutura. Alkmim & Marshak (1998) concentraram-se na definição de uma série de domos (e.g. Bonfim e Belo Horizonte) bordejado por quilhas contendo os Supergrupos Minas e Rio das Velhas. As quilhas incluem extensos sinclinais de primeira ordem (e.g. Moeda) e extenso homoclinal (a serra do Curral) (Figura 2.B). O sinclinal Moeda forma a quilha entre os domos Bonfim e Bação, com a ocorrência de zonas de cisalhamento entre as rochas supracrustais e os domos do embasamento. Endo *et al.* (2005) postula um modelo tectono-estratigráfico com o desenvolvimento de uma dobra recumbente alóctone com vergência para N, denominada nappe Curral (Figura 2.C). A bacia de *foreland* Sabará cavalga o complexo Belo Horizonte sobre a falha de Mário Campos. Em toda serra do Curral domina a relação entre xistosidade e acamamento, bem como dobras mesoscópicas assimétricas, de flanco inverso [Z], enquanto no sinclinal Moeda o quadro estrutural é relatado como flanco normal [S] com transição na junção entre ambas as estruturas. A zona de charneira compreende esta junção completamente estrangulada pelo Gnaiss Souza Noschese envolvido no núcleo da nappe. O propósito do trabalho é a integração de dados bibliográficos geológicos, da junção entre as serras do Curral e Moeda, com dados geofísicos processados (mapas gravimétricos e deconvolução de Euler), com o

objetivo de elucidar a proposta mais condizente por meio das respostas das estruturas dominantes em profundidade.

DADOS E METODOLOGIA

Devido à complexidade estrutural da junção entre as serras do Curral e da Moeda, região noroeste do Quadrilátero Ferrífero (QFe), e da necessidade de uma compreensão das estruturas dominantes em profundidade, uma vez que o mistério é encoberto por solo e canga, resultados de deconvoluções geofísicas contribuem de maneira relevante para o entendimento das estruturas dominantes da área.

Dados Geológicos

Os dados vetoriais de geológicos, escala 1:50.000, são do convênio entre o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) e o Departamento de Pesquisa Mineral (DNPM) (1952-1969), integrados com o mapeamento geológico do DNPM em parceria com o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) (1992-1996). Resultando no projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – Integração e Correção Cartográfica em SIG (Baltazar *et al.*, 2005).

Dados Gravimétricos e Topográficos

Os dados topográficos e *free-air* derivam da missão espacial TOPEX/Poseidon (<https://podaac.jpl.nasa.gov/TOPEX-POSEIDON>), do Centro Nacional de Estudos Espaciais – CNES e da Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço – NASA, com mais de 62.000 órbitas em volta da Terra e precisão de 4,2 cm, a altitude de referência de 1.336 km com faixa de controle da trilha terrestre de + 1km, os arquivos foram baixados em formato ASCII XYZ (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi).

Deconvolução de Euler

A deconvolução de Euler é um método já estabelecido para interpretação de dados gravimétricos e magnetométricos para localizar e estimar a profundidade de fontes causadoras de anomalias. Para estimar a profundidade dos dados gravimétricos, o perfil de *grid* de aproximadamente 87 km foi processado matematicamente, a partir do Geosoft Oasis Montaj 7.0.1 e usado como entrada no *software* livre Euldep 1.0 (Durrheim & Cooper 1998). Quatro parâmetros foram considerados como entrada no Euldep 1.00 que seguem: altura do levantamento, limite de profundidade da estimativa, índice estrutural e tamanho da janela.

Vários perfis de deconvolução, com extensões de 85 km, foram construídos perpendiculares as principais estruturas com o intuito de determinar o melhor resultado que conectavam as estruturas descritas na literatura com as anomalias em profundidade. O resultado da deconvolução (Figura 3.A) foi importado para o ambiente SIG 3D e integrado com a geologia para ser interpretado. A anomalia mais profunda apresentou profundidades que variam entre 19.000 e 23.000 m, as demais anomalias se concentraram em profundidades entre 3.000 e 6.000 m. As respostas cobriram pouco mais de 63.000 m de sua extensão horizontal total.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O perfil de deconvolução de Euler integrado a geologia possibilitou a interpretação apresentada na figura 3.B, e foi limitada a porção de cobertura das anomalias gravimétricas resultantes. Na porção Oeste, a principal estrutura foi interpretada como o descolamento em que se deu o transporte da nappe Curral (Endo *et al.*, 2005), com o *front* da nappe materializado pela falha de empurrão Curral que emerge na interface entre o Grupo Sabará e o Supergrupo Minas – Norte da serra do Curral. Um arranjo típico de falhas de empurrão delimita o sinclinal de antepaís denominado *out-of-syncline thrust*. A conexão destas estruturas com o descolamento basal é estimada na profundidade de 18.000 m, onde apresenta uma tendência a horizontalidade (Figura 3). A falha sintética é representada pela falha de empurrão Mário Campos e o movimento de massas antitética, descrito sem registro em superfície por Endo *et al.* (2005), é representada pela falha Curral. O efeito da movimentação de massas antitéticas se manifesta através de meso a mega dobra do tipo *kink* com vergência para S-SW.

As estruturas registradas na região central do perfil foram associadas com contatos geológicos que podem ou não apresentar cisalhamento entre as diversas unidades dos Supergrupo Minas (SGM) e Rio das Velhas (SGRV). A pouco mais de 30.000 m na horizontal do perfil, há anomalias que emergem no contato entre o SGM e o SGRV, estas foram interpretadas com uma alternância de sinclinais (SGM) e um anticlinal (SGRV), como pode ser observado nos modelos de Alkmim & Marshak (1998) (Figura 2.B) e de Endo *et al.* (2005, figura 2.D) que denomina a estrutura como anticlinal Catarina. A cerca de 50.000 m na horizontal do perfil, observa-se

uma concentração de anomalias exatamente na interseção do perfil de deconvolução com a zona de cisalhamento São Vicente. Esta estrutura, interpretada por dados gravimétricos, magnetométricos e estruturais de campo por Madeira (2016) e Madeira *et al.* (2017), foi postulada como o descolamento basal da nappe Ouro Preto (Almeida *et al.*, 2002).

A região Oeste do perfil de deconvolução de Euler, no intervalo entre 55.000 e 66.000 m na horizontal, notam-se as estruturas com cerca de 12.000 m de profundidade. Estas estruturas foram interpretadas como a charneira da sinclinal Gandarela (Figura 3.B), também apresentada em perfil geológico por Dorr (1969) e com dados de deconvolução de Euler por Oliveira *et al.* (2005), com o flanco SE de mergulho mais acentuado que o flanco NW. A limitação abrupta de anomalias gravimétricas em profundidade ocorre na região entre a zona de cisalhamento Santa Bárbara (Angeli 2015, Madeira *et al.* 2015), cerca de 67.000 m do perfil na horizontal (Figura 3.A), e a zona de cisalhamento Água Quente (Rossi & Endo 2015, Madeira *et al.* 2017), limite do perfil. A causa na interrupção das anomalias nessa região precisa ser investigada.

Um modelo estrutural sintético, a partir de dados estruturais dos principais modelos propostos para a região, é ilustrado com suas principais fases de evolução na figura 4. O primeiro evento mostra os estágios iniciais de evolução de uma mega dobra, com vergência para N (Figura 4.A). No segundo estágio (Figura 4.B) ocorreu o desenvolvimento de uma bacia do tipo *foreland* e a nucleação do embasamento, em que o flanco normal (sinclinal Moeda) é dobrado pela colocação dos complexos gnáissicos gerando os sinclinais e antiformes mapeados por diversos autores para a região (*e.g.* sinclinais das Gaivota e da Mutuca, anticlinais Catarina e dos Fechos). A fase final do desenvolvimento da estrutura, na região da junção entre as serras do Curral e Moeda, e erosão das rochas é apresentada na figura 4.C. A confecção deste modelo, além de se basear na literatura disponível, teve como base estudos que integram dados estruturais de diversos orógenos archenos e paleoproterozóicos do mundo. Como o proposto por Sullivan (2013), em que extensivos domínios de tectonitos L e L>S, comumente descritos para estes orógenos, ocorreram em altos gradientes geotérmicos favorecendo tanto a orogenia paralela a alongação máxima quanto o diapirismo e a formação de domos gnáissicos.

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A análise da integração dos dados geológicos (bibliográficos) com os dados geofísicos (bibliográficos e processados) sugere que os modelos mais adequados para a evolução tectônica desta área se enquadra naqueles com o desenvolvimento de uma nappe. As principais evidências, além do notável paralelismo das lineações e eixos de dobras apresentadas na literatura, foram as anomalias gravimétricas de alta profundidade que mostram intrínseca afinidade e emergem nos traços das estruturas registradas em superfície.

Para testar e melhorar o modelo proposto, sugerem-se trabalhos geoquímicos e geocronológicos para o reconhecimento de idade das rochas e das deformações envolvidas. Ainda, um processamento mais detalhado de dados geofísicos da região Leste do perfil de deconvolução apresentado, a fim de checar a natureza das estruturas em profundidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM F.F. & MARSHAK S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collisional and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29-58.
- ALMEIDA L.G., ENDO I., FONSECA M.A. 2002. Sistema de nappes na porção meridional do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais, p. 615.
- ANGELI G. 2015. Arcabouço estrutural e contribuição à estratigrafia do Grupo Maquiné, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto
- BALTAZAR O.F., BAARS F.J., LOBATO L.M., REIS L.B., ACHTSCHIN A.B., BERNI G.V., SILVEIRA V.D. 2005. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, escala 1:50.000, com Nota Explicativa. In: LOBATO LM *et al.* (Eds). Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa. Belo Horizonte, CODEMIG.
- DORR II J.V. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. United States Geological Survey Professional Paper 614-A. 110 pp.
- DURRHEIM R.J., COOPER G.R.J. 1998. EULDEP: a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Elsevier – Computer & Geosciences*, 24(6):545-550.

ENDO I., OLIVEIRA A.H., PERES G.G., GUIMARÃES M.L.V., LAGOEIRO L.E., MACHADO R., ZAVAGLIA G., ROSAS C.F., MELO R.J. 2005. Nappe Curral: Uma megaestrutura alóctone do Quadrilátero Ferrífero e controle da mineralização. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / IV International Symposium on Tectonics, Curitiba. Boletim de resumos expandidos. p.279-282.

MADEIRA, T.J.A. 2016. Análise geofísica e estrutural da zona de cisalhamento São Vicente, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto.

MADEIRA T.J.A., BARBOSA M.S.C., ENDO I., ANGELI G. 2015. Geofísica profunda (<10.000m) da megaestrutura mineralizada em ouro no greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil. In: XV Simp. Int. Estudos Tect. & IX International Symp. Tectonics. Vitória-ES. Anais. CD-ROM.

MADEIRA T.J.A., ENDO I., BARBOSA M.S.C., BORGES A.J. Geophysical and structural analysis of the gold metallogenesis and structural evolution in the eastern portion of the Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. In: 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, 31 July to 3 August, 2017 (no prelo).

OLIVEIRA N.V., ENDO I., OLIVEIRA L.G.S. 2005. Geometria do Sinclinal Gandarela baseada na deconvolução Euler 2D e 3D – Quadrilátero Ferrífero, MG. Ver. Bras. Geof. 23(3):221-232

PIRES F.R.M. 1979. Tectonic Regimes of the Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Simp. Geol. Do craton São Francisco e suas faixas marginais. Anais...

PIRES F.R.M. & MIANO S.C. 2015. Curral anticline – a puzzling recumbent structure at the northern portion of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: Estudos Tect. & IX International Symp. Tectonics. Vitória-ES. Anais. CD-ROM.

ROSSI D.Q. & ENDO I. 2015. A structural model of the Fábrica Nova region, Santa Rita syncline, Quadrilátero Ferrífero: flanking folds as a folding mechanism. R. Esc. Minas, Ouro Preto, 68(2), 153-162.

SULLIVAN W. A. 2013. L tectonites. Journal of structural geology. 50(2013):161-175.

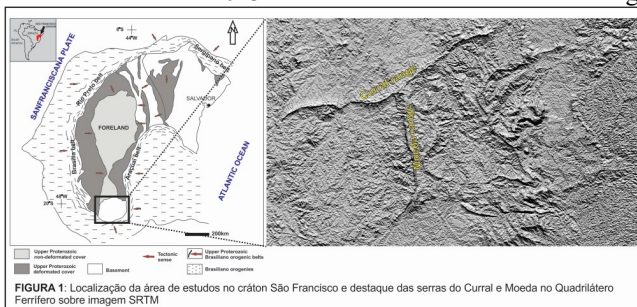


FIGURA 1: Localização da área de estudos no cráton São Francisco e destaque das serras do Curral e Moeda no Quadrilátero Ferrífero sobre imagem SRTM

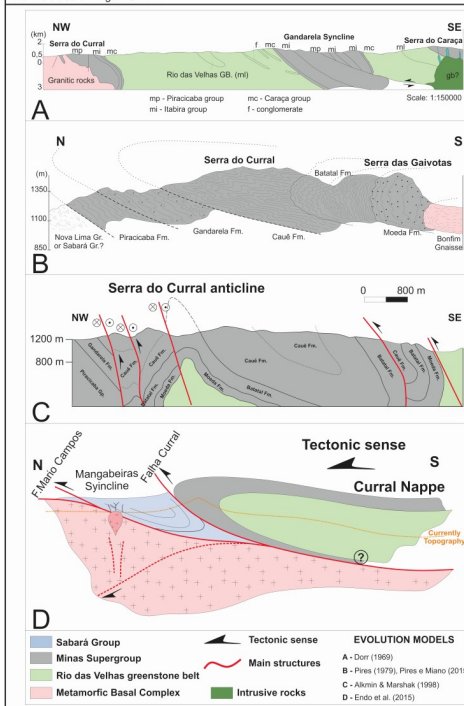


Figura 2: Principais modelos evolutivos para a região da junção entre a serra do Curral e serra da Moeda. A - modificado de Dorr (1996); B - modificado de Pires (1979) e Pires e Miano (2015); C - modificado de Alkmin e Marshak (1998); D - modificado de Endo et al. (2005).

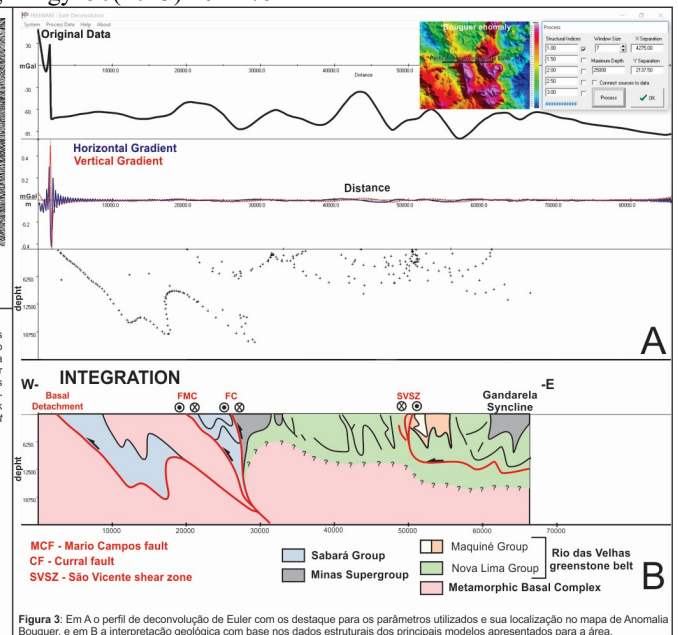


Figura 3: Em A o perfil de deconvolução de Euler com o destaque para os parâmetros utilizados e sua localização no mapa de Anomalia Bouguer, e em B a interpretação geológica com base nos dados estruturais dos principais modelos apresentados para a área.

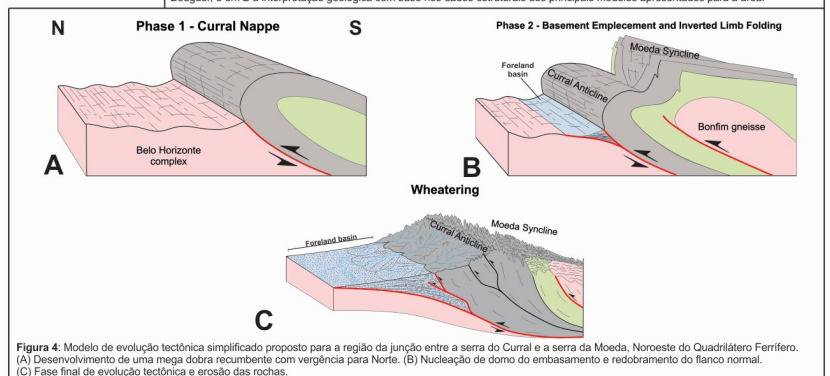
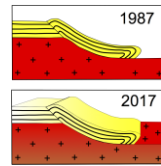


Figura 4: Modelo de evolução tectônica simplificado proposto para a região da junção entre a serra do Curral e a serra da Moeda, Noroeste do Quadrilátero Ferrífero. (A) Desenvolvimento de uma mega dobra recumbente com vergência para Norte. (B) Nucleação de domo do embasamento e redobramento do flanco normal. (C) Fase final de evolução tectônica e erosão das rochas.



A PROVÍNCIA ANOROGÊNICA PRECURSORA AO ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO: NOVOS DADOS E INTEGRAÇÕES BRASIL-ÁFRICA

Anderson M. Victoria¹, Simone C. P. Cruz¹, Antônio C. Pedrosa Soares², Ramon N. Borges³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, andersongeo@yahoo.com.br

² Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

³ Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências

1. INTRODUÇÃO

Ao longo do Neoproterozoico, o paleocontinente São Francisco-Congo experimentou, no mínimo, três eventos de abertura intracontinental na região onde atualmente estão inseridos o Orógeno Araçuaí (sudeste do Brasil), o Orógeno Oeste Congo (sudoeste da África) e regiões cratônicas adjacentes. Dentre esses, o rifte do Toniano inferior (ca. 957-867 Ma) é documentado como um dos mais expressivos, com geração de um vasto volume de rochas magmáticas anorogênicas (Pedrosa-Soares e Alkmim., 2011).

Um dos principais produtos desse rifte localiza-se no oeste da África, na região que compreende o Bas-Congo e o norte da Angola e compreende os grupos Zadiniano e Mayumbiano (Tack et al., 2001). O primeiro contém, dentre outras rochas, uma sequência de aproximadamente 1.600 a 2.400 m de rochas metavulcânicas básicas (metabasaltos Gangila) com assinatura toleítica compatível com os derrames continentais. O grupo Mayumbiano está sobreposto a essas rochas máficas e é composto, principalmente, por uma camada tabular de riolitos com espessura de 3.000 a 4.000 m. Na base dessa sequência, Tack et al. (2001) encontraram a idade de 920 ± 8 Ma e no topo 912 ± 7 Ma (U-Pb, SHRIMP, zircão). Nessa região, os autores ainda descrevem algumas intrusões de granitoides anorogênicos, à exemplo dos corpos Matadi e Bata Kimenga, com 924 ± 25 Ma e 917 ± 14 Ma respectivamente (U-Pb, SHRIMP, zircão). Além da província congoleza, na costa oeste do Gabão, na região de Mayumba, ocorrem intrusões gabroicas (904 ± 6 Ma, U-Pb, zircão) e graníticas (867 ± 4 Ma, U-Pb, zircão) que são correlacionadas com as rochas vulcânicas do Congo e interpretadas como o correspondente bimodal plutônico do rifte toniano (Thiéblemont et al., 2009).

Na porção brasileira do rifte do Toniano inferior, a Suíte Salto da Divisa (Silva et al., 2008) localiza-se na região sul-sudeste do estado da Bahia, divisa com Minas Gerais, e é entendida como um conjunto de granitoides anorogênicos (*Sensu* Loiselle e Wones, 1979) intrusivos no embasamento riaciano representado pelo Complexo Itapetinga (Dalton de Souza et al., 2003). Por estar em uma região limite cartográfico, para contemplar a suíte como um todo é preciso compilar os mapas regionais de Dalton de Souza et al. (2003), Moraes Filho et al. (2007) e Pinto e Silva (2014; figura 1). De acordo com Moraes Filho e Lima (2007), no Complexo Itapetinga ocorrem ortognaisses sienograníticos e tonalíticos com intercalações de anfíbolitos e biotititos. Um metatonalito gnáissico desse complexo apresenta idade de cristalização em 2.124 ± 10 Ma (U-Pb, SHRIMP, zircão, Silva et al. (2002). Por sua vez, a Suíte Salto da Divisa (ca. 914-875 Ma; Silva et al., 2002, 2008; Menezes et al., 2012) corresponde a um conjunto de granitoides evoluídos enriquecidos em álcalis, com minerais máficos (biotita e anfíbólio) ferruginosos e, por vezes, portadores de fluorita. Devido à similaridade de idade e o caráter anorogênico verificado pelas análises litoquímicas de Teixeira (2006), Silva et al. (2008) e Menezes et al. (2012) e Victoria (2017), essa suíte vem sendo correlacionada com a província plutono-vulcânica africana. Recentemente, Victoria (2017) também mostrou a existência de rochas vulcânicas félsicas correlacionáveis com os riolitos da sequência Mayumbiana. Os granitoides anorogênicos da Suíte Salto da Divisa e as vulcânicas recém descobertas correspondem as únicas manifestações de magmatismo félsico do rifte toniano até então catalogados no Orógeno Araçuaí e região cratônica adjacente.

Este trabalho vem apresentar uma síntese dos resultados obtidos por Victoria (2017) a respeito não só das primeiras rochas vulcânicas encontradas na região, mas também da subdivisão do conteúdo plutônico em unidades e litofácies magmáticas. Devido ao aumento da extensão em área e a constatação da complexidade magmática, é proposta a evolução da Suíte Salto da Divisa para a Província Anorogênica Toniana do Sul da Bahia.

2. A PROVÍNCIA ANOROGÊNICA DO SUL DO ESTADO DA BAHIA: NOVOS DADOS E DISCUSSÕES

Nessa província são encontrados componentes vulcânicos e plutônicos. Apesar de estarem deformadas e metamorfozadas, a procedência vulcânica de uma das unidades cartografadas pode ser verificada pela presença de fenocristais euédricos e subédricos de K-feldspato, com bordas e golfos de corrosão, dispersos na matriz quartzo-feldspática de granulação fina a muito fina. Predominam metatraquitos e metariolitos enriquecidos em álcalis, com soma de Na₂O e K₂O entre 7 e 11%. Também possuem altos valores de FeO_t/MgO, Nb, Y, Zr, ETR (exceto Eu) e deficiência em Sr, P e Ti. Datou-se um desses metariolitos (U-Pb, LA-ICPMS, zircão) e obteve-se a idade de cristalização magmática em 913 ± 4 Ma. O magmatismo plutônico foi dividido em duas unidades: i) bimodal e ii) núcleos de granitoides.

Os componentes félsicos da unidade bimodal estão representados por meta-álcali feldspato granitos e metasiengranitos de granulação fina a média ou de granulação grossa a porfírica. Os litotipos máficos compreendem metagabros, metadioritos e anfibolitos. Nos domínios mais preservados da unidade bimodal verificam-se e feições que sugerem interação entre os dois extremos magmáticos e, por vezes essa interação é acompanhada de mistura do tipo *mixing*, com formação de granitoides mesocráticos, de granulação fina a média e composição intermediária entre os dois extremos magmáticos. Essa zona de interação também é marcada pela presença de biotita que aparece substituindo hornblenda e indica a entrada de potássio proveniente do magma félsico no magma máfico. Essa situação pode ser verificada em diferentes intensidades sendo, por vezes, encontradas rochas extremamente enriquecidas em biotita. Em alguns locais a concentração desse mineral supera 75% e formam-se biotititos. Em geral, as rochas encontram-se deformadas e gnaissificadas. Os domínios de maior deformação da unidade bimodal são predominantes e, neles, se observa um bandamento gnáissico em que esses dois extremos magmáticos formam níveis alternados, descontínuos e com uma xistosidade a ele paralelizado. Essa xistosidade pode aparecer de baixo a médio ângulo de mergulho ou então, quando afetada pela zona de cisalhamento transpressiva de Itapebi-Potiraguá (Cruz et al., 2012), com um bandamento subverticalizado. Em ambas as situações podem ocorrer milonitos, *boudins*, dobras isoclinais e zonas de transposição.

Os núcleos de granitoides correspondem a dez corpos com geometrias circulares ou elípticas, que formam a Suíte Salto da Divisa de Silva et al. (2008) e que estão mapeados como os granitoides anorogênicos tonianos em Moraes Filho e Lima (2007). Os afloramentos que compõe essa unidade ocorrem em extensos lajedos e podem ser subdivididos nas litofácies dos granitoides sem ou com amazonita. Os primeiros são metasiengranitos e meta-álcali feldspato granitos rosados, de granulação fina a média ou de granulação grossa, a porfírica, podendo conter fluorita. A assinatura química dessas rochas assemelha-se com a dos granitoides africanos (Tack et al., 2001). As rochas com amazonita ocorrem em menor quantidade, preferencialmente nas bordas dos corpos sem amazonita, e são meta-álcali feldspato granitos e meta-quartzo álcali feldspato granitos esbranquiçados, com tons esverdeados característicos devido a presença desse mineral disseminado na rocha ou também na forma de veios. Além disso, são rochas portadoras de albita, fluorita e muscovita. Com base nesses resultados químicos e na presença de muscovita e fluorita recorrentes, a litofácies com amazonita foi interpretada como um *endogreisen*, em zona apical, subvulcânica, dos corpos anorogênicos. Nesse caso, o protólito dessas rochas seria os próprios granitoides sem amazonita.

A unidade bimodal está representada como parte do embasamento riaciano (Complexo Itapetinga) no mapa de Moraes Filho e Lima (2007). A incorporação dessas rochas à Suíte Intrusiva Salto da Divisa fez com que houvesse um aumento da sua área de ocorrência de ca. 800 km² (Dalton de Souza et al., 2003; Moraes Filho e Lima, 2007 e Pinto e Silva, 2014; figura 1) para ca. 2000 km² (Victoria, 2017). Entretanto, alguns aspectos, de campo, petrográficos e químicos demonstram uma semelhança entre as litofácies félsicas da unidade bimodal com as rochas da Suíte Salto da Divisa estudadas por Silva et al. (2008) e Menezes et al. (2012): (i) ausência de litofácies tonalíticas; (ii) semelhança composicional e química (Victoria, 2017) com os granitoides anorogênicos tonianos; (iii) ausência de relações de contato intrusivo entre os granitoides tonianos e os ortognaisses que o rodeiam.

A semelhança de idade das rochas metavulcânicas (Victoria, 2017) e dos granitoides anorogênicos (Silva et al., 2002; Menezes et al., 2012) da Província Anorogênica Toniana do Sul da Bahia, com os correspondentes plutônicos e vulcânicos da África (Tack et al., 2001; Thiéblemont et al., 2009), assim como a semelhança

química entre essas rochas (Victoria, 2017), permitem correlacioná-los como parte de um mesmo magmatismo. Esse fato sugere a existência de um magmatismo mais expressivo e responsável pela geração de um grande volume de rochas não só na costa oeste da África, mas também no lado brasileiro do rifte. No entanto, este rifte parece ter sido abortado por volta de 875 Ma, uma vez que não existem registros de crosta oceânica.

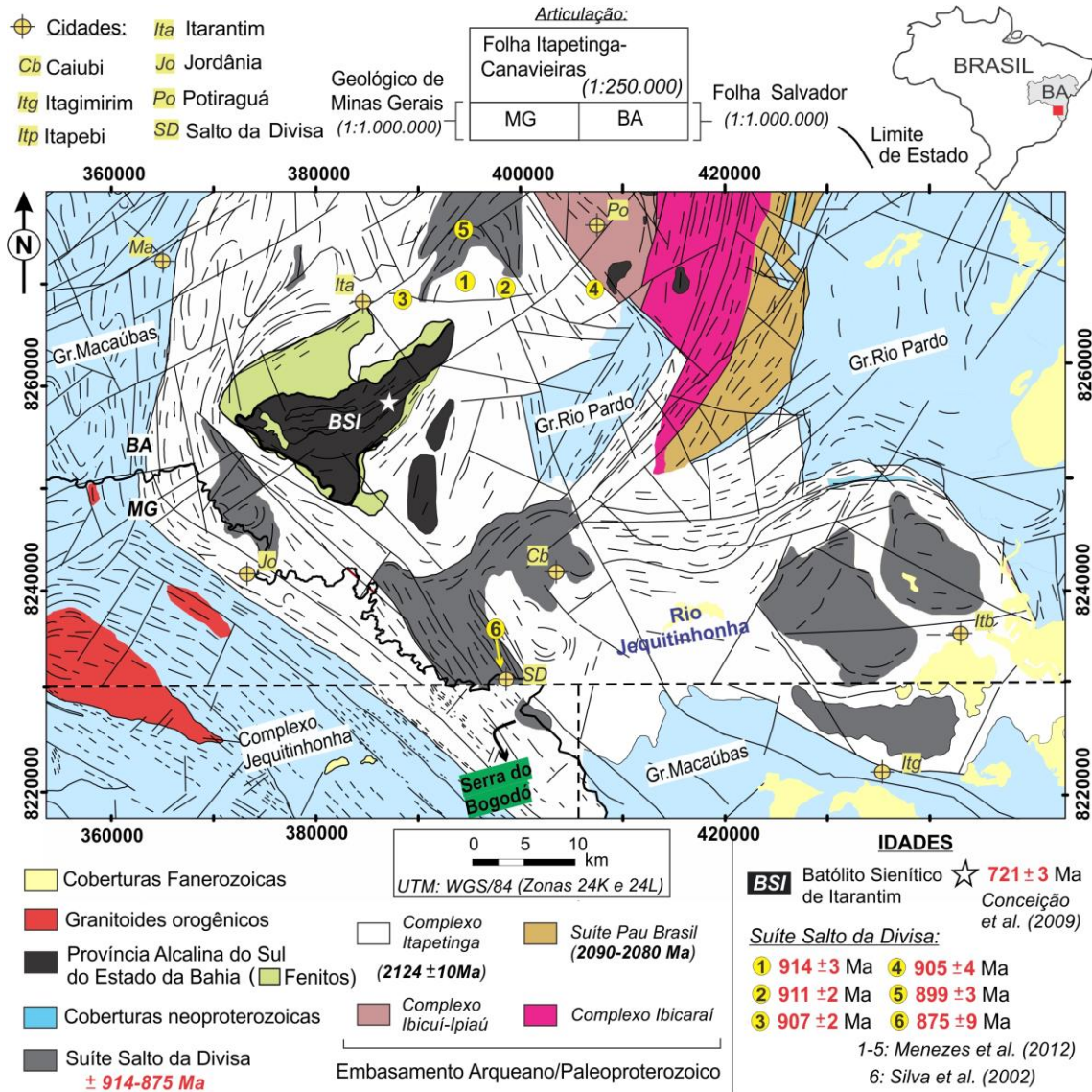


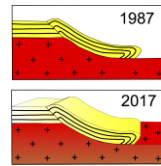
Figura 1. Mapa geológico da Suíte Salto da Divisa, resultante da compilação das Folhas Salvador (Dalton de Souza et al., 2003), Itapetinga-Canaveiras (Moraes Filho e Lima, 2007) e do mapa geológico do Estado de Minas Gerais (Pinto e Silva, 2014). Em destaque a localização das amostras de granitoides datados por Silva et al. (2002) e Menezes et al. (2012) para a suíte.

Apoio: NGB-UFBA (Núcleo de Geologia Básica-Universidade Federal da Bahia), Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, UFBA, CAPES – Programa Demanda Social; CPMTC-UFMG (Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa-Universidade Federal de Minas Gerais)

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Conselho Nacional Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de produtividade concedida a Simone Cerqueira Pereira Cruz e Antônio Carlos Pedrosa Soares.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CRUZ, S., ALKMIM, F., SILVA, A.J.P., TEIXEIRA, L., PEDROSA-SOARES, A.C., CORREA GOMES, L.C., SOUZA, J.S., LEAL, A.B.M., 2012. Orógeno Araçuaí. In: Barbosa, J.S.F. Geologia da Bahia-Pesquisa a Atualização, 2, Salvador, CBPM, 131-177.
- DALTON DE SOUZA, J., KOSIN, M., MELO, R.C., SANTOS, R.A., TEIXEIRA, L.R., SAMPAIO, A.R., GUIMARÃES, J.T., VIEIRA BENTO, R., BORGES, V.P., MARTINS, A.A.M., ARCANJO, J.B., LOUREIRO, H.S.C., ANGELIM, L.A.A., 2003. Mapa Geológico do estado da Bahia-Escala 1:1.000.000. Salvador, CPRM. Versão 1.1. Programas de Carta Geológica do Brasil ao Milhonésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação a Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM.
- EBY, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- LOISELLE, M.C., WONES, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. In: Abstracts of papers to be presented at the annual meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, California, November 5–8, 11, 468.
- MENEZES, R.C.L., CONCEIÇÃO, H., ROSA, M.L.S., MACAMBIRA, M.J.B., GALARZA, M.A., RIOS, D.C., 2012. Geoquímica e geocronologia de granitos anorogênicos tonianos (ca. 914-899 Ma) da Faixa Araçuaí no sul do estado da Bahia. *Geonomos*, 20(1), 1-13.
- MORAES FILHO, J.C.R., LIMA, E.S., 2007. Região de Itapetinga, sul da Bahia (borda SE do Cráton do São Francisco): geologia e recursos minerais. Série arquivos abertos, 27. Salvador, CPRM e CBPM, Brasil, 58 p.
- PEDROSA-SOARES, A.C., ALKMIM, F.F., 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, 19(2), 244-251.
- PINTO, C.P., SILVA, M.A., 2014. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000, Belo Horizonte, Programa Geologia do Brasil, Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, CODEMIG, CPRM, Governo Federal., Governo de Minas, Secretaria de Geologia Mineração e Transformação Mineral.
- SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., NOCE, C.M., CARNEIRO, M.A., PIMENTEL, M.M., PEDROSA-SOARES, A.C., LEITE, C.A., VIEIRA, V.S., SILVA, M.A., PAES, V.J.C., CARDOSO FILHO, J.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U–Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 513–528.
- SILVA, L.C., PEDROSA-SOARES, A.C., TEIXEIRA, L.R., 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, 13, 527–537.
- TACK, L., WINGATE, M.T.D., LIÉGEOIS, J.P., FERNANDEZ-ALONSO, M., DEBLOND, A., 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, 110, 277–306.
- TEIXEIRA, L.R., 2006. Notas sobre a geoquímica de algumas unidades litológicas, Folha Itapetinga 1:250.000. Convênio Serviço Geológico do Brasil, CPRM, CBPM, Salvador, 12 p.
- THIÉBLEMONT, D., CASTAING, C., BILLA, M., BOUTON, A., PRÉAT, A., 2009. Notice explicative de la carte géologique et des ressources minérales de la République gabonaise à 1/1000000. Programme Sysmin 8 ACP GA 017, Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures. Direction Générale des Mines et de la Géologie, 384 p.
- VICTORIA, A.M. (Dissertação de Mestrado), 2017. A Província Anorogênica Toniana Precursora ao Orógeno Araçuaí-Oeste Congo: Novos Dados e Integrações Brasil-África. UFBA, Salvador, Brasil, 135 p.



CRYOGENIAN RIFT ARCHITECTURE AND RELATED GLACIOMARINE DEPOSITS ON TURMALINA REGION, ARAÇUAÍ OROGEN, BRAZIL

Marco Paulo de Castro^{1a*}, Maria Eugênia Silva de Souza^{1b}, Maximiliano de Souza Martins^{1c}, Gláucia Nascimento Queiroga^{1d}, Leon Dias Oliveira^{1e}

^{1a} Universidade Federal de Ouro Preto, e-mail: marco_pcastro@yahoo.com

1. INTRODUCTION

The Neoproterozoic glaciations are in many respects still enigmatic and have proven valuable for the intercontinental correlations required for reconstruction of Precambrian supercontinents (Young, 1992). The sudden transition from an extremely cold climate to an extremely warm climate in which the cap-carbonates were formed in large parts of the world, has led to several hypotheses, but none of them has been generally accepted so far (van Loon, 2008).

The interpretations of these old ice ages are based mainly on the occurrences of diamictites and the entire Earth was covered by ice several times, possibly during a Archean, Paleoproterozoic and certainly during two Neoproterozoic glaciations, the Sturtian and the Marinoan, which belong both to a long-lasting cold interval, the Cryogenian (McKirdy et al., 2001). Diamictites of exceptional thickness have been found in all continents and that are interpreted as glaciomarine deposits which results in highly variable facies architecture. In the other hand, as diamictites do not necessarily represent direct glacial deposits but are known to represent more commonly mass-transported sediments. Also, a considerable part of the extremely thick Neoproterozoic glaciomarine deposits represent in part a syntectonic mass-flow (van Loon, 2008; Eyles, 1993).

The Chapada Acauã Formation of the Macaúbas Group in the Araçuaí orogen of southeastern Brazil provides evidence of Neoproterozoic glaciation (Karfunkel and Hoppe, 1988; Pedrosa-Soares, 2001) on the fractured surface of the São Francisco paleocontinent. The diamictites and associated rocks of the Chapada Acauã Formation are some 190 m thick in the Turmalina region. They consist of a remnant of the glaciomarine sequence deposited during a stage of crustal extension. Overall facies architecture reflects marine environment with continental contribution in syntectonic mass-flow context. Probably had an influence of subaqueous debris flows and turbidity currents. The presence of dropstones may have occurred during climatic amelioration. This rocks rest unconformably above Tonian Planalto de Minas Formation (Souza, 2016), rift-related sedimentary and volcanics rocks were erupted during a one of periods of general fragmentation and rifting of the São Francisco Palecontinent ~ 890 Ma ago. The first break-up stage of Macaúbas basin was registered by the rift sequence of the Matão Formation (Martins, 2008) and by mafic rocks of Capelinha Formation (~957 Ma) (Castro, 2014) and Pedro Lessa Suite (Machado, 1989; Queiroga et al., 2012).

The preserved rift structure was proved by geophysics models, geochronological data and field evidences (normal faults, thickness variation of diamictites and lithofacies architecture). Marine sediments of the Salinas Formation appears above of the Chapada Acauã Formation. Mafic dikes of NW-SE direction cuts the Chapada Acauã formation and suggests a young age for this mafic rocks, probably related to a Cambrian orogenic collapse or related to Atlantic ocean opening.

2. LITHOFACIES ARCHITECTURE OF CHAPADA ACAUÃ FORMATION IN THE TURMALINA REGION

The main stages of the precursor basins systems of the Araçuaí orogen is registers by the Neoproterozoic Macaúbas Group (southeastern Brazil). Based on the occurrence of glaciogenic diamictites, the Macaúbas Group recording at least one glacial event in the Cryogenian, (Babinski et al. 2012; Uhlein et al., 1999). Serra do Catuni, Nova Aurora and Chapada Acauã formations represents the glaciogenic units. A sedimentological study of these Neoproterozoic sequences is important and necessary to distinguish possible glaciogenic environments and depositional processes (Miall, 1984).

In the Turmalina region the Chapada Acauã Formation is approximately 200 meters thick and consists of diamictites, conglomerates, sandstones, siltstones with dropstones and rare limestones lenses. The variable greenschist to low amphibolite metamorphism and the espetacular facies preservation made it possible we use a

sedimentary terminology for the descriptions. In some places a penetrative foliation has obliterated sedimentary features and the pebbles are flattened and elongated parallel to a stretching lineation.

Detailed lithofacies analysis of the Chapada Acauã formation reveals eight lithofacies types: massive diamictites (Dm), clasts-supported conglomerates (Ccs), matrix-supported conglomerates (Mcs), massive sandstones (Sm), graded sandstones (Sg), Siltstones with dropstones (Sd), pelites (P) and limestones (L).

The diamictites (Dm) is the most recurrence lithofacies in the Turmaline region and contain clasts from sand to boulder size in a dominantly muddy matrix, in some cases rich in carbonates. The clasts are mainly quartzites, different types of granitoids and gneisses, limestones, quartz, schists and rare mafic rock. The majority of carbonate clasts have obscure provenance. The clasts have a variable sizes, can be millimetric to centimetric although a few reach 1.5 meters in diameter. They are angular to sub-rounded, but are often tectonically deformed. Diamictites occur in a wide range of bed thicknesses, from lenses a few decimeters thick, up to beds of 20 until 60 meters. The thickest beds are massive and show little variation in clast size or clast/matrix ratio from top to bottom. Bedding can be identified by lithological changes, usually sandstone or conglomerates, interbedded with diamictites showing abrupt and erosive contacts. This diamictite lithofacies is interpreted as the result of deposition from subaqueous cohesive debris flows (Walker, 1984, Uhlein, 1999).

The clast-supported conglomerates (Ccs) are massive and the clasts usually are sub-rounded to rounded, are composed of quartzites, granitoids and limestones, a few centimeters in diameter, in a coarse sandy matrix. In the diamictites, conglomerate beds are generally lenticular with irregular and erosive bottom contacts or appears with channels forms. Top contacts tend to be irregular and bottom contact erosive. The bed thicknesses range up to 10 meters. The lithofacies Ccs is interpreted as having resulted from a rapid suspension traction sedimentation from high-concentration turbidity currents (Walker, 1984; Uhlein, 1999) where in the some cases the sediment flux into the basin make excavation channels. Matrix-supported conglomerates (Mcs) can be found in a few outcrops and are formed by sand matrix with clasts of quartzites, granitoids and schists. The clasts have millimetric to decametric sizes and they are sub-rounded to round. The contacts relationships are the same of the lithofacies Ccs.

Massive sandstones (Sm) are massive, poorly sorted, medium to coarse-grained, 0.3 to 3.0 m in thickness, and show sharp, non-erosive boundaries. The beds are sheet-like to slightly lenticular in shape. This lithofacies is interpreted as the product of a rapid mass settling of dense grain concentrations from a high concentration turbidity current (Pickering et al., 1986) or as grain flows/liquefied flows developed in a gravitational context (Lowe, 1982, Uhlein, 1999).

The siltstone with dropstones (Sd) lithofacies is characterized for large sparse clasts (until 1.5 meters of diameter) immersed in sediment of pelitic origin. This typical glacial sediment can be explained by such special situation of ice drift which occurred during climatic amelioration (Van Loon, 2008; Bhattacharya and Bhattacharya, 2015).

The graded sandstones (Sg) commonly occur in the upper part of graded sequences which have a conglomeratic base. They also appear at other stratigraphic levels, unrelated to conglomerates. They have erosive lower contacts. These lithofacies are interpreted as typical products of turbidity currents associated with decreased slope gradient and rapid loss of flow competence (Walker, 1984; Uhlein, 1999).

The pelites (P) are transformed by tectonics and metamorphism into schists. The pelites occur in beds a few millimeters to tens of meters in thickness. They are interpreted as pelagic or hemipelagic sediments and the main mode of sedimentation was the settling of suspended material in a standing body of water. They represent the distal fringe of deposition from gravity flows (Walker, 1984).

Many clasts of limestones could be found in some diamictites and a unique outcrop of limestone (L) with approximately 15 meters appears above the diamictite and it covered by a pelite sequence. The origin its obscure. In fact, the tectonic influence suggests a shallow locally environment in a horst context which permits chemical deposition.

3. DEPOSITIONAL MODEL, ASSOCIATED TECTONIS AND AGES

The Chapada Acauã Formation consists of resedimented glacial material deposited by subaqueous debris flows, turbidity currents and iceberg and glacial sediments that make up fans in áreas of the discharge of flows. The presence of many dropstones reveals a context of climatic amelioration which permits drift icebergs

formation. They can therefore have transported glacial debris. All of these mechanisms suffered important influence of extensional tectonics in the Cryogenian time. The Chapada Acauã Formation may be described as a submarine slope-apron system or subaqueous delta slope (I Lonne, 1995), a type of submarine environment which includes slope (diamictites facies) turbiditic currents.

Extensional tectonics, separating individual blocks which creates different depocenters associated with major faults and they built the perfect conditions for subaqueous gravitational flows responsible for the generation of a thick package of diamictites and associated rocks. The main control on the development of this depositional system appears to have been tectonic. Major fault movement and basin subsidence produced the influx of coarse clastic sediments to the basin.

The minor thickness of diamictites of Chapada Acauã Formation in the Planalto de Minas region (towards to the West) suggests a tectonic control in the timing of the sedimentation, where horsts and grabens architecture permits exceptional depositional conditions with high thickness packages in the Turmalina region (local depocenter). Structures within this rift basin affected depositional patterns by creating sites of uplift and erosion, by controlling pathways of sediment transport, and by defining the accommodation space for sediment deposition and preservation. Decrease in tectonic activity, sediment supply and/or a relative rise in sea level through the Macaúbas basin led to an overall fining-upward basin fill.

The dating of the Neoproterozoic glaciations has profited much from the occasional presence of carbonates capping the diamictites. These so-called cap-carbonates in themselves pose a problem, however, because they reflect a warm climate, and therefore are difficult to understand as immediately overlying the glacial diamictites without any apparent hiatus. The age of the glaciation related to the Chapada Acauã Formation are still enigmatic. Data compilation of the approximately 500 detrital zircons about this unit (Babinski et al., 2012; Kuchenbecker et al., 2015 and this work) reveals the presence of Archean to late Neoproterozoic age peaks. Kuchenbecker et al. (2015) obtained two concordant detrital zircon ages in metasandstone (758 ± 7 Ma and 743 ± 7 Ma) and these data corroborate maximum depositional age of the Chapada Acauã Formation.

Another important age is the peak around 890 Ma (this work) because suggests that the Planalto de Minas region and the related mafic rocks was the footwall of border fault represented mainly by the structural high of Planalto de Minas-Terra Branca (Souza, 2016), producing an elevated flank and provided sediments during the time of deposition.

This data reinforces the influence of the tectonic activity during the deposition of the Chapada Acauã Formation Sediments. We assume that Cryogenian rifting-zone was accommodated through a series of dominantly faults with N-S axes. This event clearly inherited ancient structures along the same region reached earlier by Tonian rifting. This modeling is in agreement with the stronger wedge-shaped lateral variation of thickness registered on the glacial-related sediments near to the Araçuaí river valley.

The geophysics models created from maps of analytic signal and Euler deconvolution corroborates for this scenario and reveals preserved horst and grabens architecture. The analytic signal maps and the total derivative (Z) maps showing a system of dikes which cuts the Chapada Acauã Formation near to the Araçuaí river in the Turmalina region. The field works, microscopy studies and mineral chemical (via JEOL-JXA 8230 superprobe) shows considerable aspects. These rocks can be characterized like undeformed mafic rocks with basaltic composition. The presence of clinopyroxene (augite), euhedral feldspars and ophitic microtexture suggest the original magmatic composition. The structural relationships demonstrate that the mafic rocks are positioned in the same direction of the crenulation cleavage (Sn+1). That structure was formed during the orogen collapse and has association with the built of the Chapada Acauã shear zone, probably in the late Cambrian.

4. CONCLUSIONS AND FINAL REMARKS

The extensional fault-controlled topography surrounding a rift basin on Cryogenian time strongly influenced the Chapada Acauã sedimentary systems. Inherited structures of events pre-1.0 Ga controlled the width and geometry of at least three basin-generations between earlier Tonian to Cryogenian on the polycyclic Macaúbas basin. The thick succession of glaciomarine diamictites consist probably of mass-flow deposits with indirect glacial influence in climatic amelioration context. The age of this glaciogenic event remains without answer until now, but the relative ages and the field relationships can resolve some questions. Still remains many

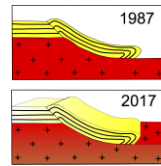
questioning. What is the absolute age of the Cryogenian glaciation? How many rifts precedes the passive margin moment? The Sete Lagoas Formation can be the carbonate cap of this glacial event?

ACKNOWLEDGMENT

This work is supported by CNPq (grant number 305232/2013-4), FAPEMIG (CRA APQ 04444/10) and PROPP/UFOP 2015-2016 grants. Microanalysis Laboratory of the Universidade Federal de Ouro Preto, a member of the Microscopy and Microanalysis Network of Minas Gerais State/Brazil/FAPEMIG

REFERENCES

- BABINSKI, M., TRINDADE, R., PEDROSA-SOARES, A.C., MARTINS, M.S., NOCE, C.M., LIU, D. (2012). Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, 21:451-465.
- BATTACHARYA, H.N & BHATTACHARYA B., 2015. Lithofacies architecture and paleogeography of the Late Paleozoic glaciomarine Talchir Formation, Raniganj Basin, India. *Journal of Paleogeography*, 4 (3): 269-283
- CASTRO, M.P. (2014). Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais. DEGEO, UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 146p.
- EYLES, N. (1993). Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 35, 1–248.
- LONNE, I. (1995). Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology*, 98: 13-43.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1988). Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65: 1-21.
- KUCHENBECKER, M., PEDROSA-SOARES, A. C., BABINSKI, M., FANNING, M. (2015). Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research* 266: 12-26
- MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G., ALMEIDA-ABREU, P.A. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. V Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, p.171-174, Belo Horizonte.
- MCKIRDY, D.M., BURGESS, J.M., LEMON, N.M., Yu, X., COOPER, A.M., GOSTIN, V.A., JENKINS, R.J.F., BOTH, R.A. (2001). A chemostratigraphic overview of the late Cryogenian interglacial sequence in the Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia. *Precambrian Research* 106, 149–186.
- MARTINS, M., KARFUNKEL, J., NOCE, C.M., BABINSKI, M., PEDROSA-SOARES, A.C., SIAL, A.N., LIU, D. (2008). A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do Rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4) 761-772.
- MIALL, A.D. (1984). *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer, New York.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C.P. (2001). The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Res.*, 110: 307-323.
- QUEIROGA, G. N., DUSSIN, I.A., MARTINS, M., MACHADO, M.C., KAWASHITA, K., CHEMALE, F. (2012). Roteiro de Campo – Rochas Ígneas. In: Dussin I.A. & Chemale F. (ed). *Geologia Estrutural e Estratigrafia do Sistema Espinhaço – Chapada Diamantina e sua Aplicação nas Bacias Mesocenozóicas da Margem Passiva Brasileira*. Belo Horizonte, FUNDEP/PETROBRÁS, 170-195.
- SOUZA, M.E.S. (2016). Caracterização litoestrutural e geocronológica dos xistos verdes e metagabros do Grupo Macaúbas nas regiões de Terra Branca e Planalto de Minas, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, Brasil. 245p.
- UHLEIN, A., TROMPETTE, R., ALVARENGA, C. (1999). Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaí-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 435–451.
- WALKER, R.G. (1984). Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*, vol. vol. 1. *Geosc. Can. Repr. Ser.* pp. 171±188.
- YOUNG, G.M. (1992). Late Proterozoic stratigraphy and the Canada–Australia connection. *Geology* 20, 215–218.
- VAN LOON, A.J. (2008). Could 'Snowball Earth' have left thick glaciomarine deposits? *Gondwana Research* 14: 73-81



O “THRUST BELT” RIACHÃO DO BACAMARTE- SUDESTE DA ZONA TRANSVERSAL, NE BRASIL

Benjamim Bley de Brito Neves¹, Mario Campos da Costa Neto¹ Edilton José dos Santos²

¹ Universidade de São Paulo, e-mail: bbleybn@usp.br; camposnt@usp.br.

² CPRM-Serviço Geológico do Brasil – SUREG RECIFE, e-mail: edilton.santos@cprm.gov.br.

1. LOCALIZAÇÃO GEOLÓGICA-GEOTECTÔNICA

Na parte mais oriental do Terreno Alto Moxotó (TAM), este “basement inlier” está drasticamente envolvido numa tectônica de compressão e encurtamento crustal, muito expressiva, com transporte tectônico dirigido para norte e noroeste, consoante ângulos de deslocamento baixos (< 45°, em geral). Isto ocorre por uma grande extensão longitudinal (de E-NE, Mari-PB- meridiano 35° 20', para W-SW Sumé-Congo-PB-meridiano 37° 00), acima de 250km lineares. Este contexto situado no sudeste da Zona Transversal. Domínio central da Província Borborema, reúne uma assembleia de características geológico-estruturais típicas de um “thrust belt” (consoante a delineação e premissas expostas por Dewey et al., 1986 e Der Pluijm e Marshak, 2004, complementadas e exemplificadas por vários autores desde então).

Caprichosamente, as melhores exposições destas rochas e estruturas (parte mais ao norte das mesmas), estão ao longo da BR-230, entre os km 40 e 140 (e vicinais), com ênfase às imediações das cidades de Itabaiana e de Riachão do Bacamarte (vide Brito Neves et al., 2001a, Brito Neves et al., 2001b., Santos et al., 2002). Além dos “road cuts” das BR-230, BR-104 e PB-05, há várias pedreiras na região, possibilitando excelentes exposições.

Em trabalhos anteriores, esta conspícua faixa de dobramentos e falhamentos havia sido colocada no âmbito de um “fold belt” convencional, neoproterozoico (sob a égide de Sistema Pajeú-Paraíba, designação hoje obsoleta, a ser descartada). Mesmo porque, não foram encontrados os registros litológicos neoproterozoicos esperáveis nesta faixa móvel (apenas alguns raros granitoides).

2. CARACTERIZAÇÃO

A composição e arquitetura deste “thrust belt” é variada e complexa. Destacam-se inicialmente:

- núcleos arqueanos (ortognaisses TTG e migmatitos), que foram retrabalhados assistematicamente em todos os ciclos posteriores, do paleo, meso e neoproterozoicos;
- ortognaisses diversos de geração em arcos magmáticos (TTG) dos ciclos do Riáciano (“Complexo Floresta”);
- supracrustais psamo-pelíticas de médio a alto grau, também do Riáciano, peraluminosas por excelência (“Grupo Sertânia”). Este contexto de embasamento foi ainda penetrado por rochas graníticas (tipo WPG) do limite estaretirano-calimiano) – numa fase pretérita de estabilidade- e depois retrabalhadas nos ciclos do Toniano e Brasileiro (mais efetivamente neste último ciclo).

Sobrepoem, em espaço e tempo, este contexto três fases distintas de magmatismo basáltico; pós-riáciano (diques e outros corpos máficos pós-riácianos), ediacaranos-cambrianos (enxame de diques) e terciários (“Bacia de Boa Vista”). Do Terciário ainda, se reconhece ainda a preservação de sedimentos psamíticos do “Gráben de Cariatá” (ENE-WSW), que se aproveitou em muito da reativação das estruturas rúpteis preexistentes (vide Bezerra et al., 2008)

O contexto pré-cambriano cavalga e é dobrado com nítido transporte tectônico para norte e noroeste, com exemplos locais notáveis de inversão completa da coluna litoestratigráfica original. De fato, esta conjunção de falhamentos inversos de baixo ângulo (localmente há dobras recumbentes e nappes) progride no sentido acima apontado, até porções onde os terrenos arqueanos e paleoproterozoicos chegam a acavalar granitoides ediacaranos (ca. 582Ma, tipo VAG, como o plutão de “Serra Redonda”), nestes impingindo foliações de S e L tectonitos. Assim, com certeza, este sistema de empurrões (conduzindo rochas arqueanas e paleoproterozoicas em sua maioria) alcançou em tempo o ediacarano. Vide seções geológicas, Figura 1: A, B, C., vide fotografias, Figura 2, A –F.

Este thrust-belt é interpretado como produto de uma colisão, seguinte à subducção que gerou o longilíneo arco magmático ediacarano situado mais ao norte, no trende Curral de Cima-PB, Conceição-PB e Bodocó-PE (no mínimo 700km de extensão, ENE-WSW) já discutido em outro trabalho. O traço que marca ao norte o sistema de empurrões apresenta-se em sua maior parte sinuoso, com alguns poucos segmentos retilíneos, entre Mari (a nordeste, na costa paraibana (□ meridiano 35° 20´) e Sumé-Congo (□ meridiano 37° 00´ W). Mais para oeste, na Paraíba (principalmente para sudoeste, em Pernambuco), a situação do thrust belt não é clara ainda, tendo em vista a sobreposição de uma série de zonas de cisalhamento aproximadamente este-oeste, e mesmo pela falta de dados geológicos e estruturais em escala adequada. Fato é que, mais para oeste, parte central do TAM, em Pernambuco (a oeste do meridiano 37° W), há citações de transporte tectônico voltado para sul, consubstanciando uma diferença crucial de comportamento (não compreendido ainda), meta prioritária de próximas investigações.

Na página seguinte estamos apresentando três seções geológico-estruturais (Figura 1A, 1B e 1C) representativas do “thrust belt” em sua porção mais oriental, assim como estamos apresentando algumas fotos (Figuras 2A, 2B, 2C, 2D, 2E, 2F) bastante representativos da estruturação ora proposta.

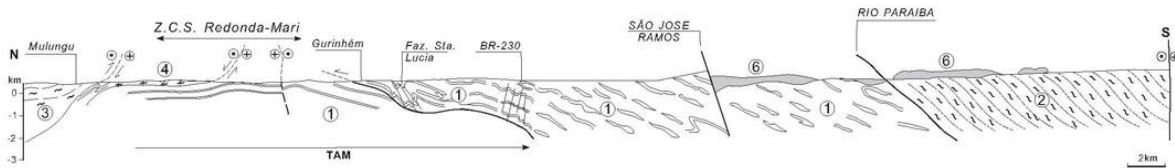


Figura 1A: Seção Mulungú – Itabaiana

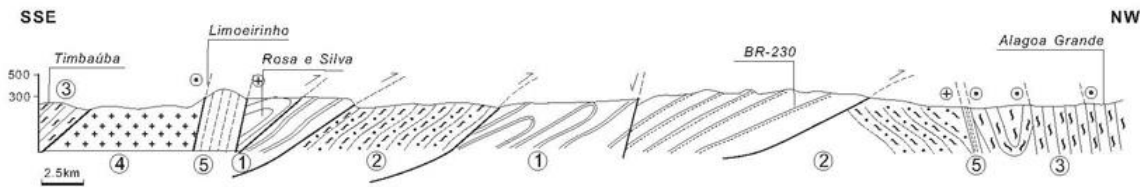


Figura 1B: Seção Timbaúba – Alagoa Grande

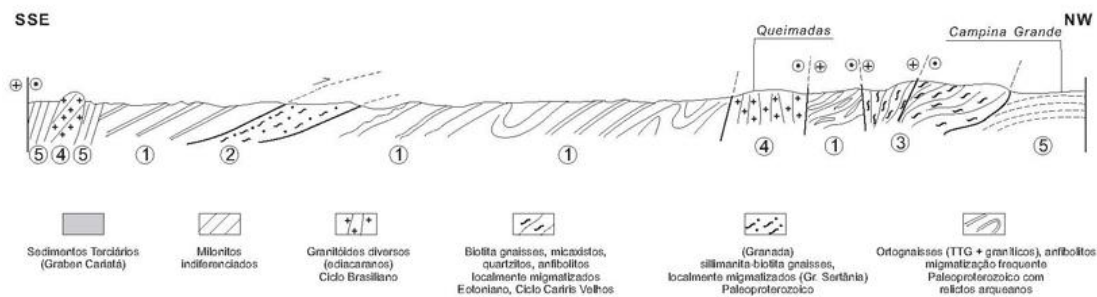


Figura 1C: Campina Grande – Alcântil



Figura 2A: na BR-230, ortognaisses protomilionífticos, sub-horizontais, lineação com “rake” elevado



Figura 2B: panorâmica dos empurrões dirigidos para o Norte nos Gnaisses TTG. Intercalações anfibolíticas



Figura 2C: BR-230, “thrust sheet” de ortognaisses cavalgando (“thrust floor” ressaltado) os granodioritos de Serra Redonda



Figura 2D: ao Sul de Queimadas (BR-104), Grupo Sertânia, com foliação sub-horizonta, trapaeado entre “thrusts” dos ortognaisses TTG (“Comp. Floresta”)



Figura 2E: 4 Km ao Norte de Itabaiana (PB-05), dobra isoclinal deitada (D3) da foliação principal, envolvendo ortognaisses e anfibolitos



Figura 2F: dobra isoclinal recumbente da foliação principal, exibindo ortognaisses bandados laminados e cisalhados e segregações félsicas

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bezerra, F. H. , Brito Neves, B. B. , Basrreto, A. M., Correia, S. C. B. , Suguiu, K. , 2008. Late Pleistocene tectonic – geomorphological development within a passive margin; the Cariatá Trough, northeastern Brazil. *Geomorphology*, 97: 555-582.

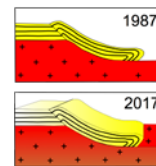
Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C. , Van Schmus, W. R. , Fernandes, T. M. G., Souza, S. L., 200a1. O Terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandão”). *Revista Brasileira de Geociências*, 31 : 185-194.

Brito Neves, B. B. , Campos Neto, M. C. , Van Schmus, W. R. , Santos, E. J., 2001b. O “Sistema Pajeú-Paraíba” e o “Maciço” São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 173-184.

Der Pluijm, B. V. A, Marshak, S., 2004. *Earth Structure*, 2nd. Edition, New York-London, W. W. Norton & Co., 656p.

Dewey, J. , Hempton, M. R. , Saroglu, W. S. F. , Sengör, A. M. C. , 1986. Shortening of continental lithosphere: the Neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (ed.) : *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication, n. 19, 3-36.

Santos, E. J. , Ferrreira, C., Silva Junior, J. M. F., 2002. Mapa Geológico do Estado da Paraíba, Escala 1: 500.000. CPRM-Serviço Geológico do Brasil/ Governo do Estado da Paraíba.



MAPEAMENTO EM ESCALA 1:25.000 DE PARTE DA QUADRÍCULA DE GUINDA, PORÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DO ESPINHAÇO

Autores: Andrade, V. R.¹; Vilela, R. B.¹; Abreu, P. Q. de S.¹; Lana, D. F.¹

¹Universidade Federal de Minas Gerais; e-mail: zvanessaesendeandrade@gmail.com

INTRODUÇÃO

O presente trabalho sintetiza os resultados, com enfoque na geologia estrutural e evolução tectônica, do mapeamento geológico em escala 1:25.000 de área de parte da quadrícula de Guinda, inserida na porção meridional da Serra do Espinhaço, a sudoeste de Diamantina, Minas Gerais. Esse mapeamento foi realizado no Centro de Geologia Eschwege do Instituto Casa da Glória da UFMG, localizado em Diamantina-MG, sendo a região notavelmente reconhecida na literatura pelo seu arcabouço estrutural.

Com rochas de idade Arqueana a Neoproterozoica, a Serra do Espinhaço Meridional pode ser interpretada como uma feição orográfica gerada sob um orógeno característico de uma porção externa de um cinturão de cavalcamento com vergência para oeste e com sistema de zonas de cisalhamento e falhas de empurrão (Uhlein *et al.*, 1986; Almeida Abreu & Pflug, 1994; Dussin & Dussin, 1995) (Figura 1). Seguindo os modelos de Scholl & Fogaça (1979), Fogaça *et al.* (1984) e Knauer (2007), as unidades litoestratigráficas aflorantes, da base para o topo, são: Grupo Costa Sena (Formação Barão de Guaicuí e Formação Bandeirinha), Supergrupo Espinhaço – Grupo Guinda (formações São João da Chapada, Sopa Brumadinho e Galho do Miguel).

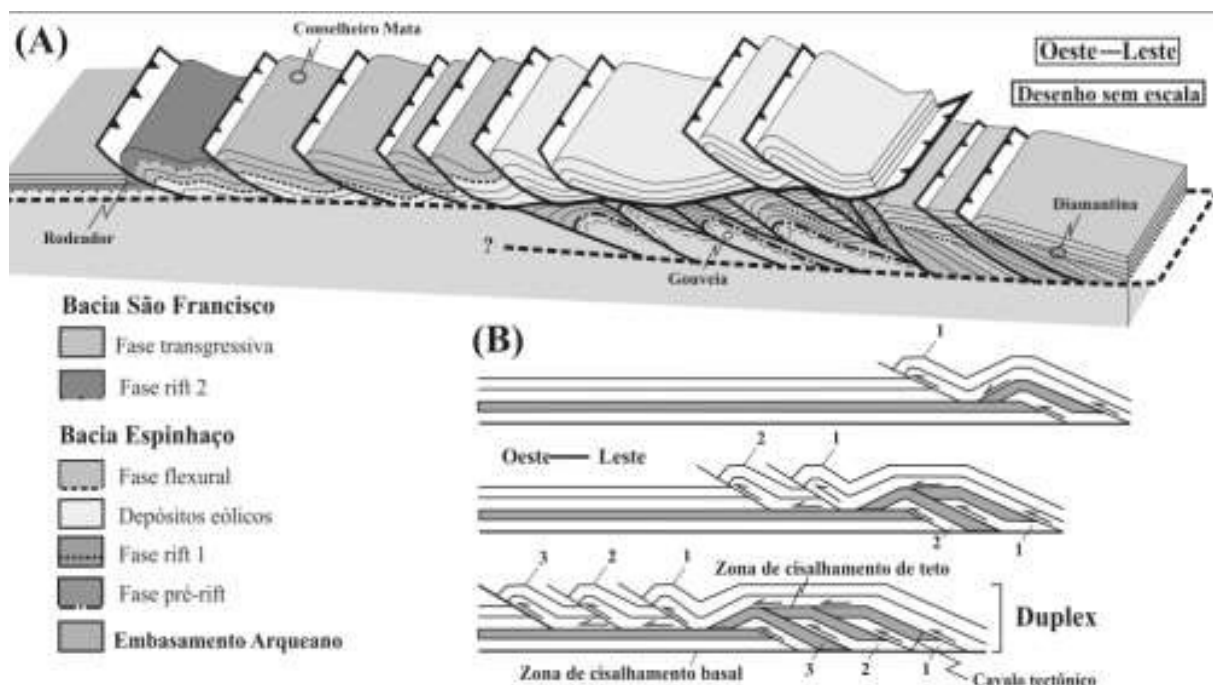


Figura 1 - (A) Perfil estrutural conjugado da porção central da Serra do Espinhaço Meridional em MG. (B) Modelo do desenvolvimento do sistema de cavalcamentos do tipo duplexes da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. Distância horizontal na direção leste-oeste de aproximadamente 50 km. Retirado de Silva (2011).

MAPA GEOLÓGICO EM ESCALA 1:25.000 DE PARTE DA QUADRÍCULA DE GUINDA - DIAMANTINA, MG

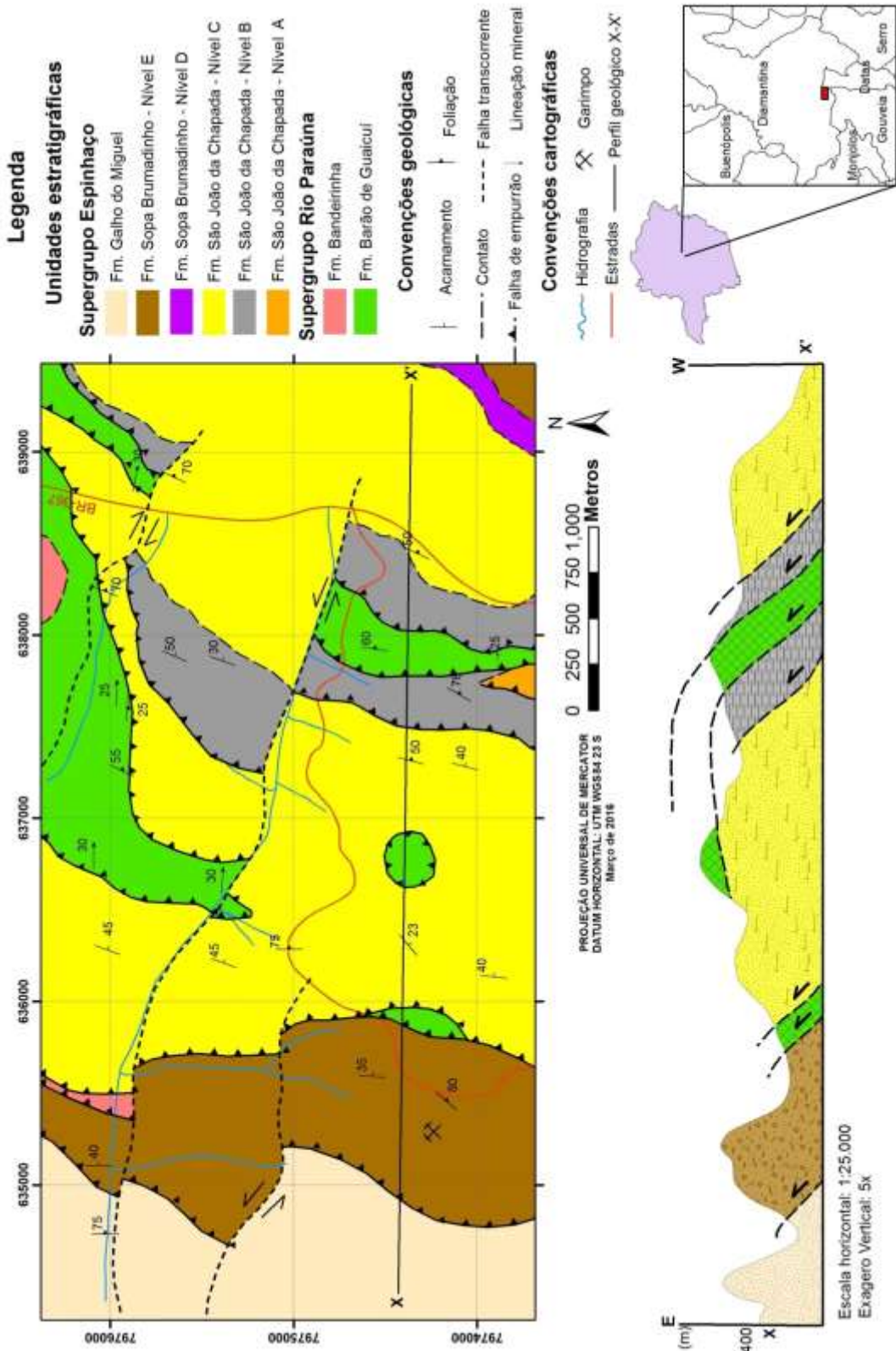


Figura 2 - Mapa e perfil geológico da área

Resultados

O mapa e um perfil W-E estão apresentados na Figura 2. No terreno mapeado as rochas mergulham de modo geral para leste e os contatos são normais ou tectônicos, estes últimos evidenciados por inversões estratigráficas. Dentre as estruturas identificadas, destacam-se as superfícies de foliação (S1) e acamamento (S0). Localmente, a foliação principal S1 pode apresentar-se deformada gerando uma foliação S2. Essa foliação, nas rochas de menor competência gera uma foliação de crenulação, enquanto que nas rochas mais competentes, gera uma clivagem espaçada. Foram também identificadas lineações minerais do tipo down-dip, em cristais aciculares de cianita, nos xistos da Formação Barão de Guaicuí (Figura 3). As rochas sofreram metamorfismo de fácies xisto verde baixo.



Figura 3 - Cristais aciculares de cianita em cianita-muscovita-quartzo xisto em plano perpendicular a foliação.

Como consequência da tectônica brasileira, formaram-se falhas transcorrentes e de empurrão (Uhlein *et al.*, 1995). As primeiras têm caráter rúptil e dúctil, direção NW-SE e movimento relativo variável. Já as falhas de empurrão, de caráter rúptil, formam rampas de atitude aproximada de 90/45. Esse dado, associado à lineação mineral, sugere movimento de massa de direção aproximada E-W.

Dentre as estruturas que evidenciam uma geometria de falha do tipo rampa-patamar, tem-se uma klippe isolada e alóctone da Formação Barão de Guaicuí sobre o quartzito do nível C da Formação São João da Chapada (Figura 4). As estruturas de rampa-patamar tendem a se desenvolver sobre rochas de baixa competência que possibilitam um grande deslocamento da nappe.



Figura 4 - Contato entre quartzito Nível C da Formação São João da Chapada e klippe de xisto da Formação Barão de Guaicuí, atitude do contato é 007/14, visada para SW.

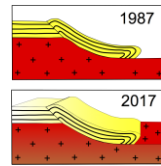
Associada às falhas de empurrão há uma rampa lateral da porção NE do mapa, estrutura esta evidenciada por uma deflexão da foliação do xisto, que localmente passa a ter caimento para S, causada por uma transcorrência em uma rampa lateral, definindo lineações oblíquas em relação aos planos de foliação, embora tais lineações continuem com a mesma atitude. Isso demonstra que o sentido de movimentação de massa permanece E-W. Essas estruturas de cavalgamento caracterizam uma "tectônica de casca fina", isto é, deslocamento de rochas supracrustais por de falhas reversas (Figura 5).



Figura 5 - Duplex preservado no quartzito do nível C da Formação São João da Chapada, observam-se também foliação do tipo plano axial, nas regiões em que a rocha sofre deformação por dobras; visada para N.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P. A.; PFLUG, R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont.*, v. 1, n. 2, p. 21-44.
- DUSSIN, I. A. & DUSSIN, T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *GEONOMOS* 3(1): 19-26, B. Horizonte.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; SILVA, M. E. da. 1986. Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 2, p. 212-216.
- FOGAÇA, A., ALMEIDA ABREU P. A. & SCHORSCHER, H. 1984. Estratigrafia da Sequência Supracrustal Arqueana na Porção Mediana-Central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, Volume XXXIII, pp. 2654-2667.
- SCHOLL, W. & FOGAÇA, A. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina. *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Volume I, pp. 55-73.
- SILVA, R. R. D. 2011. O sistema de cavalgamentos do tipo duplex Neoproterozoico da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(2), 157-169.
- KNAUER, L. G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo Estrutural. *Geonomos*, I(15), pp. 81-90.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; SILVA, M. E. da. 1995. Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, 3: 99-107.



DELIMITAÇÃO DE ÁREAS CRATÔNICAS A PARTIR DA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS: O CASO DOS CRÁTONS RIO DE LA PLATA, LUÍZ ALVES E SÃO FRANCISCO

Andréa Ritter Jelinek¹, Christie Heloise Engelman de Oliveira²

¹ UFRGS, e-mail: andrea.jelinek@ufrgs.br.

² IODP, e-mail: christie.oliveira10@gmail.com.

1. INTRODUÇÃO

Há mais de duas décadas, a evolução da história termotectônica da margem continental brasileira vem sendo estudada através da técnica de termocronologia por traços de fissão em apatitas (TFA). O método termocronológico de baixa temperatura TFA é utilizado para determinar histórias térmicas da crosta superior terrestre ao longo do tempo (i.e., <150 °C em escalas de tempo de 1-500 Ma) e tem sido amplamente utilizado para entender o desenvolvimento de margens tipo rifte, quantificar taxas de exumação e denudação e fornecer idades e taxas de movimentação ao longo de falhas e zonas de cisalhamento.

Neste trabalho, é apresentada uma integração dos dados TFA disponíveis para a margem continental brasileira. Os dados foram interpretados no contexto de tectônica regional, resultando em uma história termotectônica da margem continental brasileira para temperaturas abaixo de ~120 °C, em que os dados indicam que as idades de resfriamento TFA estão relacionadas aos eventos pré-, sin- e pós-rifte. Através do uso de uma plataforma de Sistema de Informação Geográfica e modelamento de dados mostramos como grandes conjuntos de dados regionais podem ser apresentados de maneira que seus padrões de variação possam ser facilmente compreendidos.

A margem continental brasileira denota estruturas geomorfológicas moldadas durante vários episódios de atividade tectônica iniciados no Neoproterozoico, sendo sua topografia e relevo atuais semelhantes em muitos aspectos àqueles de outras margens continentais tipo rifte ao redor do globo terrestre. Ela faz parte do sistema de riftes do Atlântico Sul, originado pela separação do Gondwana Ocidental no Cretáceo Inferior, cuja abertura iniciou-se no sul e propagou-se ao norte ao longo de reativações tectônicas de antigos lineamentos. A natureza da margem influenciou o desenvolvimento das bacias sedimentares *offshore* e das bacias intracontinentais, sendo que os sistemas de rifte Mesozoico-Cenozoico paralelos à costa estão presentes também *offshore*. A separação do paleocontinente em ~130 Ma foi afetada por rifteamento generalizado e pelo vulcanismo da Província Paraná-Etendeka. A atividade vulcânica relacionada à pluma causou a subida da crosta, incluindo a exposição do embasamento Pré-Cambriano, seguido de erosão e deposição.

2. GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA

2.1. Contexto Geomorfológico

A área de estudo abrange a margem continental brasileira entre 8° e 21°S (Fig. 1). A margem nordeste não exibe elevação tão alta perto do litoral, mas é caracterizada por dois platôs costeiros, o Planalto de Borborema a nordeste e o Planalto da Conquista-Jequitinhonha a leste, que sobem da planície costeira a elevação de ~ 1200 m e 400-800 m, respectivamente. Um terceiro platô, a Chapada Diamantina, está localizado no interior e é caracterizada por uma superfície de baixo relevo com altitudes de ~ 1500-2000 m. A Chapada Diamantina é delimitada a leste por uma escarpa conspícua, de orientação norte-sul, localizada a 300-400 km no interior e incisa pelas cabeceiras dos rios Itapicurú e Jacuípe-Paraguaçu. Estes três planaltos cercam uma área de baixa altitude ampla conhecida como Depressão Sertaneja.

Na margem sudeste, a área de estudo engloba a Serra da Mantiqueira, a escarpa da margem tipo rifte é mais claramente expressa e se caracteriza por alto relevo topográfico localizado próximo ao litoral, com

elevações que chegam a 2000 m (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira). A divisão de drenagem e o alinhamento das serras são subparalelas à atual linha de costa.

A margem sul é caracterizada por uma topografia relativamente baixa e uma grande planície costeira, não apresentando características morfológicas de margem continental passiva.

2.2. Contexto Geológico e Geotectônico

As rochas do embasamento revelam uma segmentação ao longo da margem continental brasileira que reflete diferentes províncias estruturais, diferenciadas com base na natureza do embasamento cristalino e da cobertura sedimentar. A Província da Mantiqueira, situada ao longo da parte sul e sudeste da costa atlântica, ocupa a maior parte da margem, desde o estado do Rio Grande do Sul até parte do estado da Bahia, e é afetada principalmente pelo Ciclo Brasileiro. Estão presentes o Cráton de Luiz Alves e Cinturão Ribeira na região sudeste, e o Cráton do Rio de La Plata e Cinturão Dom Feliciano na região sul.

O cráton São Francisco cobre quase todo o estado da Bahia e grande parte do estado de Minas Gerais, e é caracterizado por uma vasta planície interna e alguns platôs com elevações entre 500 e 1000 m na parte centro-leste. É constituído por rochas intensamente deformadas e metamorfizadas de idade Arqueana a Paleoproterozoica, sobrepostas pelos sedimentos plataformais Meso- e Neoproterozoicos dos supergrupos de Espinhaço e São Francisco e limitado por cinturões de dobramento Brasileiros Neoproterozoicos desenvolvidos durante as orogênias colisionais que resultaram na formação do Gondwana Ocidental.

A Província da Borborema, localizada na margem nordeste brasileira, foi afetada intensamente pelo Ciclo Brasileiro e é subdividida em três sub-províncias: sul, Zona transversal (Central) e norte, limitadas pelos importantes lineamentos brasileiros de Patos e Pernambuco. A província é coberta a oeste por rochas sedimentares Fanerozoicas e vulcânicas da Bacia do Parnaíba, e ao norte e leste por depósitos costeiros Meso-Cenozoicos.

3. TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA

3.1. O método

O método TFA baseia-se no fenômeno de que a fissão espontânea dos átomos de ^{238}U contido no retículo cristalino da apatita causa danos a este retículo (traços de fissão). Estes traços se formam a uma taxa constante, determinada pela constante de decaimento da fissão espontânea do ^{238}U . O número de traços presentes num dado cristal de apatita depende da concentração de urânio e do tempo que este traços demoraram a acumular-se. Através da contagem do número de traços que interceptam a superfície interna do cristal e do seu conteúdo de urânio, a idade traços de fissão pode ser calculada.

A temperatura afeta significativamente a quantidade e o comprimento dos traços de fissão. Quando os traços são submetidos a temperaturas superiores às de bloqueio para um dado termocronômetro, $>60\text{ }^\circ\text{C}$ no caso do TFA, os traços sofrem encurtamento e redução na densidade, processo este chamado de *annealing*. Portanto, os dados de comprimento dos traços de fissão fornecem informações sobre as variações de temperatura experimentadas pela rocha hospedeira, enquanto que a idade traços de fissão fornece informações sobre a duração dessas variações. A um elevado nível de *annealing*, acima de $\sim 120\text{ }^\circ\text{C}$ durante escalas de tempo geológico, todos os traços são apagados e os seus comprimentos e idade traços de fissão são reduzidos a zero. Trabalhos que sintetizam o método podem ser consultados para obter maiores detalhes, tais como Donelick *et al.* (2005) e Jelinek *et al.* (2010).

3.2. Dados existentes

A base de dados utilizada foi constituída por uma série de dados publicados nas últimas duas décadas por diferentes autores e sintetizada nos trabalhos de Jelinek *et al.* (2014), Oliveira *et al.* (2016) e Oliveira & Jelinek (submetido), resultando em um total de 742 amostras com idades TFA e 592 comprimentos médios de traços (Fig. 1). As altitudes registradas para cada amostra e os eventos termotectônicos obtidos em cada trabalho também foram utilizados no banco de dados para posterior correlação e interpretação.

As idades TFA da margem continental brasileira variam de ~ 385 a ~ 10 Ma (Fig. 1) e todas são consideravelmente mais jovens do que a idade de cristalização ou metamorfismo das rochas hospedeiras,

indicando que foram expostas a temperaturas elevadas no passado e que muitas experimentaram temperaturas acima 120 °C, ocorrendo o total *annealing* das idades. As idades TFA próximas à costa atual do sudeste e nordeste brasileiro são relativamente jovens (20-100 Ma) e consideravelmente mais jovens do que a idade da separação entre América do Sul e África. As idades TFA mais antigas do que a idade de ruptura do SW Gondwana (~195 Ma) ocorrem somente nas partes interiores da margem continental, no extremo sul da Província Mantiqueira (estado do Rio Grande do Sul), e no leste do cráton São Francisco.

Os dados TFA mostram que o desenvolvimento pós Ciclo Brasileiro da margem brasileira foi caracterizado por pelo menos três eventos de resfriamento acelerado: Cretáceo Inferior, Cretáceo Superior e Paleógeno-Neógeno. Somente a porção sul da Província Mantiqueira e o cráton São Francisco registram eventos de resfriamento mais antigos desde o Ordoviciano e o Permiano, respectivamente, que afetaram de modo variado diferentes partes dessas províncias.

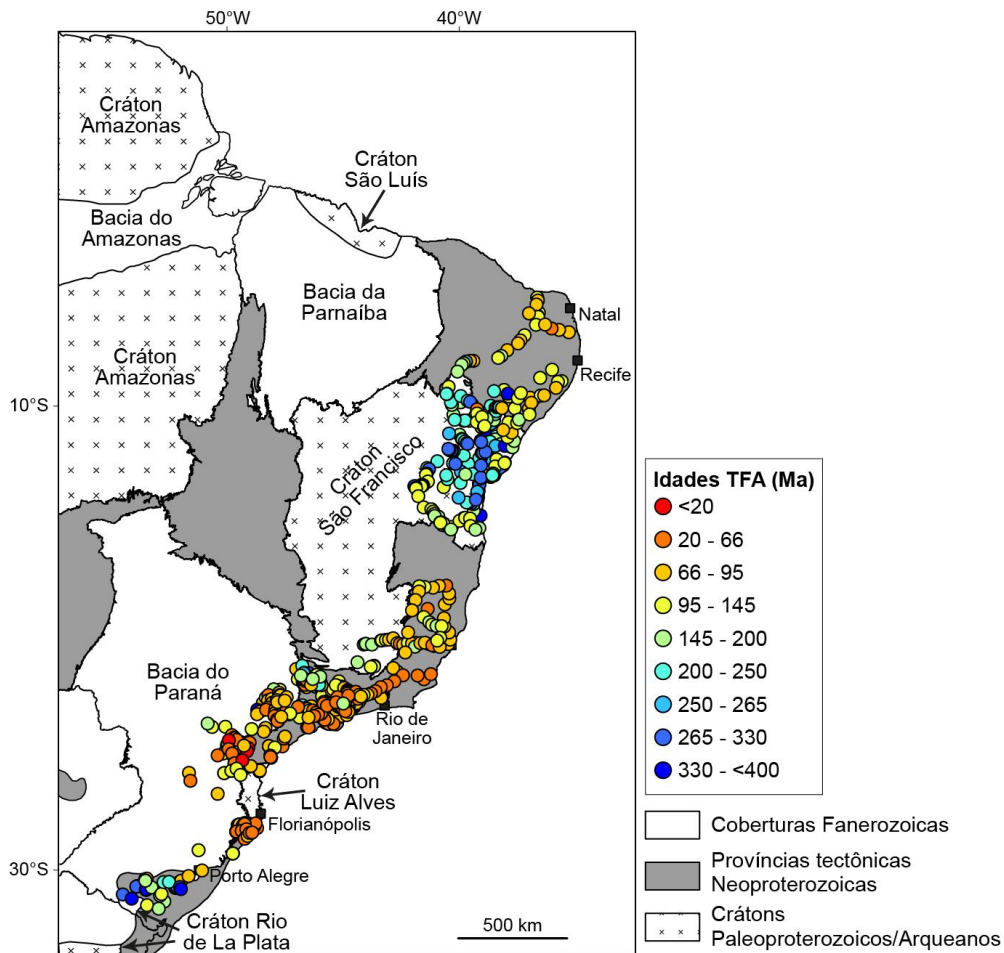


Figura 1: Mapa Geotectônico e respectivas idades TFA dos dados publicados na margem continental brasileira (modificado de Oliveira & Jelinek, sub.)

Os dados da região sudeste do Brasil também apresentam idades significativamente mais jovens do que a idade do rifting que levou à formação da margem continental. Para a maior parte da margem, e por grande parte dos autores relacionados, o resfriamento relativamente rápido durante o Paleógeno-Neógeno é interpretado como resultado de episódios de aumento nas taxas de denudação relacionados à formação e reativação de blocos de falha de alto ângulo que se moveram em resposta às tensões intraplaca. Os episódios de denudação também são contemporâneos à deposição de rochas sedimentares clásticas nas bacias da margem sudeste brasileira.

Ao contrário da margem sudeste, a margem nordeste, na região do cráton São Francisco, registra idades TFA mais antigas e um episódio de resfriamento durante o Permiano e Jurássico Inferior, reflexo da Orogenia Gondwanide (Jelinek *et al.*, 2014).

As idades TFA da Província Borborema são claramente mais jovens que as idades do cráton São Francisco, sendo que a maior parte é relacionada ao evento de resfriamento do Cretáceo (Fig. 8), correspondente à abertura do Oceano Atlântico Sul.

Na margem extremo sul da Província Mantiqueira (estado do Rio Grande do Sul), as antigas idades TFA estão localizadas na região do Cráton do Rio de La Plata e relacionadas ao resfriamento contínuo e relativamente lento durante o Paleozoico (Ordoviciano ao Permiano), e refletem o possível soerguimento da área em resposta à colisão entre o terreno Precordillera e o cráton Rio de la Plata, na margem oeste do Gondwana Ocidental durante as orogenias Famatiniana e Gondwanide (Oliveira *et al.*, 2016).

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

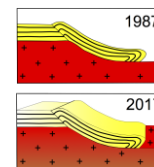
Os dados TFA discutidos por diferentes autores ao longo dos anos e integrados neste trabalho, permitiram estabelecer um modelo de história termotectônica para a margem continental brasileira, que é complexo e reflete controles litológicos e estruturais. As idades TFA variam de ~385-10 Ma e todas são consideravelmente mais jovens do que a idade de cristalização ou metamorfismo de suas rochas hospedeiras. A presença de um grande número de amostras com idades entre 135 e 66 Ma é relacionada à separação continental e subsequente magmatismo e reativações tectônicas do Cretáceo Superior ao Paleógeno.

A área sul da Província Mantiqueira, correspondente ao cráton do Rio de La Plata, e o cráton São Francisco apresentam as idades mais antigas e, portanto, registram os eventos de resfriamento mais antigos, desde o Ordoviciano e o Permiano, respectivamente, que afetaram de modo variado diferentes partes destas províncias e refletem as orogenias Famatiniana e Gondwanide.

A partir deste trabalho tornou-se evidente que as idades mais antigas estão diretamente relacionadas às áreas cratônicas e que a técnica de análise por traços de fissão em apatita é extremamente eficiente para auxiliar a delimitação de áreas cratônicas em uma escala continental. Áreas cratônicas são cobertas por diversas sequências sedimentares Fanerozóicas, que tornam difícil traçar os contornos do embasamento. Desta forma, pretende-se em futuros trabalhos testar a técnica em escalas menores, adensando o número de análises principalmente nos crátons de Luiz Alves e Rio de La Plata, com a finalidade de aperfeiçoar os limites dos mesmos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DONELICK, R.A., O'SULLIVAN, P.B. & KETCHAM, R.A. (2005). Apatite Fission-Track Analysis. *In*: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Ed.). *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Washington: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 49-94.
- JELINEK, A.R., CHEMALE, F., VAN DER BEEK, P.A., GUADAGNIN, F., CUPERTINO, J.A. & VIANA, A. (2014). Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 54: 158-181.
- JELINEK, A.R., GOMES, C.H., DIAS, A.N.C., GUADAGNIN, F., CHEMALE, F.Jr. & SOUZA, I.A. (2010). Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão. *Pesquisas em Geociências*, 37 (3): 191-203.
- OLIVEIRA, C.H.E., JELINEK, A.R., CHEMALE, F. & BERNET, M. (2016). Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 666: 173-187.
- OLIVEIRA, C.H.E. & JELINEK, A.R. (Sub.). História termotectônica da margem continental brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita. *Pesquisas em Geociências*.



OS INÉDITOS KOMATIÍTOS DO *GREENSTONE BELT* MUNDO NOVO: PETROGRAFIA, LITOGEOQUÍMICA E AMBIENTE TECTÔNICO

Ricardo Ramos Spreafico^{1,2}, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa^{1,2}, Antônio Marcos de Moraes¹

¹ Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, e-mail: ricardo.spreafico@cbpm.ba.gov.br

² Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, e-mail: johildo.barbosa@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

A sequência vulcano-sedimentar de Mundo Novo na Bahia, definida com ressalvas por Mascarenhas e Silva (1994) como *Greenstone Belt* Mundo Novo (GBMN), atrai interesses desde a década de 80, devido à sua arquitetura lito-estratigráfica e à ocorrência de metais base. Apesar da definição por esses autores como um *greenstone belt*, atributos fundamentais não foram totalmente definidos como a ausência de komatiítos. Assim a recente descoberta e a caracterização dos metakomatiítos apresentadas neste trabalho preenchem significativamente essas lacunas do conhecimento geológico relativo ao GBMN e à compreensão dos terrenos do tipo *greenstone belt* do Cráton São Francisco. Os metakomatiítos formam a base da Unidade Vulcânica Máfica-Ultramáfica do GBMN e ocorrem de forma autóctone em afloramentos e em interseções de furos de sondagem realizados pela CBPM-Companhia Baiana de Pesquisa Mineral a nordeste da cidade de Piritiba-Bahia.

2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O GBMN está localizado na porção centro-norte do Estado da Bahia em uma faixa que se estende por aproximadamente 100 km desde a cidade de Ruy Barbosa, no seu extremo sul, até a cidade de Miguel Calmon, no seu extremo norte, e possui em média 20 km de largura (Figura 1). O acesso ao GBMN, a partir de Salvador, é feito pelas rodovias BR-324 (Salvador-Feira) e BR-052 (Feira de Santana-Mundo Novo).

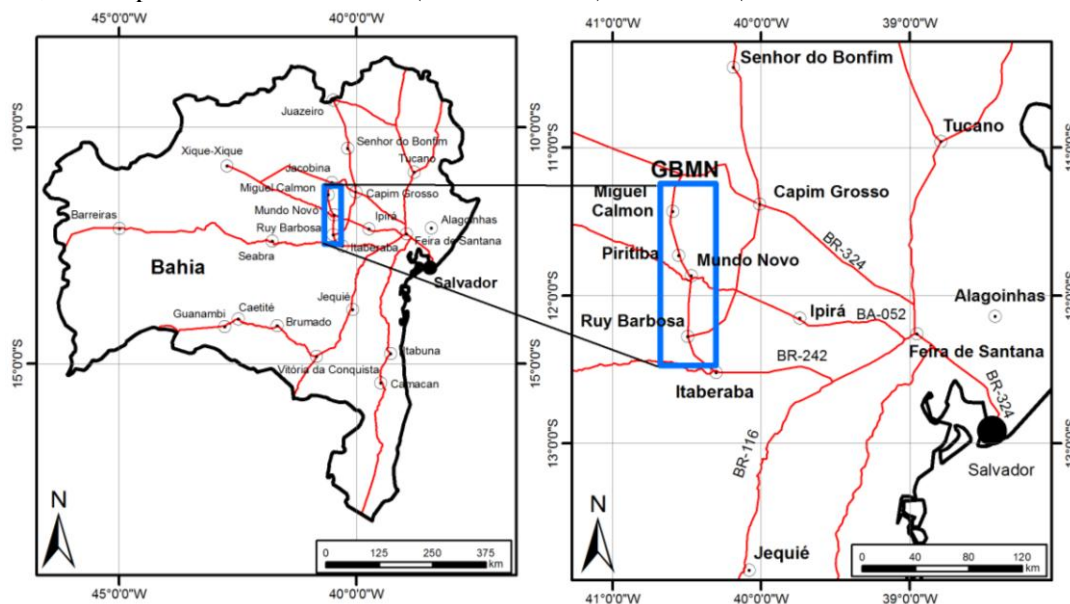


Figura 1. Localização e acesso ao *Greenstone Belt* Mundo Novo.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O GBMN é formado por rochas metavulcano-sedimentares de idade arqueana, ou seja 3.305 ± 9 Ma (U-Pb, SHRIMP I) (Peucat *et al.*, 2002), e 3.302 ± 20 Ma (U-Pb, LA-ICP-MS) (Zinconne *et al.* 2016), ambas encontradas em zircões de metariolitos da Unidade Vulcânica Félsica. O GBMN está delimitado a oeste por rochas ortognáissicas do tipo TTG do Bloco Gavião, com idades de 3,4 Ga (Mougeot, 1996), e a leste, por gnaisses arqueanos do Complexo Mairi (Peucat *et al.*, 2002). Mascarenhas e Silva (1994) e Souza *et al.* (2002) definiram a área como um *greenstone belt*, devido à ocorrência de rochas máficas toleíticas, félsicas calcialcalinas e sedimentares químico-exalativas, associadas a terrenos TTG's. Porém, não foram identificados komatiítos com textura *spinifex*. Idades de 2.080 ± 18 Ma (U-Pb) de um leucogranito ao norte

do GBMN e de 2.053 ± 22 Ma (U-Pb) de paragneisses a sudeste de Mundo Novo (Leite, 2002) corresponderiam a um evento tectono-termal paleoproterozóico que também atingiu o GBMN. Os litotipos do GBMN estão metamorfizados nas fácies xisto-verde e anfibolito baixo. Souza *et al.* (2002) admitiram processo de deformação que gerou padrões de interferência em domos, bacias e bumerangues seguidos por um processo final marcado por zonas de cisalhamento transpressivas sinistrais.

4. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS METAKOMATIÍTOS

De uma forma geral, os metakomatiíto do GBMN possuem textura blasto-*spinifex*, granulação fina, são verde claros, foliados e não magnéticos (Figura 2a). Os cristais de olivina, aciculares e prismáticos, com dimensão de 0,5 mm, foram alterados para antofilita e tremolita (Figura 2b). A origem da antofilita pode ser explicada por ação hidrotermal e da tremolita, possivelmente por processo metamórfico-hidrotermal. A matriz é talcífica e de granulação muito fina. Ocorrem ainda opacos dispersos nas amostras. Antofilita e tremolita constituem 80% e a matriz talcífica constitui 20% das amostras analisadas.

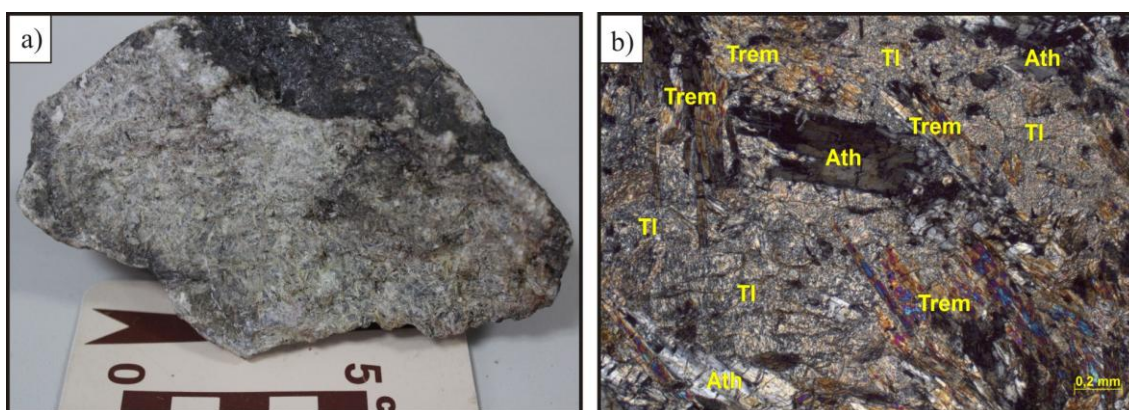


Figura 2. a) Amostra de mão do metakomatiíto do GBMN. b) Fotomicrografia (luz polarizada) da paragénese mineral e da textura *spinifex* dos metakomatiíto do GBMN. Tl - Talc, Trem - Tremolita, Ath - Antofilita.

5. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS METAKOMATIÍTOS

Estes metakomatiíto são peridotíticos, com concentrações de MgO em torno de 24,0% (Figura 3a). Os padrões geoquímicos dos ETR's são enriquecido em ETR's leves, que se assemelham aos padrões de amostras de komatiíto do Grupo Onverwacht, *Greenstone Belt* Barberton, África do Sul (Jahn *et al.* 1982) (Figura 3b). Entretanto são discordantes dos padrões de ETR's dos komatiíto do *Greenstone Belt* Abitibi, Canadá (Fan e Kerrich, 1997), e dos komatiíto dos *Greenstone Belts* do Grupo Sargur, Índia (Jayananda *et al.* 2008), cujos padrões são planares (Figura 3c). Valores altos para as razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ dos metakomatiíto do GBMN, situados entre 1,1 e 2,6, permitem classificá-los como Al-depletados. Em adição, valores altos da razão $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$, entre 1,09 e 1,61, indicam que o magma komatiítico foi gerado por fusão parcial a altas pressões e que a granada permaneceu no resíduo durante o processo de fusão (Figura 3d). A ocorrência de granada na fonte implica em derivação de magmas komatiíticos em níveis mais profundos do manto superior, a uma profundidade de aproximadamente 400 km (Jayananda *et al.* 2008). Os valores baixos de Nb, Ti e da razão Ti/Zr , além do enriquecimento em U e Th, podem significar possível enriquecimento crustal dos metakomatiíto do GBMN, relacionado a alterações posteriores, sejam elas hidrotermais ou metamórficas (Figura 3e). Por sua vez, é possível que eventos metassomáticos tenham ocorrido na fonte mantélica, ocasionados pela entrada de fluidos magmáticos ricos em ETR's leves e que resultou em um manto heterogêneo, conforme sugerido por Jahn *et al.* (1982) para os processos formadores dos komatiíto do Grupo Onverwacht. O processo de formação de um manto heterogêneo também explicaria o empobrecimento em Nb e Ti observado para os metakomatiíto em questão (Figura 3f).

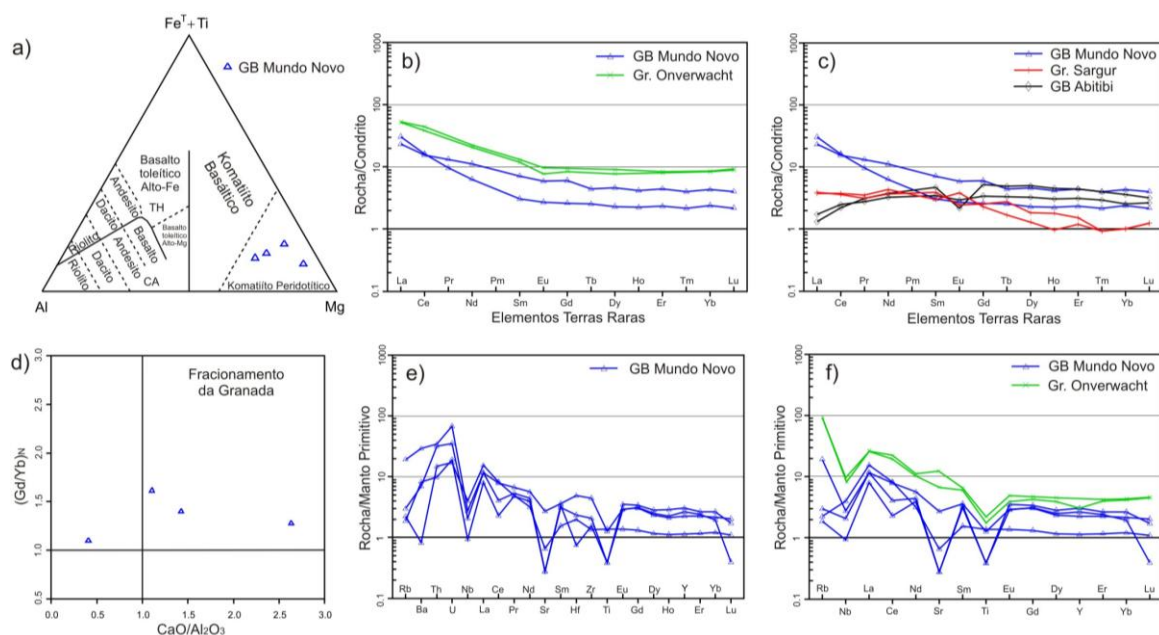


Figura 3. a) Amostras de metakomatiitos do GBMN projetadas no Diagrama de Projeção Catiônica de Jensen (1976). b) Diagrama de Boynton (1984) comparativo de ETR: GBMN e Grupo Onverwacht. c) Diagrama de Boynton (1984) comparativo de ETR: GBMN, Grupo Sargur e GB Abitibi. d) Diagrama da razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ para os metakomatiitos do GBMN. e) Diagrama multi-elementar para os komatiitos do GBMN, normalizado ao manto primitivo (Hofmann, 1988). f) Diagrama multi-elementar comparativo: GBMN e Grupo Onverwacht, normalizado ao manto primitivo (Hofmann, 1988).

6. CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA E CONSIDERAÇÕES FINAIS

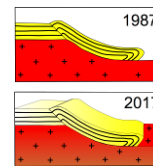
Os metakomatiitos do GBMN foram gerados por pluma mantélica a aproximadamente 400 km de profundidade e extravasados em ambiente de fundo oceânico. Posteriormente, foram gerados os metabasaltos da Unidade Vulcânica Máfica-Ultramáfica a menores profundidades, mas ainda extravasados em ambiente sub-aquático. Após amalgamação da crosta oceânica em um arco magmático ocorreu o vulcanismo félsico do GBMN, constituído por metariolitos da Unidade Vulcânica Félsica, seguido de extensa sedimentação marinha a continental esta última situada no topo e na porção norte do GBMN. Granitos paleoproterozoicos pós-tectônicos penetraram as unidades do GBMN.

A caracterização petrográfica, litogeoquímica e tectônica das rochas ultramáficas do GBMN permite classificá-las como metakomatiitos peridotíticos, com características similares aos komatiitos do Grupo Onverwacht. Eles são Al-depletados e gerados a aproximadamente 400 km de profundidade, em níveis mais profundos do manto superior. A ocorrência de granada na área fonte é justificada pelo enriquecimento em ETR's leves e pelos valores altos para as razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$. A granada na fonte mantélica contribui para a heterogeneidade do manto, assim como proposto para os komatiitos do Grupo Onverwacht (Jahn *et al.* 1982). Esta heterogeneidade explicaria o empobrecimento em Nb e Ti e os baixos valores da razão Ti/Zr nesses komatiitos. O enriquecimento em U e Th pode evidenciar enriquecimento crustal dos metakomatiitos do GBMN, relacionado à alteração metamórfica-hidrotermal posterior, que também teria gerado a paragénese atual constituída de antofilita, tremolita e talco.

Apoio: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOYNTON, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- FAN, J., KERRICH, R. 1997. Geochemical characteristics of aluminum depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle plume-convergent margin environment. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 61, n. 22, p. 4723-4744.
- HOFMANN, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. **Earth and Planetary Science Letters**, 90, p. 297-314.
- JAHN, B.M., GRUAU, G., GLIKSON, A.Y. 1982. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE Geochemistry, Sm/Nd Age and Mantle Evolution. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 80, p. 25-40.
- JAYANANDA, M., KANO, T., PEUCAT, J.J., CHANNABASAPPA, S. 2008. 3.35 Ga komatiite volcanism in the western Dharwar craton, southern India: Constraints from Nd isotopes and whole-rock geochemistry. **Precambrian Research**, 162, p. 160-179.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ont. Div. Min., Misc. Paper, 66. 22 p.
- LEITE, C.M.M. 2002. A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas Regiões de Capim Grosso, Jacobina e Pintadas - Mundo Novo (Bahia-Brasil): Metamorfismo, Anatexia Crustal e Tectônica. 2002, 408 f. Tese de Doutorado-Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- MASCARENHAS, J.F., SILVA, E.F.A. 1994. *Greenstone Belt* de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas no Cráton do São Francisco. **Série Arquivos Abertos**, n. 5, p. 1-32.
- MOUGEOT, R. 1996. Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des minéralisations Au ± U associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil). 1996. 306 f. Thèse de l'Université de Montpellier II, Montpellier.
- PEUCAT, J.J., MASCARENHAS, J.F., BARBOSA, J.S.F., SOUZA, S.L., MARINHO, M.M., FANNING, C.M., LEITE, C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo *Greenstone Belt* in the São Francisco Craton, Bahia (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 363-373.
- SOUZA, S.L., GARRIDO, I.A.A., OLIVEIRA, N.S., FRÓES, R.J. 2002. **Projeto Greenstone Belt de Mundo Novo: estudos geológicos regionais**. Salvador: CBPM. V. 1, 62p.
- ZINCONI, S.A., OLIVEIRA, P.O., LAURENT, O., ZHANG, H., ZHAI, M. 2016. 3.3 Ga High-Silica Intraplate Volcanic-Plutonic System of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Implications of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. **Lithos**, n. 266-267, p. 414-434.



EVIDÊNCIAS DE TEXTURA SPINIFEX E ESTRUTURAS DE FLUXO NAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE RIACHO DE SANTANA, SUDOESTE DA BAHIA

Márcio Mattos Paim¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz², Herbet Conceição³

¹ Departamento de Geologia - Universidade Federal da Bahia

² Programa Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia

³ Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias, Universidade Federal de Sergipe

1. INTRODUÇÃO

Trabalhos de mapeamento geológico regional executados pela CPRM (Arcanjo *et al.*, 2005; Guimarães *et al.*, 2013) permitiram reconhecer pequenos corpos descontínuos de rochas ultramáficas encaixados nos terrenos arqueanos do sudoeste da Bahia, próximos ao município de Riacho de Santana. No maior destes corpos, Arcanjo *et al.* (2005) relataram rochas de natureza komatiítica, com prováveis texturas *spinifex*.

Este trabalho apresenta algumas feições de campo que colaboram para a caracterização das rochas komatiíticas nesta região da Bahia.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de estudo é composta principalmente por terrenos gnáissico-migmatíticos arqueanos, sequências metavulcanossedimentares, e por expressivo magmatismo alcalino-potássico paleoproterozoico (Batólito de Guanambi). Esta região tem sido interpretada como um compartimento geotectônico estável, correspondendo a porção ocidental do denominado Bloco Gavião (Barbosa *et al.*, 2012), ou como um cinturão móvel evoluído no Paleoproterozoico (Mascarenhas *et al.*, 1979; Rosa *et al.*, 1996).

Os terrenos gnáissico-migmatíticos compreendem um conjunto bastante diversificado de ortognaisses de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, metamorizado na fácies granulito ou anfífolito alto, com faixas calcossilicáticas e aluminosas e lentes de formações ferríferas subordinadas. Este conjunto foi agrupado como Complexo Santa Isabel. As idades existentes variam de 2,6 a 3,3 Ga. As sequências metavulcanossedimentares são encaixadas nestes terrenos e a ocorrência mais a norte, próximo ao município de Riacho de Santana, foi caracterizada como um típico *greenstone belt* (*Greenstone Belt* de Riacho de Santana) após a constatação de lavas ultramáficas komatiíticas com textura *spinifex* em sua unidade inferior (Silveira & Garrido, 1998; 2000). O Batólito de Guanambi reúne rochas sieníticas e graníticas pouco deformadas, de idade paleoproterozoica (U-Pb 2,05 Ga; Rosa, 1999) que afloram por cerca de 6000 km² na região.

As rochas ultramáficas estão encaixadas no Complexo Santa Isabel.

3. OBSERVAÇÕES DE CAMPO

As feições descritas a seguir são referentes a afloramento que ocorre ao longo da BR-430, entre as sedes municipais de Riacho de Santana e Igarorã. A maior parte desta exposição, de aproximadamente 200 m de extensão, é representada por rochas peridotíticas bem preservadas de alteração intempérica (Figura 1). As encaixantes imediatas são ortognaisses migmatizados ricos em enclaves máficos contudo, a menos de 1 km do afloramento, são observadas rochas kinzigíticas, calcossilicáticas e formações ferríferas bandadas.

Nesta exposição é possível observar, de forma localizada, porções onde existem feixes de cristais lamelares dispostos de forma aleatória (Figura 1), caracterizando uma textura *spinifex*, conforme descrito por Arndt *et al.* (1979) e Arndt (2008).



Figura 1: Aspecto do afloramento (a esquerda) e detalhe de um domínio com textura *spinifex*.

Em outra porção deste afloramento foi observada a presença de estruturas com formas elípticas bem definidas, imersas numa “matriz” constituída por cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio de granulação grossa. Essas feições sugerem estruturas de topo de fluxo komatiítico podendo representar brechas de fluxo ou lavas almofadadas deformadas.



Figura 2: Detalhes das estruturas elípticas

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Teixeira (2000), baseando-se na geoquímica das rochas ultramáficas do Projeto Vale do Paramirim, caracterizou como komatiíticos os “enclaves ultrabásicos do Complexo Santa Isabel” e as rochas ultramáficas de Botuporã, relacionando-os às rochas ultramáficas do *Greenstone Belt* de Riacho de Santana. Posteriormente, Teixeira (2012) reavaliou as rochas ultramáficas de Botuporã, onde as texturas *spinifex* estão ausentes, e, suportado pelos trabalhos de Soares *et al.* (1995), dissociou-as da sequência komatiítica e as relacionou a um corpo máfico-ultramáfico acamadado.

As feições de campo apresentadas neste trabalho apontam fortemente para a natureza komatiíticas das rochas ultramáficas da região de Riacho de Santana, contudo são dados ainda preliminares e que necessitam de estudos petrográficos e mineraloquímicos para melhor caracterização destas rochas.

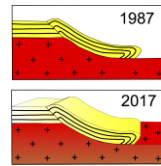
A existência de komatiitos fora dos domínios do *Greenstone Belt* Riacho de Santana abre uma janela para se avaliar em detalhe os outros corpos de rochas ultramáficas encaixados no Complexo Santa Isabel, e que muitas vezes ocorrem associados a sequências de rochas supracrustais (ex. kinzigitos, calcossilicáticas e formações ferríferas bandadas). Além disso, amplia-se com estas novas evidências o potencial metalogenético na

área, em especial para conter depósitos de sulfetos magmáticos de níquel. Vale ressaltar ainda que Arcanjo *et al.*, (2005) chamaram a atenção para as anomalias geoquímicas de Ni e Cu delineadas a partir de sedimentos de corrente.

Agradecimentos: Ao Dr. Léo Teixeira (CPRM) pelas discussões sobre o tema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCANJO J.B.; MARQUES-MARTINS A.A.; LOUREIRO H.S.C.; DELGADO, I.M.; SOUZA, J.D.; NEVES, J.P.; OLIVEIRA, J.E.; TEIXEIRA, L.R.; VARELA P.H.L.; GOMES, R.D.; SANTOS, R.A.; MELO, R.C. (2005) Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM, Série arquivos abertos 22, 82 p.
- ARNDT, N.T. (2008) Komatiites. Cambridge University Press. 467 p.
- ARNDT, N. T., FRANCIS, D. M., HYNES, A. J. (1979) The field characteristics and petrology of Archaean and Proterozoic komatiite. *Canadian Mineralogist*, 17, 147-163.
- BARBOSA, J.S.F. (Coord) (2012) Geologia da Bahia: Pesquisa e atualização. Série de Publicações Especiais, 13, 2 v. Salvador, CPBM-UFBA.
- GUIMARÃES, J.T.; NOGUEIRA, A.C.; Borges, V.P. (2013) Mapa Geológico da Folha Riacho de Santana, (SD-23-X-D-V) Escala 1/100.000. CPRM. (*download* em www.cprm.gov.br/).
- MASCARENHAS, J.F. (1979) Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. (Coord.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. *Textos Básicos*. SME/CPM, Salvador-BA, 2: 57-165.
- ROSA, M.L.S. (1999) Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA, 186p.
- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; PAIM, M. M.; SANTOS, E. B.; ALVES DA SILVA, F. C.; LEAHY, G. A. S.; BASTOS LEAL, L. R. (1996) Magmatismo potássico-ultapotássico pós a tardi-orogênico (associado à subducção) no oeste da Bahia: batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e os sienitos de Correntina. *Geochim. Brasil.*, 10 (1): 27-42.
- SILVEIRA, W. P. & GARRIDO, I.A.A. (1998) Projeto Riacho de Santana. Relatório Final - CBPM, Salvador - BA, 8 Vols.
- SILVEIRA, W.P. & GARRIDO, I.A.A. (2000) Geologia, Pesquisa Mineral e Potencialidade Econômica do Greenstone Belt Riacho de Santana. Série Arquivos Abertos, CBPM, 14, 39p.
- TEIXEIRA, L.R. (2000) Projeto Vale do Paramirim. Relatório Temático de Litogeoquímica. Salvador: Convênio CPRM/CBPM.
- TEIXEIRA, L.R. (2012) Projeto Igaporã-Macaúbas. Relatório Temático de Litogeoquímica. Salvador, CPRM.
- SOARES, J.V.; OLIVEIRA, N. S.; GARRIDO, I.A.A. (1995) Projeto Macaúbas: texto e mapas. Salvador: CBPM, 96 p.



O USO DE LIP'S NO REPOSICIONAMENTO DOS PROTO-CRATONS SULAMERICANOS EM COLUMBIA NA TRANSIÇÃO OROSIRIANO-ESTATERIANO

Alexandre de Oliveira Chaves¹, Wellison Martins Fonseca¹, Victor Luiz Silva Leal¹

1- Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais, alochaves@yahoo.com.br
 1- Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais, wellisonfonsceca@hotmail.com
 1- Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais, victorleal2@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Províncias Ígneas Gigantes (*Large Igneous Provinces* – LIP) são aquelas que foram geradas por enormes volumes de magma de composição essencialmente basáltica, extravasados em curtos períodos de tempo em ambiente intraplaca durante eventos de extensão e afinamento crustal. Quando produzidas em ambiente continental, geralmente acabam por estimular a quebra de continentes (Ernst, 2014). No registro geológico fanerozóico, enxames de diques e sills máficos e restos de derrames basálticos e *plateaus* oceânicos caracterizam as LIP. Já no registro continental proterozóico/arqueano, as LIP são basicamente reconhecidas por seus sistemas alimentadores: os vigorosos enxames de diques e sills máficos, agora expostos após longa fase erosiva (Ernst, 2014). Ainda segundo Ernst (2014), blocos cratônicos situados no interior de continentes que guardam restos de uma mesma LIP gerada em um determinado tempo geológico podem ser usados para a reconstrução de um supercraton ancestral. A Figura 1 representa os registros deixados por uma determinada LIP na quebra de um supercraton. Através de datações U-Pb precisas de diques/sills máficos da LIP vinculadas aos seus dados paleomagnéticos, torna-se possível o reposicionamento da LIP no supercraton ancestral, com o ponto de origem (*hot spot* inicial) de uma pretérita junção tríplice centralizado no interior da LIP (Figura 1). As LIP de composição basáltica podem estar associadas no tempo e no espaço às chamadas Províncias Ígneas Gigantes Silíceas (SLIP), as quais tipicamente formam cinturões vulcano-plutônicos lineares (>2000 km) ao longo de margens rifteadas ou em rifts continentais abortados.

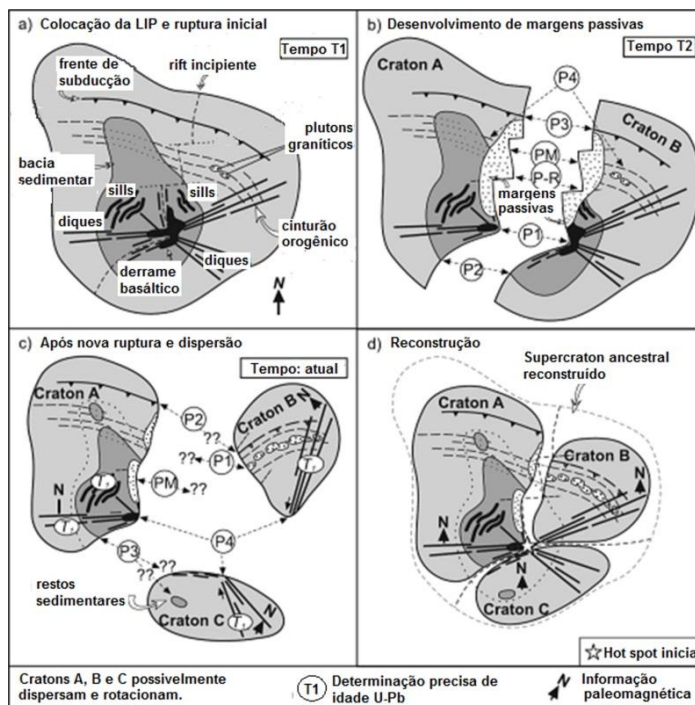


Figura 1. Reconstrução de um supercraton usando idades U-Pb e dados paleomagnéticos de partes de diques/sills máficos de uma LIP encontrados em blocos cratônicos dispersos e rotacionados (Ernst, 2014).

Diversas SLIP representam um evento magmático pré- a sin-rifte ao longo de margens vulcânicas que se desenvolvem ao longo de um padrão temporal consistente de magmatismo LIP seguido por rifteamento com abertura de margens passivas e subsequente expansão de assoalho oceânico (Bryan, 2007). Este resumo apresenta a tentativa de reposicionamento dos diversos proto-cratons sulamericanos Amazônico, São Francisco, Rio de la Plata e São Luis no supercontinente Columbia na transição Orosiriano (2,05-1,80 Ga)/Estateriano (1,80-1,60 Ga) seguindo a metodologia proposta por Ernst (2014).

2. ENSAIO SOBRE O REPOSICIONAMENTO DOS PROTON-CRATONS SULAMERICANOS EM COLUMBIA NA TRANSIÇÃO OROSIANO-ESTATERIANO

No continente Sulamericano são verificados três grupos principais de eventos orogênicos de acreção crustal paleoproterozóica. Estes eventos decorrem da interação convergente de placas litosféricas que envolveram os proto-cratons Amazônico, São Francisco e Congo, Rio de la Plata e São Luis/Oeste Africano e ocorreram há 2,35 Ga (Sideriano Superior), 2,2–2,1 Ga (Riaciano) e 2,0–1,9 Ga (Orosiriano). Este último evento, denominado Ventuari-Tapajós (ou Tapajós-Parima) e de ocorrência restrita no Craton Amazônico, é contemporâneo ao processo de aglutinação de blocos crustais que formaram uma parte significativa do supercontinente Columbia (Figura 2A). Merece destaque o plutonismo e vulcanismo intraplaca (SLIP) desenvolvido em boa parte do Craton Amazônico por volta de 1,9 Ga, conhecido no Brasil como Evento Uatumã, seguido pelo desenvolvimento de bacias sedimentares, no norte e no sul da Amazônia, com centenas de milhares de quilômetros quadrados de extensão no seu total, em ambiente continental a marinho raso (Bizzi *et al.*, 2003 e referências lá citadas, Hou *et al.* 2008, Uhlein *et al.*, 2015). A atividade geológica orogênica e intraplaca paleoproterozóica, entretanto, não se encerrou regionalmente a 1,9 Ga. Por volta de 1,8 Ga, na transição Orosiriano-Estateriano, o evento orogênico acrescionário denominado Rio Negro-Juruena esteve concorrendo no tempo e no espaço do proto-craton amazônico com os eventos extensionais que configuram a ampla Tafrogênese do Estateriano (Brito Neves *et al.*, 1995) registrada na América do Sul por suas LIP, SLIP e sequencias de rifte.

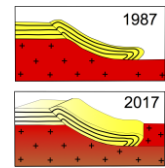
Usando dados paleomagnéticos, Johansson (2009) propôs a chamada conjunção “SAMBA” (South AMerica and BAltica), que sugere que o proto-craton Amazônico da América do Sul e o bloco Báltica, juntamente com o proto-craton do Oeste Africano, representavam uma entidade continental contígua há 1,8 Ga, como parte do Supercontinente Columbia que então se edificava (Figura 2A). Dados paleomagnéticos e geocronológicos de amostras de rochas ígneas Colider e Avanavero (1,79 Ga) do craton Amazônico (Bispo-Santos *et al.*, 2008; Reis *et al.*, 2013; Bispo-Santos *et al.*, 2014, D’Agrella-Filho *et al.*, 2016) suportam este posicionamento de “SAMBA” em Columbia. Estudos paleomagnéticos desenvolvidos por Teixeira *et al.* (2013) em amostras de diques máficos da LIP Florida/Uruguayano de 1,79 Ga sugerem um possível reposicionamento do proto-craton Rio de la Plata virado de cabeça para baixo entre o proto-craton Amazônico e Báltica. Em considerando esta configuração para este proto-craton e uma rotação no sentido horário de quase 90 graus do proto-craton Amazônico em relação à sua posição atual (rotação próxima à que consta no artigo dos referidos autores), colocando-o lado a lado com o proto-craton São Francisco, a feição de uma possível junção tríplice parece surgir (Figura 2B), de modo análogo ao modelo centrado no *hot spot* da Figura 1D. Irradiariam do centro (*hot spot*) desta provável junção tríplice, representado pela robusta LIP Avanavero de 1,79 Ga (Reis *et al.*, 2013), não só o enxame de diques Florida/Uruguayano, como também o enxame de diques máficos da LIP Pará de Minas (sul do Craton São Francisco), datado também em 1,79 Ga (Cederberg *et al.*, 2016). Em conjunto, todos esses litotipos máficos de 1,79 Ga parecem compor uma única e mais abrangente LIP (Chaves *et al.* 2016).

formado no proto-craton Amazônico possivelmente seria o representante de um evento magmático pré-a sin-rifte ao longo de margens vulcânicas que teriam se desenvolvido contemporaneamente ao magmatismo máfico LIP descrito, seguido por rifteamento e possível início da abertura de margens passivas (Figura 2B) e subsequente expansão de assoalho oceânico.

No que se refere à quebra de Columbia, este processo de rifteamento e possível oceanização associada parecem ter tido lugar em grande parte da configuração “SAMBA” de blocos cratônicos, tendo em vista a ocorrência de enxames de diques máficos de idade entre 1,8-1,75 Ga (Bogdanova et al., 2013) encontrados no Escudo Ucrainiano exposto na parte sul do bloco Báltica (Figura 2A).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BISPO-SANTOS, F., M. S. D'AGRELLA-FILHO, I. I. G. PACCA, L. JANIKIAN, R. I. F. TRINDADE, S.-Å. ELMING, J. A. SILVA, M. A. S. BARROS & F. E. C. PINHO, 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma Colider volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil). *Precambrian Research* 164: 40-49.
- BISPO-SANTOS, F., M. S. D'AGRELLA-FILHO, R. I. F. TRINDADE, L. JANIKIAN & N. J. REIS, 2014. Was there SAMBA in Columbia? Paleomagnetic evidence from 1790 Ma Avanavero mafic sills (Northern Amazonian Craton). *Precambrian Research* 244: 139-155.
- BIZZI, L. A., C. SCHOBENHAUS, R. M. VIDOTTI & J. H. Gonçalves, 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. 1-692. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- BOGDANOVA S. V., O. B. GINTOV, D. M. KURLOVICH, N. V. LUBNINA, M. K. M. NILSSON, M. I. ORLYUK, I. K. PASHKEVICH, L. V. SHUMLYANSKY & V. I. STAROSTENKO, 2013. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 174: 196–216.
- BRITO NEVES, B. B., J. M. SÁ, A. A. NILSON & N. B. BOTELHO, 1995. A tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos* 3: 1-21.
- BRYAN, S. 2007. Silicic Large Igneous Provinces. *Episodes* 30(1): 20-30.
- CEDERBERG, J., U. SÖDERLUND, E. P. OLIVEIRA, R. E. ERNST & S. A. PISAREVSKY, 2016. U-Pb baddeleyite dating of the Proterozoic Pará de Minas dyke swarm in the São Francisco craton (Brazil) – implications for tectonic correlation with the Siberian, Congo and North China cratons. *GFF* 138(1): 219-240
- CHAVES, A. O., 2014. Litoquímica dos diques máficos Pará de Minas (MG-Brasil) associados a uma provável pluma mantélica estateriana de Mato Grosso-Goiás. *Geonomos* 22(2): 44-50.
- CHAVES, A. O. FONSECA, W. M. LEAL, V. L. S., 2016. Províncias Ígneas Gigantes e o reposicionamento dos proto-cratons sulamericanos em columbia na transição Orosiano-Estateriano. Submetido ao Boletim Museu Paraense Emílio Geoldi. Ciências Naturais.
- D'AGRELLA-FILHO, M. S., F. BISPO-SANTOS & R. I. F. TRINDADE, 2016. The core of Columbia formed by Laurentia, Baltica, Amazonia, and West-Africa – a geodynamic model of agglutination. *Latinmag Letters* 6: Special Issue, B10: 1-5.
- ERNST, R. E., 2014. Large Igneous Provinces. 1-666. Cambridge University Press.
- HOU, G., M. SANTOSH, X. QIAN, G. S. LISTER & J. LI, 2008. Configuration of the Late Paleoproterozoic super continent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms: *Gondwana Research* 14: 395–409.
- JOHANSSON, Å., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection: 1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research* 175: 221–234.
- REIS, N. J., W. TEIXEIRA, M. A. HAMILTON, F. BISPO-SANTOS, M. E. ALMEIDA, & M.S. D'AGRELLA-FILHO, 2013. Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U-Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos* 174: 175–195
- TEIXEIRA, W., M. S. D'AGRELLA-FILHO, M. A. HAMILTON, R. E. ERNST, V. A. V. GIRARDI, M. MAZZUCHELLI, & J. S. BETTENCOURT, 2013. U–Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent. *Lithos* 174:157–174.
- UHLEIN, A., P. S. G. PAIM, C. C. G. TASSINARI & A. J. PEDREIRA, 2015. Análise estratigráfica de Bacias Rifte Paleoproterozoicas dos Crátos Amazônico e São Francisco, Brasil. *Geonomos* 21(1): 29-33



CONTROLE ESTRUTURAL DAS INTRUSÕES TARDIAS DO BATÓLITO MONZOSIENÍTICO GUANANBI-URANDI – ASPECTOS PRELIMINARES

Rodrigo Lacerda Rangel Santos¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz², Danilo Heitor Caires Tinoco Bisneto Melo², Vanderlúcia dos Anjos Cruz², Érica Neres dos Santos¹, Marcio Mattos Paim¹

¹ Universidade Federal da Bahia, e-mail: rodrigorangel89@live.com,

² Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia

1. INTRODUÇÃO

O Batólito Monzosienítico Guanambi-Urandi (BMSGU) (Figura 1) compreende intrusões múltiplas e tardias denominadas de maciços Estreito, Ceraíma e Cara Suja (Rosa 1999). As intrusões tardias compreendem cerca de 10% da área total desse batólito, correspondendo à cerca 380 km², sendo constituídas, genericamente, por monzonitos, sienitos com subordinados granitos e rochas máficas (Leahy 1997, Paim et al. 1998, Rosa 1999, Rosa et al. 2000, Santos et al. 2000, Santos 2005, Paim 2014). As idades (TIM, zircão) desses corpos obtidas por Rosa (1999) são 2053 ± 3 , 2049 ± 2 a 2050 ± 1 e 2041 ± 2 a 2054 ± 3 para os maciços Cara Suja, Ceraíma e Estreito, respectivamente. Segundo Rosa (1999) e Paim (2014), a colocação das rochas do BMSGU está relacionada com o desenvolvimento estruturas *pull-apart* em zonas transpressionais sinistras regionais com orientação geral NS. Essas zonas de cisalhamento foram nucleadas durante a fase tardicolisional do Orógeno do Oeste da Bahia durante o riacianos (Cruz et al. 2016). O projeto em andamento visa verificar a associação das zonas de cisalhamento regionais com a colocação de granitoides tardicolisionais a esse orógeno, tendo como ferramentas os trabalhos de campo e os dados oriundos de imagens. A interpretação de dados aerogeofísicos permite obter de forma indireta informações adicionais sobre a geometria e composição litológica de um corpo geológico. Neste trabalho são demonstrados os resultados da delimitação da geometrias dos corpos intrusivos tardios no BMSGU permitindo a inferência sobre campos de tensões que possam ter atuado durante a sua colocação.

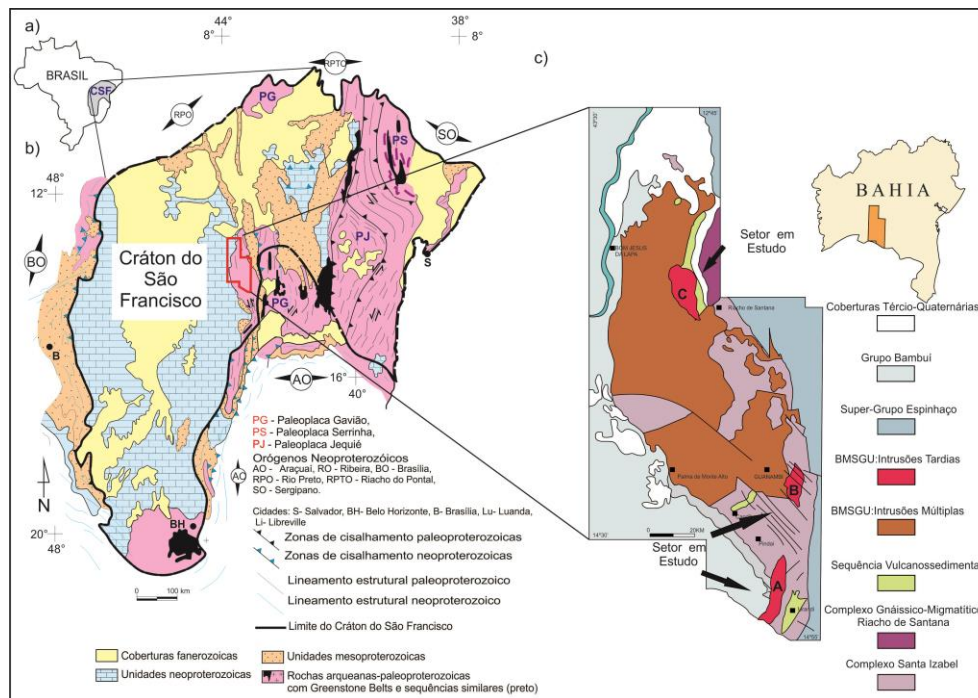


Figura 1- Mapa geológico mostrando o contexto regional do Batólito Monzosienítico Guanambi-Urandi (BMSGU). Modificado de Rosa (1999).

2. CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

As principais unidades que ocorrem na área de trabalho pertencem ao Complexo Riacho de Santana, Complexo Santa Isabel, à sequência Metavulcanossedimentar Urandi, ao *Greenstone Belt* Riacho de Santana e ao Batólito Monzo-sienítico Guanambi-Urandi (BMSGU). O Complexo Riacho de Santana é caracterizado por ortognaisses, migmatitos e granulitos de composição TTG (Barbosa et al. 2013). Reavaliando os dados de Rosa (1999; U/Pb, Laser Ablation), Barbosa et al. (2013) obtiveram uma idade de 3648 ± 69 Ma para a cristalização dessas rochas. O Complexo Santa Isabel é constituído por ortognaisses de composição tonalítico-granodiorítica-granítica, com enclaves máficos (piroxenitos, peridotitos) e dioríticos, além de migmatitos, ortognaisses granulíticos, granulitos charnoquíticos, kinzigitos, cálcio-silicáticos, formações ferríferas bandadas, serpentina mármore, peridotitos, talco-tremolita xistos (Arcanjo et al. 2005, Barbosa et al. 2013, Cruz et al. 2014). Essas rochas encontram-se fortemente migmatizadas, predominando domínios com o paleossoma em seu setor sul. Para os migmatitos granulíticos desse complexo na região de Riacho de Santana, Barbosa et al. (2013) obteve idade U-Pb (Laser Ablation-ICPMS/zircão) de 2954 ± 100 Ma, que foi interpretada como sendo relacionada com a cristalização do protólitos. Por sua vez, analisando paleossomas de migmatitos da região de Urandi Medeiros (2013) encontrou idades LA-ICPMS (zircão) que variaram de $3097 \text{ Ma} \pm 24$ a $3136 \text{ Ma} \pm 8$. Duas idades de migmatização foram encontradas: (i) ca. 2.09 Ga por Medeiros et al. (2013); e (ii) 2.25 Ga por Barbosa et al. (2013). Além desse complexo, também afloram na área de trabalho sequências metavulcanossedimentares, tais como Urandi e o *Greenstone Belt* Riacho de Santana A Sequência Metavulcanossedimentar Urandi compreende metabasaltos, metapelitos com quartzitos ferruginosos, com destaque para a presença de formações ferríferas metamorfisadas e mármore manganésíferos, além de metacherts e mármore (Figueiredo 2009, Cunha et al. 2012). Por sua vez, segundo Silveira & Garrido (2000), o *Greenstone Belt* Riacho de Santana apresenta três unidades litoestratigráficas reconhecidas: (i) Unidade inferior, que compreende rochas ultramáficas komatiíticas com finas intercalações de metabasaltos e metagabros, associados a formações ferríferas bandadas metamorfisadas, quartzitos, metacherts, rochas cálcio-silicáticas e xistos aluminosos; (ii) Unidade intermediária, que é constituída por metabasaltos e metagabros, metatufos de composição intermediária a ácida, xistos aluminosos e xistos grafitosos, e (iii) Unidade superior, que compreende uma sequência de rochas silicáticas-carbonáticas. O Batólito Monzo-sienítico Guanambi-Urandi é constituído por rochas sieníticas, monzoníticas e graníticas, de natureza alcalino-potássica, enriquecida em elementos incompatíveis (Rosa et al. 1996, Rosa 1999). Rosa (1999) divide o batólito em dois domínios principais: (i) terrenos de intrusões múltiplas e terrenos de intrusões tardias. Os plútons tardios do segundo domínio são denominados de maciços Cara Suja (Paim et al. 1998), Ceraíma (Leahy 1997) e Estreito (Santos 1999, 2005).

Regionalmente, no Complexo Santa Isabel e nas unidades metavulcanossedimentares são encontrados bandamentos gnáissicos que estão dobrados e redobrados (Medeiros 2013, Neres et al. 2017, neste volume) e truncados por zonas de cisalhamento com trend geral NS. Duas cinemáticas foram encontradas por Neres et al. (2017, neste volume) para essas zonas, ou seja, uma sinistral e outra dextral, refletindo campos de tensão máxima e mínima posicionadas em NW-SE e NE-SW, respectivamente. A relação de truncamento entre esses campos ainda não foi determinada de forma segura.

3. MÉTODO DE TRABALHO

Os trabalhos de aquisição de dados contemplaram atividades de campo e estudos de sensoriamento remoto e geoprocessamento através de cenas do sensor LandSat8, imagem digital de superfície da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e dados aerogamaespectrométricos. Nas imagens do satélite LandSat8, obtidas diretamente do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE foram realizadas correções atmosféricas através do módulo ATCOR2 do software ERDAS. Essas correções foram realizadas nas bandas 1 a 7 com o intuito de se obter melhor qualidade para a interpretação final, uma vez que o espalhamento das ondas na atmosfera pode apresentar coloração anômala, o que dificulta a equalização e o mosaico da imagem final. Posteriormente, foram feitos o empilhamento de bandas através do módulo *layer stack* e a conversão radiométrica de 16bits para 8bits, possibilitando o processamento e equalização das imagens para a confecção do mosaico final.

A partir do modelo digital de superfície, obtida através da USGS (EarthExplorer), no *software* ArcGIS foi elaborado o modelo de relevo sombreado em oito direções para possibilitar extrair de maneira automática os

lineamentos estruturais e para a correlação dos dados geofísicos e o relevo da região. As imagens geofísicas com informações das concentrações dos radioelementos U, Th, K, ternário e de contagem total (CT) foram interpoladas para a confecção de um diagrama ternário. A variação de cores resultantes foi utilizada para a criação de um mapa de unidades geofísicas. A delimitação dos corpos foi elaborada sobrepondo as imagens de relevo e LandSat com os dados aerogeofísicos. Nesse processamento, um arquivo vetorial em formato *shapefile* foi criado para a criação do respectivo polígono correspondente a cada corpo delimitado.

4. AS INTRUSÕES TARDIAS DO BATÓLITO DE GUANAMBI

O Maciço Cara Suja é constituído por rochas em geral, isotrópicas a fracamente foliadas, leucocráticas, porfíricas a faneríticas médias, de coloração cinza-clara e inequigranulares. Paim (2014) identificaram quartzo-sienitos, granito, álcali-feldspato sienitos, lamprófiro e rochas subvulcânicas, além de enclaves (xenólitos, enclaves micáceos e enclaves máficos) e diques monzoníticos e graníticos. De acordo com esse autor, os minerais principais são clinopiroxênio, anfíbólios (actinolita e Mg-hornoblenda), micas (biotita e flogopita) e feldspatos (ortoclásio) e os acessórios são apatita, titanita, óxidos de Fe-Ti, alanita e torita, além de pistacita, sulfetos, carbonatos e sulfatos.

O Maciço Ceraíma foi subdividido por Rosa (1991) nas fácies k-álcali sienítica, k-álcali sienítica leucocrática, k-sienítica e k-granítica. As rochas podem ser porfíricas ou equigranulares. A matriz pode ser mesocrática, sendo composta por proporções variadas de hornblenda, micas e clinopiroxênios com presença de autólitos com composição máfica é comum.

O Maciço Estreito é constituído por duas fácies: fanerítica e porfírica, com feldspatos alcalinos, plagioclásio, quartzo, micas e fraca presença de anfibólio. Os enclaves possuem formato e tamanho diversos.

5. GEOMETRIA DOS MACIÇOS, CONTROLES ESTRUTURAIS E CAMPOS DE TENSÃO

O Maciço Cara Suja, que aflora nas proximidades de Riacho de Santana, apresenta uma área de aproximadamente 220 km² e, considerando os dados de Paim (2014), este corpo apresenta uma geometria simoidal, assimétrica, em S. A sua colocação possivelmente está relacionada com um campo de tensão máximo NW-SE e mínimo em NE-SE já identificado por Medeiros (2013) e Neres et al. (2017, neste volume). A sua colocação associada com zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais já tinha sido interpretada por Paim (2014). A correlação direta entre as imagens de satélite LandSat8 e SRTM mostram dois grupos de lineamentos preferenciais nas direções NW-SE, que ocorre em maior expressão, e NE-SW.

O Maciço Ceraíma tem aproximadamente 128 km² e a análise do mapa ternário mostra uma distribuição aproximadamente homogênea dos elementos radiométricos medidos, com cores esbranquiçadas devido aos altos teores de U, Th e K. Entretanto, é possível diferenciar 4 domínios geofísicos dentro deste corpo delimitado com base no mapa geológico na escala 1:100.000 produzido por Cruz et al. (2014). O primeiro apresenta alto teor de Th e K, com baixo teor de U. O segundo é representado por altos teores de K e U, com médios teores de Th. O terceiro possui altos teores de K e médios de U e Th. Por fim, o quarto apresenta altos teores dos três elementos. O mapa de contagem total é o que consegue discriminar melhor a geometria do corpo, sendo essa simoidal e em Z. Os lineamentos extraídos do modelo SRTM mostra a maior expressão no sentido NW-SE, no qual se assemelha com o maciço Cara Suja, tanto em extensão quanto direção.

O Maciço Estreito, com aproximadamente 270 km², apresenta dois domínios geofísicos no mapa ternário e contagem total. O primeiro está representado pela cor vermelha pela alta concentração de potássio em detrimento dos elementos urânio e tório. O segundo domínio possui alta relação dos radioelementos U, Th e K, isso demonstra sua coloração mais voltada para o branco, em imagens de satélite, este domínio possui um relevo relativamente plano e seus contatos são curvos. A delimitação da geometria do corpo foi realizada usando o mapa ternário, imagem Landsat e mapa de contagem total. A configuração principal é um corpo lenticular com orientação geral NNE-SSW.

Tanto para o Maciço Ceraíma, quanto para o Maciço Estreito, o mecanismo de colocação esteve possivelmente relacionado com o desenvolvimento de estruturas *pull apart* em zonas de cisalhamento transpressionais a transcorrentes destrais. O campo de tensão máximo seria NE-SW e mínimo seria NW-SE já identificado por Medeiros (2013) e Neres et al. (2017, neste volume).

6. CONCLUSÕES

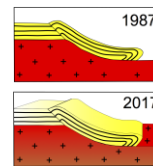
Os estudos realizados demonstram que os corpos intrusivos tardios do Batólito Monzosienítico Guanambi-Urandi apresentam geometria sigmoidal compatível com a existência de dois campos de tensão distintos que atuaram no Riachão. A proximidade das idades TIMS (zircão) obtidas por outros autores não permitem estimar com maior segurança qual a hierarquia entre os campos de tensão. Estudos de campo mais aprofundados deverão auxiliar nesse aspecto.

Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração do CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7) e pelos recursos do projeto Permanecer UFBA.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARRETO S. E. 1999. Petrologia dos sienitos e monzonitos potássicos do Maciço do Estreito (SW-Bahia e NE-Minas Gerais). Dissertação Mestrado. CPG em Geoquímica e Meio Ambiente-Igeo-UFBA, 140p.
- CRUZ, S.C.P.; BARBOSA, J.S.F.; BARBOSA, A.C.; JESUS, S.S.G.; MEDEIROS, E.L.M.; FIGUEIREDO, B.S.; LEAL, A.B.M.; LOPES, P.; SOUZA, J.S. 2014. Mapeamento Geológico e Levantamentos de Recursos Minerais das Folhas Espinosa e Guanambi, escala 1:100.000. Convênio UFBA/CPRM/FAPEX, Salvador, 253p. 2 mapas.
- NERES E.S.; CRUZ S.C.P.; CRUZ V.A.; BARBOSA R.J.; FIGUEIREDO Y.C.; SANTANA P.R.R.; CÂMARA I.R.; MACEDO L.L.; RODRIGUES D.L.; SANTOS R.L.R.; PAIM M.M. 2017. Migmatitos e Arcabouço Estrutural do Complexo Santa Isabel na Região de Riacho de Santana – Análise Preliminar. *In XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/X International Symposium on Tectonics*, Salvador, *CD-Room*
- LEAHY, G.A.S. 1997. Caracterização petrográfica e litogeoquímica da Intrusão Sienítica de Ceraíma (Sudeste da Bahia). Dissertação Mestrado. CPG em Geologia-Igeo-UFBA, 110p
- MEDEIROS E. L. M. 2013. Geologia e Geocronologia do complexo Santa Izabel, na região de Urandi, Bahia. 2013. Dissertação (Mestrado em Geologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, p. 96,.
- PAIM, M.M. 2014. Maciço de Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-Colisional no Sudeste da Bahia. Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA
- PAIM, M. M.; CONCEIÇÃO, H; ROSA, M.L.S.; CRUZ FILHO, B. E.; SANTOS, E. B. ; PEIXOTO, A. A. ; LEAHY, G.A. 1998 Maciço de Cara Suja: Petrologia de uma intrusão tardia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (Sudoeste da Bahia) e implicações geoquímicas para a gênese dos magmas sieníticos alcalinos-potássicos. Organizado por CONCEIÇÃO, Herbert, CRUZ, Manoel Jerônimo M., SÁ, Haroldo J. S., SABATÉ, Pierre. Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, v.5, p.41-59.
- ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; OBERLI, F.; MEIER, M.; MARTIN, H.; MACAMBIRA, M.; J. B.; SANTOS, E. B.; PAIM, M. M.; LEAHY, G. A. S.; LEAL, L. R. B. 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batolith, southwestern Bahia State (NE Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, 30 (1): 62-65.
- ROSA, M.L.S. (1999). Geologia, Geocronologia, Mineralogia, Litogeoquímica e Petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia). Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA, 186p
- SANTOS, E. B. ; ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T.; PAIM, M. M.; LEAHY, G. A. S. (2000) Magmatismo alcalino-potássico paleoproterozoico no SW da Bahia e NE de Minas Gerais, Maciço do Estreito : geologia, idade, petrografia e litogeoquímica. *Geochim. Brasil.*, 14 (2): 249-267.
- SANTOS, E. B. (2005) Magmatismo Alcalino Potássico Paleoproterozoico no Sudoeste da Bahia e Nordeste de Minas Gerais: Evidência de Plutonismo Orogênico Associado a Arco Continental. Tese de Doutorado, CPG Geologia, IGEO/UFBA, 163p.
- SILVEIRA, W. P.; GARRIDO, I. A. A.. 2000 Geologia, pesquisa mineral e potencialidade econômica do greenstone belt Riacho de Santana. Série Arquivos Abertos, CBPM, v.14, p 39.



GEOLOGIA DOS ORTOANFIBOLITOS DA UNIDADE GENTILEZA, DOMÍNIO CANINDÉ: UMA CONTRIBUIÇÃO AO ENTENDIMENTO DA EVOLUÇÃO DA FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA, NE BRASIL.

Leidiane C. de Carvalho de Liz¹, Adriane Machado^{1,2}, Joaquim Daniel de Liz², Josiene Maria de Almeida¹
¹PGAB / Universidade Federal de Sergipe. E-mail: leidiane.cerqueira@gmail.com
² DGEOL /Universidade Federal de Sergipe. E-mail: joaquimdiz@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O Domínio Canindé, localizado na porção norte da Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS)(Fig. 1), representa uma unidade importante para o entendimento da evolução geológica desta faixa. A difícil definição do ambiente geotectônico de formação das rochas do Domínio Canindé é influenciada pela intensa deformação e metamorfismo, que obliteraram parte das principais feições originais das rochas. Devido à complexidade geológica, esta área foi palco de diversas interpretações petrogenéticas e geotectônicas, sendo por tanto, considerada uma área intrigante, no que se refere a sua origem e processos de formação ocorridos durante a evolução da FDS. Neste trabalho são apresentados e discutidos dados petrográficos e geoquímicos dos ortoanfibolitos da Unidade Gentileza, com o objetivo de discorrer sobre os processos ígneos envolvidos na gênese dessas rochas, de forma a contribuir para o entendimento dos principais aspectos evolutivos do Domínio Canindé.

1.1. Metodos Analíticos

Neste trabalho foram utilizadas 17 lâminas delgadas, em análise petrográfica de luz transmitida. Para análise de composições químicas de elementos maiores, menores, elementos-traço e elementos terras raras (ETR), um conjunto de 6 amostras foram analisadas, no SGS-Geosol Laboratórios Ltda, a partir de ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) e ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*). Com o intuito de comparar os resultados gerados, foram adicionadas à este trabalho 8 análises de rocha total dos ortoanfibolitos da Unidade Gentileza, obtidas por Nascimento (2005).

2. GEOLOGIA REGIONAL

A FDS é um importante cinturão de dobramentos e cavalgamentos pré-cambriano do Nordeste do Brasil, com uma complexidade geológica evidenciada nos diversos domínios estruturais e litológicos que a compõe. Esta faixa foi formada a partir da colisão entre o Cráton Congo-São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas, durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves & Fuck, 2013). Segundo Oliveira *et al.* (2014), este cinturão é a chave para a reconstrução de parte da história do Gondwana Ocidental. No entanto, a origem de seus domínios é ainda muito discutida, em especial, o Domínio Canindé, que representa uma importante peça para o entendimento da evolução geológica desta faixa.

O Domínio Canindé, segundo Nascimento (2005), é composto por uma sequência de metassedimentos, metavulcânicas (Unidade Novo Gosto) e subvulcânicas (Unidade Gentileza), que são intrudidas pelas rochas da Suíte Gabróica Canindé e granitos diversos. A Unidade Gentileza é formada essencialmente por rochas subvulcânicas que compreendem anfibolitos e dioritos, intercalados com quartzo-monzonitos porfiríticos, doleritos e corpos gabróicos metamorfizados (Oliveira *et al.*, 2010, 2014).

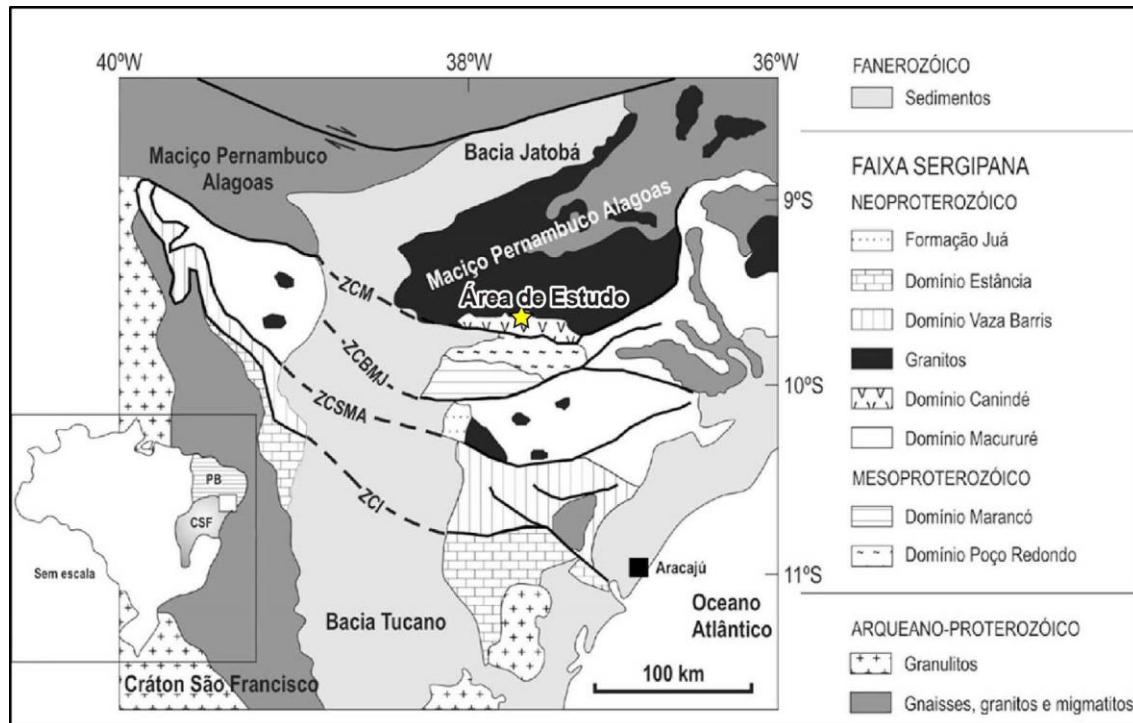


Figura 1: Geologia simplificada do Cinturão Sergipano localizado na parte sul da Província Borborema, NE do Brasil (Fonte: Oliveira *et al.*, 2014).

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1. Aspectos geológicos e petrográficos

Os ortoanfibolitos da Unidade Gentileza encontram-se em contato com vários tipos litológicos, em especial, possuem contato tectônico com a Suíte Intrusiva Canindé e com as rochas da Unidade Novo Gosto, bem como contatos bruscos e irregulares com granitóides das Suítes Intrusivas Currallinho e Sítio Novos. Feições de misturas tipo *mingling e mixing* são comuns nas rochas dessa unidade, evidenciadas por interações entre termos máficos (anfibolitos) e termos félsicos, representados por metasiengranitos. As rochas estudadas podem ser classificadas como biotita anfibolitos e são compostas por hornblenda (20-53%), plagioclásio (30-38%), biotita (10-22%), epidoto (1-2%), quartzo (1-2%), clorita (1-2%), titanita (1-3%), apatita (~2%), zircão (~1%) e minerais opacos (~1%). Nestas rochas, a textura nematoblástica é dominante, sendo marcada por cristais de hornblenda. A textura lepidoblástica observada é restrita às porções ricas em biotita. A presença de porfiroclastos de plagioclásio, com texturas blastointergranular e blastosubofítica, denotam feições ígneas reliquias.

3.2. Geoquímica

Os dados geoquímicos dos ortoanfibolitos da Unidade Gentileza correspondem, em grande maioria, a andesito e andesito basáltico no diagram Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996) (Fig. 2A). Estas amostras no diagrama A ($Na_2O + K_2O$) - F (FeOt) - M (MgO) de Irvine & Baragar (1971), ocupam o campo de composição cálcio-alcalina, com exceção de duas amostras, que estão posicionadas próximo ao limite da série toleítica (Fig. 2B). A condição relativamente evoluída dessas rochas é sugerida pelos valores de MgO que variam de 2,54% a 7,29% e pelos teores de SiO_2 que apresentam um range de 48,3% a 57,19%.

Os padrões geoquímicos de ETRs dos ortoanfibolitos da Unidade Gentileza, normalizados pelo Condrito (McDonough & Sun, 1995), mostram altas concentrações de ETR ($\sum ETR = 147,62 - 490,01$ ppm) com moderado a elevado enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados ($La_N/Yb_N = 4,32 - 16,07$), bem

como leves a moderados fracionamentos em ETR leves ($La_N/Sm_N = 1,84 - 3,59$) e em ETR pesados ($Gd_N/Yb_N = 1,65 - 2,98$). Leves anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,69$ a $0,93$) sugerem que houve pouco fracionamento de plagioclásio ao longo da evolução magmática.

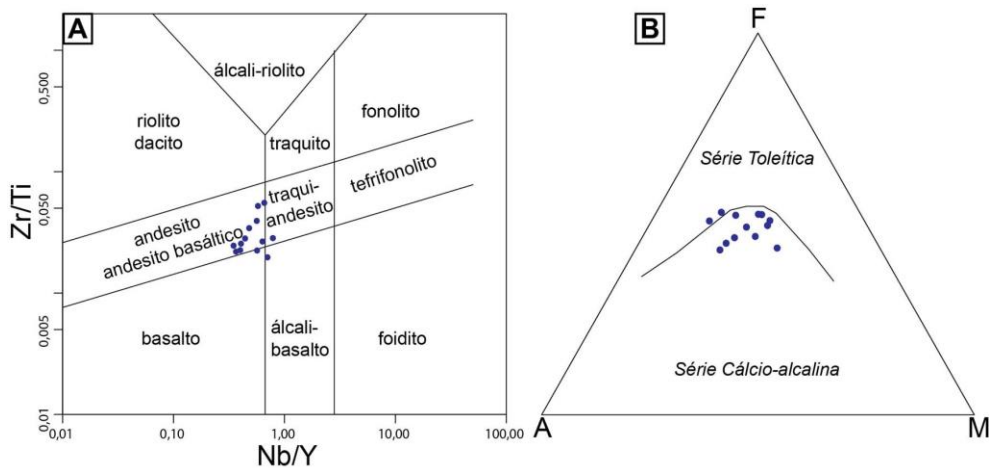


Figura 2: Classificação dos ortoanfíbolitos das unidades Novo Gosto e Gentileza: (A) Diagrama A (Na_2O+K_2O) – F (FeO) – M (MgO) de Irvine e Baragar (1971); (B) Diagrama de classificação Zr/Ti versus Nb/Y (Pearce, 1996).

Comparando os padrões de elementos-traço e terras raras das rochas estudadas com as possíveis fontes (OIB, N-MORB e E-MORB) e contaminantes (crosta continental superior e inferior), foi observado em um diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (McDonough e Sun, 1995), que as amostras da Unidade Gentileza apresentam um padrão de enriquecimento em elementos incompatíveis, de Lu em direção ao Th, similar ao padrão do tipo OIB. No entanto, estas rochas possuem destacadas anomalias negativas de Nb, Ta, Ti e P, apresentando neste caso semelhanças com o padrão de rochas da crosta continental superior.

3.3. Relações petrogenéticas e suas implicações no ambiente tectônico

As anomalias negativas de Nb, Ta e Ti, apresentadas pelos ortoanfíbolitos da Unidade Gentileza, podem ser características de basaltos de arcos vulcânicos, geradas a partir do fracionamento destes elementos em relação aos elementos Th e ETRL durante a desidratação e fusão parcial da crosta subductada, sendo o Th e os ETRL transferidos desta para a cunha do manto, enquanto que o Nb, Ta e Ti não são transferidos às fases fluídas, ficando insolúveis e retidos na placa subductada (Pearce, 1996; Wilson, 1989). Todavia, anomalias negativas de Nb, Ta e Ti são também observadas em basaltos continentais, denominados de basaltos continentais semelhantes a arco, atribuídos a fusões de manto sub-litosférico modificado por subducção prévia (Wang *et al.*, 2016), ou a contaminação de magmas, derivados da astenosfera, por componentes litosféricos (Xia, 2014).

Recentemente, Wang *et al.* (2016) propuseram um diagrama ternário baseado em razões de elementos traço, Ti/V, Zr/Sm e Sr/Nd, para distinguir basaltos de ambiente de arco, dos basaltos continentais similares a arco. Neste, os basaltos continentais definem um *trend* ao longo do limite Ti/V – Zr/Sm, enquanto que os basaltos de arco definem um *trend* marcado pelo enriquecimento em Sr, que é quase perpendicular ao *trend* dos basaltos continentais. Neste diagrama (Fig. 3A), observa-se claramente que as amostras da unidade estudada forma um *trend* típico de basaltos continentais. Da mesma forma, quando plotadas no diagrama de discriminação tectônica Zr vs. Ti (Pearce, 1996), devido aos altos valores de Zr e Ti, as amostras ocupam o campo de basaltos intraplaca (Fig.3B).

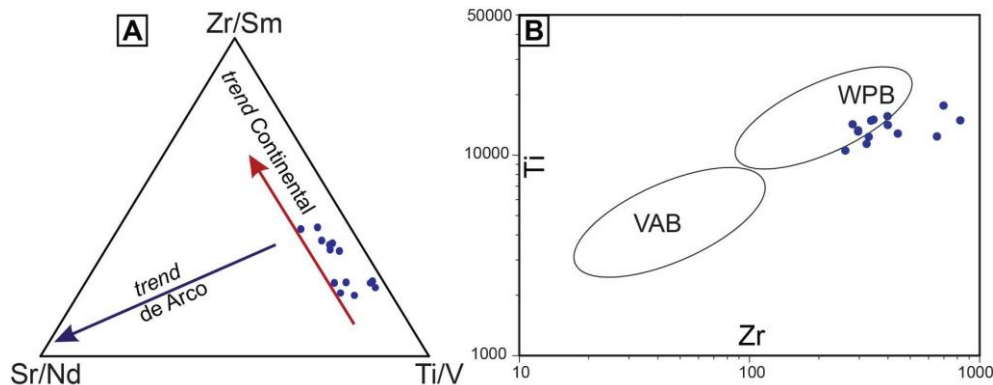


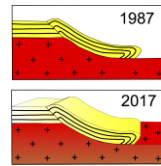
Figura 3: Diagramas de discriminação tectônica aplicados às rochas ortoanfibolíticas da Unidade Gentileza. A) Ti/V– Zr/Sm–Sr/Nd (Wang *et al.*, 2016); B) Ti - Zr (Pearce, 1996).

3. CONCLUSÕES

Os dados discutidos aqui indicam que os protólitos ígneos da Unidade Gentileza, foram formados em um ambiente de rifteamento continental, que envolveram a participação de fontes sub-litosféricas metassomatizadas e enriquecidas por fluídos e/ou magmas relacionados com processos de subducção. Idades TDM de 836 Ma a 1.216 Ma obtidas por Nascimento (2005), para as ortoanfibolitos estudados, sugerem que essas assinaturas podem ter sido geradas durante o Evento Cariris Velho, no Arco de Poço Redondo, conforme descrito por Oliveira (2010). Dados de $\epsilon\text{Nd}(t)$ negativos obtidos por Nascimento (2005), para os ortoanfibolitos da Unidade Gentileza, sugerem a participação de diferentes graus de contaminação crustal durante a formação dos protólitos das rochas estudadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Brito, Neves B.B. & Fuck, R.A. 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 72-89.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Nascimento, R.S. 2005. *Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: um estudo geoquímico e isotópico de uma seqüência de rifte continental neoproterozóica*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal de Campinas, 159p.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. 1995. *The composition of the Earth*. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Oliveira, E.P., Bueno, J.F., McNaughton, N.J., Silva Filho, A.F., Nascimento, R.S. & Donatti-Filho, J.P. 2014. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 44: 1-24.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F. & Araújo, M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research* 181: 64-84.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Special Publication*, 12: 79-113.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 267-288.
- Wang X.C., Wilde, S.A., Xub, B. & Pang, C.J. 2016. Origin of arc-like continental basalts: Implications for deep-Earth fluid cycling and tectonic discrimination. *Lithos*, 261: 5-45.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. London, Springer, 466p.
- Xia, L.Q., 2014. The geochemical criteria to distinguish continental basalts from arc related ones. *Earth-Science Reviews*, 139: 195-212.



ZONA DE CISALHAMENTO SANTA RITA, PROVÁVEL SUTURA ENTRE OS TERRENOS PARAGUÁ E RIO ALEGRE/ALTO GUAPORÉ

Davi Brustolin Sperandio¹, Amarildo Salina Ruiz², Rafael Duarte Modesto³, Felipe Câncio Camilo de Oliveira⁴, Belit Caroline Rocha Lessa⁵

¹Faculdade de Geociências - UFMT, bolsista PIBIC FAPEMAT, e-mail: dbsperandio@gmail.com.

²Faculdade de Geociências - UFMT, e-mail: asruiz@gmail.com.

³Faculdade de Geociências - UFMT Bolsista PIBIC CNPq, e-mail: modestogeologia@gmail.com.

⁴Faculdade de Geociências - UFMT Bolsista PET, e-mail: felipecco@hotmail.com.

⁵Faculdade de Geociências - UFMT Bolsista do Museu de Minerais, Rochas e Fósseis, e-mail: belitctrl@gmail.com.

1. INTRODUÇÃO

Segundo Tassinari & Macambira (2004) e Ruiz (2009), o sudoeste do Craton Amazônico é composto pelas províncias Rondoniana San Ignácio e Sunsás-Aguapeí (Fig. 1). A Província Rondoniana San Ignácio é composta pelos terrenos Jauru (1,78 a 1,42 Ga), Paraguá (1,74 a 1,32 Ga), Rio Alegre (1,51 a 1,38 Ga) e a Faixa Alto Guaporé (<1,42 a 1,34 Ga). O Terreno Rio Alegre é formado pelo Complexo Vulcano-Sedimentar, que marca o estágio inicial do desenvolvimento deste terreno (1,51 a 1,50 Ga), a Suíte Intrusiva Máfico-Ultramáfico, que são plútons ultramáficos a máficos associados a expansão do assoalho oceânico e pela Suíte Intrusiva Santa Rita, no qual temos a geração de plútons e batólitos formados por rochas toleíticas a cálcio-alcalinas (Ruiz 2005). O Terreno Paraguá é composto pelo complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo Xistos San Ignácio e Complexo Granulítico Lomas Manechis, que correspondem ao embasamento paleoproterozóico, e pelo Complexo Granitóide Pensamiento, que são granitóides amalgamados ao proto-Cráton Amazônico na Orogenia San Ignácio (Ruiz 2009). A Faixa Sunsás compreende o Grupo Sunsás (Grupo Aguapeí, no Brasil), Grupo Vibosi, Complexo Ricón del Tigre e granitóides relacionados a orogenia Sunsás. O Grupo Aguapeí, da base para o topo, é constituído pela Formação Fortuna, que é composta por conglomerado com seixos de quartzo e pacotes arenosos, Formação Vale da Promissão, constituída por uma sequência pelítica e subarcóseos e Formação Morro Cristalino, temos o predomínio de quartzo-arenitos, seixosos. A evolução sedimentar deste grupo começa pela fase de submergência marcada pelo avanço de mares epicontinentais (Formação Fortuna), afogamento das áreas fontes e deposição da sequência pelítica (Formação Vale da Promissão) e o estágio de emergência final do cratón, com a erosão de parte das unidades precedentes e deposição de fácies essencialmente continentais (Formação Morro Cristalino), (Saes & Leite 1993, Litherland et al. 1986).

A área de estudo segue desde a porção sul da Serra de Santa Bárbara até a porção norte da Serra de Ricardo Franco e tem o objetivo delimitar o contato entre os terrenos Paraguá e Rio Alegre, representado pela Zona de Cisalhamento Santa Rita (ZCSR), trazendo uma importante contribuição para o entendimento tectônico da área. Foram feitos quatro perfis ao longo destas regiões, neste trabalho será mostrado um destes perfis, que nos dão uma melhor visão da geologia na área, bem como a descrição macroscópica das litologias presentes neste perfil e as análises estruturais com o auxílio do estereograma. A ZCSR é uma zona que segue um trend WNW/ESSE, porém a maioria das unidades desta zona são recobertos por sedimentos do fanerozóico, dificultado a determinação dos seus limites. A ZCSR representa o maior limite que separa os terrenos Rio Alegre e Paraguá, no sudoeste do proto-Cráton Amazônico (Ruiz,2005).

2. MÉTODOS

Para a elaboração do perfil esquemático, baseado no mapeamento de campo feito nas regiões de Vila Bela de Santíssima Trindade e Pontes e Lacerda, foi utilizado os softwares QGis (versão 18.0), Global Mapper (versão 15.2) e Corel Draw (versão X8). O perfil foi gerado no Global Mapper, no qual os contatos foram marcados com o auxílio do QGis. As edições deste perfil foram feitas utilizando o software Corel Draw.

As descrições petrográficas macroscópicas das amostras coletadas em campo foram feitas com o auxílio da lupa com aumento de 20x a 30x. Os estereograma foram gerados com o programa Openstereo (versão 0.1.2).

34

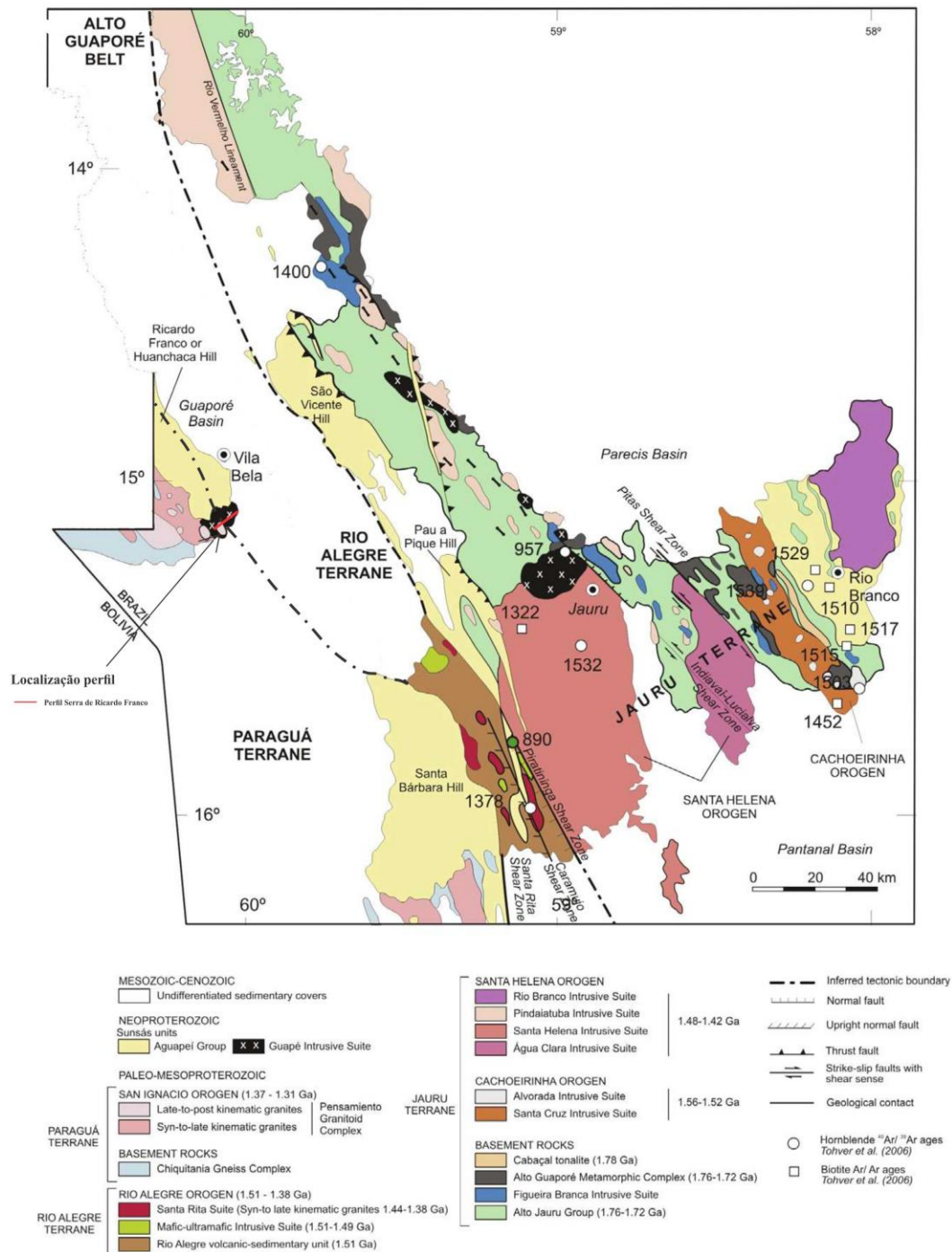


Figure 1. Mapa geológico-tectônico simplificado do Sudoeste da região de Mato Grosso, mostrando os principais orógenos, terrenos e cinturões, elementos tectônicos, e unidades litológicas (extraído e modificado de Bettencourt *et al.* 2010).

3. RESULTADOS

No perfil situado na porção sul da Serra de Ricardo Franco (Fig. 2) foram encontradas litologias tanto do Terreno Rio Alegre quanto do Terreno Paraguá, indicativo que a Zona de Cisalhamento Santa Rita está passando nesta área. Começando da esquerda para direita do perfil, temos: Monzogranito (Fig. 3A), que apresenta uma granulação grossa a fina, leucocrático, de cor cinza rosado, anisotrópico (Fig. 3B), a mineralogia principal é representada pelo quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita; Anfibolito (Fig. 3C), possui cor verde escuro, granulação fina com fenocristais de piroxênio, apresenta xistosidade, xenólitos de cherts (Fig. 3D), injeções tonalíticas e a mineralogia principal observada são piroxênio, anfibólio, biotita, plagioclásio; Gnaiss (Fig. 3E e 3F) apresenta granulação média a grossa, cor variando de rosa a cinza escuro, apresenta bandamentos félsicos e máficos, variando de 2 a 4 cm, os minerais identificados das bandas félsicas são quartzo e feldspato alcalino e da máfica temos a biotita.

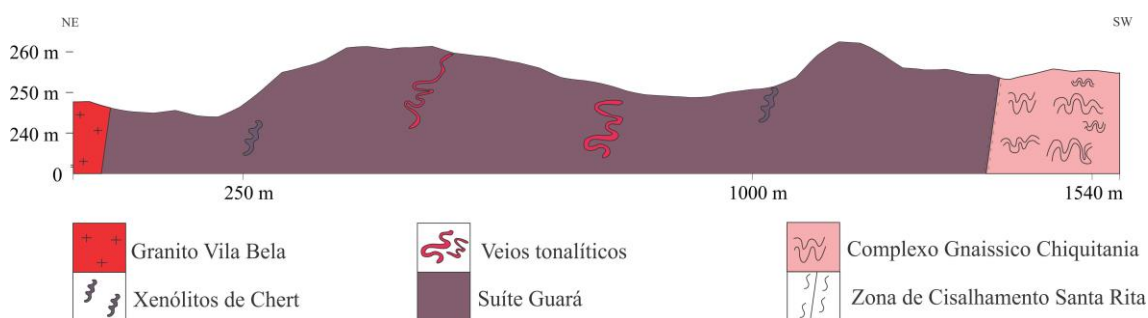


Figura 2. Perfil Esquemático, porção sul Ricardo Franco. 1) Granito Vila Bela; 2) Suíte Guará; 3) Injeções tonalíticas; 4) Xenólitos de chert; 5) Complexo Gnáissico Chiquitania.

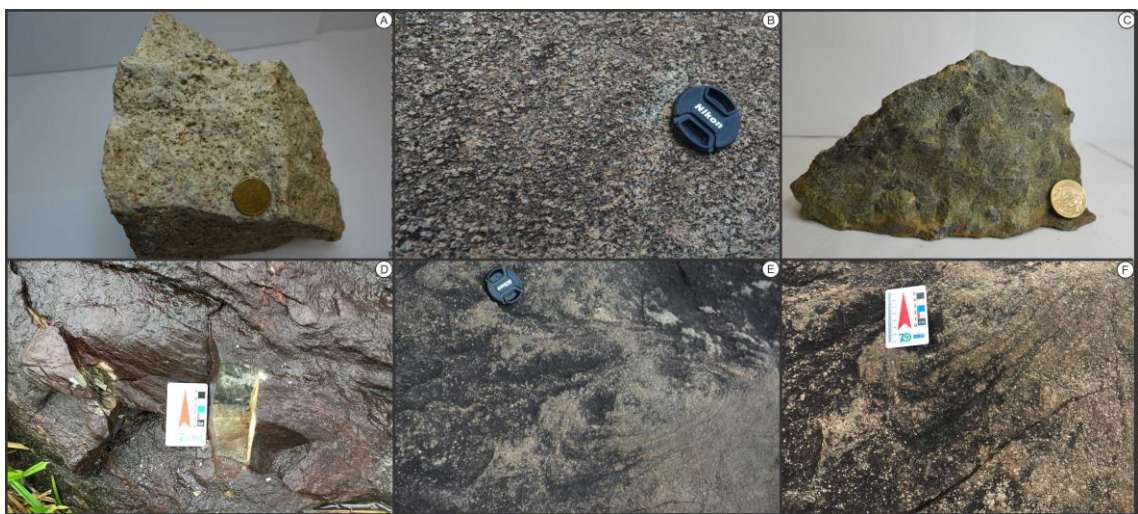


Figura 3. Aspectos petrográficos. A) Amostra de mão Granito Vila Bela; B) Afloramento Granito Vila Bela; C) Amostra de mão Suíte Guará; D) Afloramento Suíte Guará com xenólitos de chert; E) Afloramento Complexo Gnáissico Chiquitania; F) Afloramento Complexo Gnáissico Chiquitania.

Os dados estruturais estão representados nos estereogramas da figura 4, no qual temos a direção das estruturas principais concordantes com a direção da Zona de Cisalhamento Santa Rita. Na porção sul da Serra de Ricardo Franco foi observado pela primeira vez uma forte foliação no Granito Vila bela, que até então era encontrado isotrópico ou com uma leve foliação, provavelmente essa foliação é resultado desta zona.

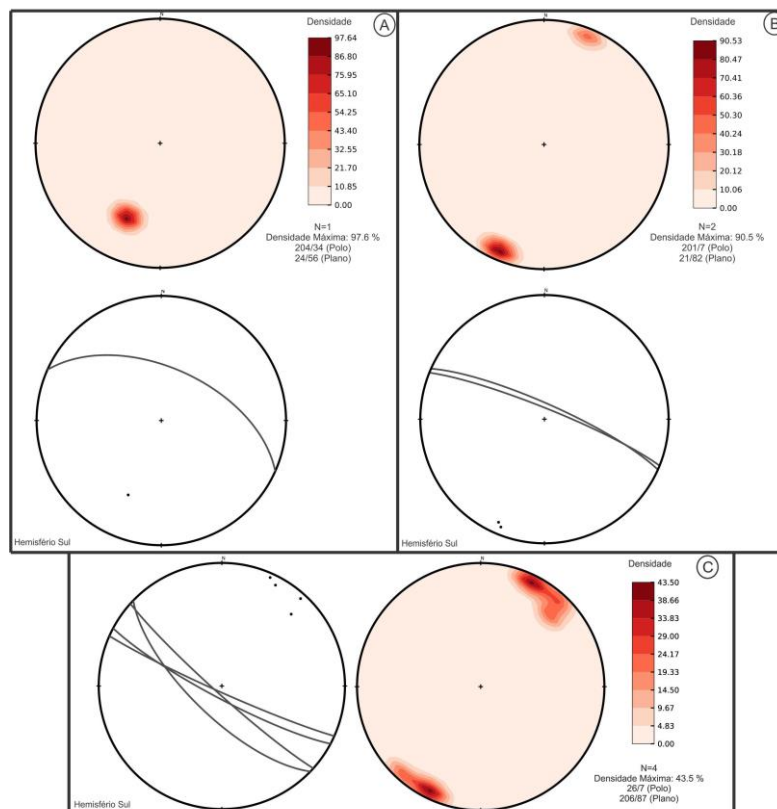


Figura 4. Dados relativos as estruturas mapeadas. A) Foliação S1 Complexo Gnáissico Chiquitania; B) Foliação S2 Complexo Gnáissico Chiquitania; C) Foliação Granito Vila Bela.

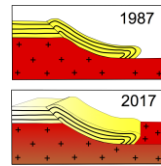
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

De acordo com os dados obtidos em campo, podemos ter uma maior clareza de como os terrenos Rio Alegre e Paraguá estão situados. O perfil na porção sul da Serra de Ricardo Franco mostra a área de ocorrência de rochas destes terrenos, tendo no setor leste rochas da Suíte Guará e do Granito Vila Bela, e no setor oeste rochas do Complexo Gnáissico Chiquitania, todos apresentando forte foliação. Quanto aos dados estruturais obtidos, a direção das estruturas principais estão concordantes com Zona de Cisalhamento Santa Rita.

Agradecimentos: À FAPEMAT pela bolsa de ic concedida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BETTENCOURT J.S., LEITE JR. W.B., RUIZ A.S., MATOS R., PAYOLLA B.L., TOSDAL R.M. 2010. The Rondonian-San Ignácio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1):28-46.
- LITHERLAND M., ANNELLS R.N., APPLETON J.D., BERRANGÉ J.P., BLOOMFIELD K., BURTON C.C.J., DARBYSHIRE D.P.F., FLETCHER C.J.N., HAWKINS M.P., KLINCK B.A., LANOS A., MITHCELL W.I., O CONNOR E.A., PITFIELD P.E.J., POWER G., WEBB B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. London, Her Majesty's Stationery Office, 140 p.
- RUIZ, A.S. (2005). *Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. Tese (Doutorado). Rio Claro. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho
- RUIZ, A. S. 2009. *Compartimentação Tectônica (Pré-Sunsás) do SW do Cráton Amazônico: ênfase em Mato Grosso – Brasil*. In: *Congresso Geológico Boliviano*, 18, Actas, p.159-163.
- SAES, G.S. & LEITE, J. A. D. 1993. *Evolução Tectono-Sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na Porção Meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano*. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1):31-37.
- TASSINARI, C. G. C., MACAMBIRA, M. J. B. 2004. *A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico*. In: Neto-Mantesso, V., Bartorelli, A, Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p.: 471-486.



ARCABOUÇO ESTRUTURAL E CONTROLES TECTÔNICOS QUE OPERARAM DURANTE A SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NO SINCLINAL DE BUENÓPOLIS (MG)

Fernanda Fonseca Guedes¹, Maximiliano de Souza Martins¹, Tulio Delogo Tavares¹, Fernando Flecha Alkmim¹

¹ Universidade Federal de Ouro Preto, e-mail: fer.guedes88@gmail.com,
maximilianomartins@yahoo.com.br, tuliodelogo@yahoo.com.br, ffalkmim@gmail.com.

1. INTRODUÇÃO

Saliências representam a projeção em mapa de regiões deformadas e que guardam uma relação estreita entre com a configuração geológica em que foram formadas (Macedo & Marshak 1999). Apresentam-se em geral arqueadas, de traço curvilíneo, com a concavidade voltada para o cinturão de dobramentos e cavalgamentos que as originaram. No caso específico de sequências sedimentares depositadas em contexto *foreland*, a arquitetura e a composição do substrato exercem forte controle na configuração final da saliência, sendo igualmente condicionadas pela propagação das frentes de deformação, responsáveis pela morfologia da bacia resultante (Chapman & DeCelles 2015).

Entendida como o principal produto da sedimentação sin-orogênica do antepaís formado durante a amalgamação do Gondwana Ocidental (Martins-Neto & Alkmim, 2001), a Formação Três Marias (Chiavegatto 1992) caracteriza a fase final do assoreamento da Bacia do São Francisco (Martins Neto & Alkmim 2012), e recobre as demais unidades da megassequência Bambuí através de uma discordância regional, de caráter erosivo e/ou angular.

Na sua área-tipo, i.e., na região centro-oeste de Minas Gerais, Reis & Alkmim (2015) caracterizaram a “saliência de Três Marias” como uma curvatura gerada por uma zona de descolamento de baixa fricção que ocorre dentro de uma camada dúctil, radioativa e pelítica da sequência basal do Grupo Bambuí. O controle é do tipo bacia, onde a parte central possui as camadas mais espessas e com maior eixo da curvatura, e os extremos possuem as linhas de charneiras de dobras e os traços de falhas se convergindo, reflexo da conformação herdada do substrato no período da sedimentação. O acervo estrutural possui relação direta com a área-fonte dos sedimentos, atribuída às cadeias de montanhas edificadas na faixa marginal Brasília, a oeste (Chiavegatto, 1992).

O sinclinal de Buenópolis, localizado na região centro-norte de Minas Gerais, próximo a cidade homônima, é uma depressão sinformal com aproximadamente 12Km de largura e 33Km de extensão, interpondo-se entre os anticlinais da serra do Cabral, a oeste, e da serra Mineira, a leste, próximo a zona de influência da faixa de dobramentos Araçuaí. Expõe em seu núcleo a Formação Três Marias e abaixo dela a sucessão estratigráfica quase completa do restante do Grupo Bambuí, exceção feita à Formação Sete Lagoas, ausente neste segmento da bacia (Martins *et al.* 2011). Ao contrário de seu equivalente ocidental, a Formação Três Marias nesta região estaria ligada à erosão e transporte de fontes mistas, localizadas nas faixas Brasília e Araçuaí, ao passo que as populações de zircões de cerca de 580Ma encontrados por Kuchenbecker (2014), representariam uma fonte oriunda exclusivamente da faixa Araçuaí.

A Formação Três Marias no sinclinal Buenópolis ainda é uma unidade carente de levantamentos estruturais que possuam a própria unidade como foco de trabalho. O objetivo deste estudo é estabelecer o comportamento estrutural da Formação Três Marias no contexto do sinclinal de Buenópolis com vistas ao reconhecimento dos controles estruturais que operaram durante sua sedimentação.

2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A base de dados deste trabalho se baseia em cinco perfis em escala 1:15.000 através do método “kink”, de direção geral leste-oeste, ortogonais à direção da “Serrinha” (designação local para área de ocorrência dos sedimentos deformados da Formação Três Marias), tendo como *datum* estratigráfico de base os metapelitos da Formação Serra da Saudade.

Os mergulhos dos acamamentos medidos ao longo do Perfil 1 encontram-se suaves e moderados, oscilando entre 6° a 42° no flanco com mergulho para NE e SE, e de 10° a 48° no flanco com mergulho para NW. A classificação da sinforme de acordo com o ângulo interno dos flancos é suave, por ter o ângulo de

aproximadamente 130°, indicando uma dobra assimétrica com vergência para W. A linha de charneira tem medida aproximada de 20°/55°. A espessura da Formação Três Marias no perfil 1 é de 150m.

Ao longo dos perfis 2, 4 e 5 os dobramentos do acamamento formam duas sinformes e uma antiforme conjugada. Os acamamentos encontram-se com mergulhos suaves, moderados e íngremes. As espessuras mínima e máxima da Formação Três Marias nestes perfis são, respectivamente: 300m a 450m (perfil 2), 40m a 670m (perfil 4) e 80m e 450m (perfil 5). Na porção oriental destes perfis observa-se a maior variação de mergulho das sinformes, todas com vergência para W. O ângulo interflanco dessas dobras é de aproximadamente 130° a 70°, sendo classificadas como dobras suaves a fechadas. A porção central destes tem a menor variação de mergulhos dos acamamentos, se apresentando como antiformes vergentes para W. A porção leste é marcada por dobras do tipo Chevron, com mergulho baixos e médios para SE-NE e NW-SW. Os valores dos mergulhos do flanco SE-NE variam de 16° a 45°, com média de 37°. O flanco NW-SW tem as medidas de acamamento oscilando de 15° a 40°, com média de 32°. Apresentam leve vergência para E, e são classificadas nos limites de dobra cerradas e abertas.

Ao longo do perfil 3, os acamamentos encontram-se com mergulhos moderados e íngremes. Os dobramentos do acamamento formam duas sinformes e uma antiforme fechada. A porção oeste do perfil é marcada por uma sinforme com mergulhos oscilando de 20° a 50° para SE, com média de mergulho do acamamento de 38°. As espessuras mínimas e máximas no perfil 3 são de 400m a 1.300m, respectivamente. A antiforme da região central tem mergulhos de 65° para NW e também para SE, se apresentando como uma dobra simétrica. O ângulo interno entre os flancos é de aproximadamente 50°, classificada como uma antiforme cerrada. A linha de charneira da antiforme tem medida de 15°/11°. A porção leste é uma dobra sinforme com mergulhos de 65° e 82° para SE e NW, respectivamente, indicando uma vergência para W. A sinforme é classificada como cerrada, tendo o valor de aproximadamente 35°. A linha de charneira tem medida 186°/08°.

Os planos penetrativos S1 não são bem desenvolvidos na Formação Três Marias, apesar de serem vistos com facilidade nas formações sotopostas. Em locais em que a granulometria se apresenta como areia fina é possível enxergar o S1 devido ao crescimento de minerais micáceos. De maneira geral, as medidas de foliação são sub-paralelas aos acamamentos, apresentando duplo mergulho .

As fraturas ocorrem como juntas e veios em toda área, possuindo uma família de direção preferencial E-W. Há ocorrência de pares conjugados de direção de maior esforço N-S, na porção setentrional do sinclinal de Buenópolis.

3. CONTEXTUALIZAÇÃO DOS DADOS

3.1. Mecanismos de propagação de descolamentos no sinclinal de buenópolis

Em cinturões de dobras e cavalgamentos ocorrem descolamentos e rampas, e com a deformação progressiva os descolamentos vão avançando para dentro da bacia de antepaís e pequenos descolamentos paralelos podem aparecer (Mitra *et al.* 1984). Martins *et al.* (2011) mapearam uma falha contracional entre os metapelitos da Formação Serra de Santa Helena e os quartzitos, metasiltitos e metaconglomerados da Formação Córrego dos Borges (Sg. Espinhaço). Souza Filho (1995) também descreve descolamentos de maior intensidade entre os supergrupos São Francisco e Espinhaço.

Os descolamentos mais intensos vistos por Souza Filho (1995) e Martins *et al.* (2011) possivelmente deram origem aos descolamentos menos intensos e mais rasos do Subgrupo Paraopeba e da Formação Três Marias. Os descolamentos mais rasos ocorrem na região do sinclinal de Buenópolis como descolamentos inter e intraestratais na Formação Lagoa do Jacaré e na base da Formação Três Marias (Souza Filho, 1995). As diferenças reológicas e, portanto a estratigrafia, controlam a localização e o tamanho das rampas e descolamentos: rochas mais competentes ocorrem rampas e rochas menos competentes ocorrem descolamentos (Fossen 2012).

3.2. Possíveis condicionantes da curvatura da Formação Três Marias no sinclinal de Buenópolis

A partir dos cinco perfis realizados na região, além da fotointerpretação, é visível uma curvatura no sinclinal de Buenópolis com a concavidade para a faixa Araçuaí.

Reis & Alkmim (2015) fizeram um estudo na Saliência de Três Marias, na região do município homônimo, e que possui curvatura para a faixa Brasília. A região possui a parte central com camadas mais

espessas e com maior curvatura, e os extremos possuem as linhas de charneiras e falhas se convergindo, concluindo que a curvatura corresponde a configuração geológica do tipo controlada por bacia (Reis & Alkmim 2015). A parte central do sinclinal de Buenópolis também tem maior espessura (Figura 1) e as linhas de charneiras dos sinformes e antiformes na Formação Três Marias se convergem para os extremos, além da maior curvatura ocorrer na parte mais espessa (Figura 2). Essas características fazem com que o sinclinal assemelhe-se com a saliência de Três Marias (Reis & Alkmim 2015) e conseqüentemente com a curva controlada por bacia de acordo com a terminologia de Macedo & Marshak (1999).

Outra possibilidade de curvatura tem uma explicação mais local. Com a contínua deformação do sinclinal de Buenópolis, o eixo de extensão paralelo à zona de charneira pode ter encontrado um bloqueio nos extremos (rampa de falha oblíqua, descolamento, etc.) resultando na curvatura da linha de charneira (Dubey 2014). Ocorre um eixo de compressão N-S que explicaria as fraturas em pares conjugados na região norte no sinclinal de Buenópolis.

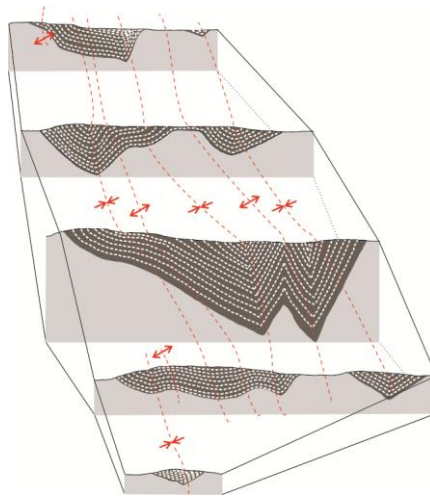


Figura 1: Bloco diagrama esquemático com os cinco perfis de espessuras variadas e as sinformes e antiformes representadas pelas linhas tracejadas em vermelho.

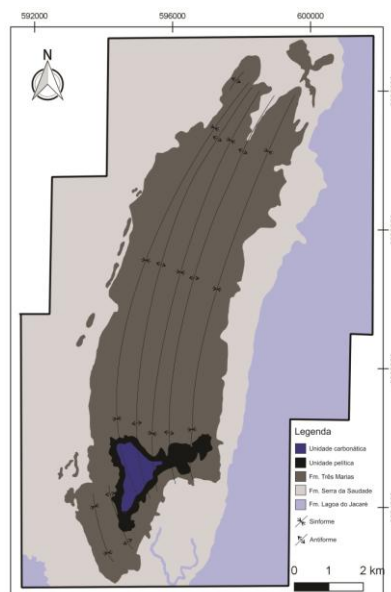
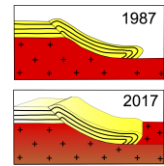


Figura 2: Mapa geológico e estrutural do sinclinal de Buenópolis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM F.F., CHEMALE Jr.F., ENDO I. (1996). A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Rev. Esc. Minas*, 49(1): 22-38.
- ALKMIM, F.F. & MARTINS-NETO, M.A. (2001). A Bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C.P. PINTO & MARTINS-NETO, M.A. (eds.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*, SBG/Núcleo MG, 9-30.
- BRANCO J.J.R. & COSTA, M.T. (1961). Roteiro da excursão Belo Horizonte – Brasília. Belo Horizonte, UFMG - Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação 15, 25p.
- CASTRO, P. T. A. & DARDENNE, M. A. (2000). The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwest boundary of the São Francisco Craton, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3):439-441.
- CHIAVEGATTO, J. R. S. (1992). Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco, Brazil. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 216p.
- DOMINGUEZ, J.M.L. (1993). As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador. 137-159.
- DUBEY, A. K. (2014). *Understanding an orogenic belt*. Springer, Heidelberg, New York, Dordrecht, London. 401p.
- FOSSEN, H. (2012). *Geologia estrutural*. Oficina de textos. 584p.
- MACEDO, J. & MARSHAK, S. (1999). Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12): 1808-1822.
- MARTINS, M. S., KARFUNKEL, J., UHLEIN, A., LOPES, T. C., FONSECA, A. F. F., LEITE, M. M., UHLEIN, G. J., FREIRE, G. R. (2011). Mapa geológico 1:100.000 da Folha Serra do Cabral (SE.23-X-C-V). UFMG/CPRM
- MITRA, G. 1984. Brittle to ductile transition due to large strains along the White Rock thrust, Wind River Mountains, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 6(1-2): 51-61
- PAULA-SANTOS, G. M., BABINSKI, M., KUCHENBECKER, M., CAETANO-FILHO, S., TRINDADE, R. I., PEDROSA-SOARES, A. C. (2014). New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (Eastern Brazil) from zircon U–Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 28(2): 702-720
- REIS, H. L. S. & ALKMIM, F. F. (2015). Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. 66: 711-731.
- SANTOS, R.V., ALVARENGA, C.J.S., BABINSKI, M., RAMOS, M.L.S., CUKROV, N., FONSECA, M.A., SIAL, A.N., DARDENNE, M.A., NOCE, C.M.(2004). Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 27-39.
- SOUZA FILHO, R. G. de (1995). Arcabouço estrutural da porção externa da faixa Araçuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entres os supergrupos Espinhaço e São Francisco. Programa de pós-graduação em evolução crustal e recursos naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 150p.



DIQUES ARAUÁ: REGISTRO DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL OROSIRIANO NO EXTREMO NORDESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Joaquim Daniel de Liz¹, Leidiane Cerqueira de Carvalho de Liz², Victor de Freitas Soares¹, Cristine Lenz¹, Joemir Oliveira Andrade¹, Airton Ferreira Nascimento¹

¹ DGEOL / Universidade Federal de Sergipe, e-mail: joaquimdiz@gmail.com

² PGAB / Universidade Federal de Sergipe, e-mail: leidiane.cerqueira@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Enxames de diques representam o principal mecanismo de ascensão de material magmático provenientes do manto, ou da crosta inferior até as regiões mais rasas da crosta superior (Clemens, 1998). No estado de Sergipe ocorre um enxame de diques de natureza ácida-intermediária, definido por Silva Filho (1977) como Vulcanismo Arauá. Estes corpos estão inseridos na porção nordeste do Cráton São Francisco, encaixados nas proximidades do contato entre os ortognaisses do Complexo Gnáissico Migmatítico Rio Real – Itabaianinha – Riachão do Dantas e os granulitos do Complexo Granulítico Esplanada – Boquim, pertencentes ao Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim. No presente trabalho serão apresentados dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos dos Diques Arauá, com o objetivo de contribuir com o entendimento dos eventos geológicos que ocorreram na borda nordeste do Cráton São Francisco no fim do Paleoproterozóico.

1.1. Procedimentos Analíticos

Na construção do mapa geológico foram integrados os dados de campo dos diques com o mapa geológico efetuado por Oliveira (2014). As descrições petrográficas foram baseadas em cinco lâminas delgadas de amostras representativas das diferentes litologias que constituem os Diques Arauá. Estas foram realizadas no Laboratório de Petrografia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe, utilizando-se um microscópio OLYMPUS BX41. Os estudos litoquímicos fundamentaram-se nas análises químicas de dez amostras representativas dos diferentes litotipos. Os elementos maiores e traço foram analisados no laboratório SGS Geosol Laboratórios Ltda, utilizando o método de ICP-OES para os elementos maiores e ICP-MS para os elementos-traço e terras raras.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Os Diques Arauá ocorrem na porção nordeste do Cráton São Francisco, dentro do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (Oliveira, 2014). Este enxame de diques possui cerca de 53 km de extensão, com trend NW-SE, sendo intrusivo nas rochas do Complexo Granulítico Esplanada – Boquim (CGEB), e do Complexo Gnáissico-Migmatítico Rio Real – Itabaianinha – Riachão Do Dantas (GCMIRIR).

Estudos isotópicos realizados por Oliveira (2014) indicaram idades de cristalização para os granulitos do CGEB entre o final do Neoarqueano (2.582 Ma – Enderbitto Ed2) e o início do Sideriano (2.473 Ma - monzocharnockito), e para as rochas do CGMRIR durante o Riachiano (entre 2.151 Ma e 2.179 Ma), enquanto que a idade de 2.087 Ma foi interpretada como a do pico metamórfico que afetou ambos os complexos.

As idades U-Pb em zircão de 1.990 ± 27 Ma (Del' Rey Silva, 2005) e 2.015 ± 12 Ma (Oliveira, 2014), obtidas em rochas ácidas dos Diques Arauá, indicam que este enxame de diques se posicionou durante o Orosiriano, pelo menos 60 Ma após do pico metamórfico registrado nas suas encaixantes.

Na área estudada os Diques Arauá concentram-se nas proximidades do contato entre os ortognaisses do CGMRIR e os granulitos do CGEB. Nesta zona de contato ocorre um fraturamento extensional com direção N20-40W, que controlou a colocação desses diques (Fig.1). Por vezes, observam-se falhas transcorrentes sinistras (N10-20E) que deslocam lateralmente as fraturas e diques.

Os dados de campo permitem individualizar três tipos principais de diques, divididos por tipo de rocha e estrutura: 1 – Dique Metariolítico; 2 – Dique Intermediário (andesito/monzodiorito); 3 – Dique Riolítico (Fig. 1).

Os Diques Metariolíticos apresentam espessuras de 1,6 m a 15 m, com rochas de coloração cinza escuro nas porções inalteradas, que passa para bege nas áreas intemperizadas. Destaca-se, nesta litologia, uma foliação discreta marcada pela orientação da biotita com direção N05E e mergulho de 50° para WNW, que é concordante com a foliação dos gnáisses encaixantes do CGMRIR. Esta foliação não é observada nos outros tipos de diques, o que sugere que estes foram os primeiros a se posicionar, ainda em campo tensional atuante.

Os Diques Intermediários são representados, predominantemente, por andesitos porfíricos com matriz afanítica, e espessuras variando de 2 m a 35 m. No centro do enxame de diques observa-se a ocorrência de um dique monzodiorítico, com espessura variando de 80 m a 120 m. Esta rocha possui textura porfírica e matriz de granulação média a grossa, que sugere um resfriamento mais lento do magma, somente alcançado com posicionamento em maiores profundidades crustais.

Os Diques de Riolíticos possuem espessuras variando entre 2 m e 31 m, com destacada textura porfírica. Localmente observa-se que os diques andesíticos aproveitaram as estruturas destes diques, formando, em alguns casos, falsos diques compostos. Nestes locais fica evidente, pelas feições de corte, que os diques riolíticos já estavam completamente cristalizados, o que sugere que pelo menos uma geração de diques andesíticos é mais jovem que uma das dos diques riolíticos.

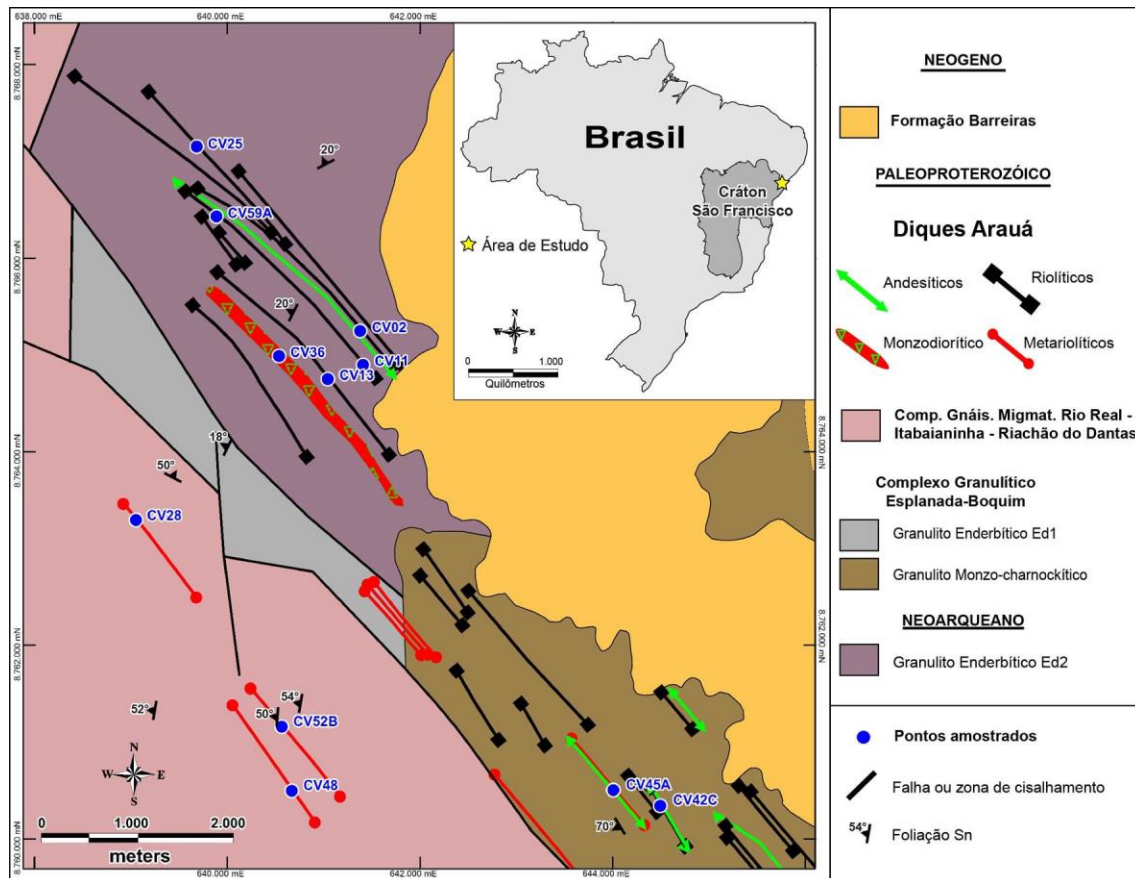


Figura 1: Mapa Geológico da área estudada, modificado de Oliveira (2014).

3. ANÁLISE MACROSCÓPICA E PETROGRAFIA

Em análise microscópica, os Diques Metariolíticos apresentam textura porfírica marcada por fenocristais de feldspato alcalino, quartzo e biotita, com subordinado plagioclásio, envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática que perfaz cerca de 40% do total da rocha. A trama da rocha apresenta evidências de

deformação no estado sólido, visivelmente observados pelos diferentes registros deformacionais dos fenocristais e da matriz. Os cristais de K-feldspato apresentam localizada macla xadrez e pertitas em chama, indicativas de rochas submetidas a altas tensões diferenciais, na fácies xisto verde (Passchier,1982).

Os Diques Riolíuticos ocorrem com textura porfírica marcada por fenocristais predominantemente anédricos de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, que são envolvidos por uma matriz microcristalina a granular quartzo-feldspática muito fina, que perfaz de 40% a 55% da rocha. Destaca-se a presença de quartzo com morfologia bipiramidal que é consistente com quartzo-β formado em temperaturas >573°C (Deer *et al.* 1988).

O dique monzodiorítico, representante dos Diques Intermediários, é formado por um mosaico holocristalino de cristais idiomórficos a hipidiomórficos de plagioclásio com K-feldspato e quartzo subordinados. A mineralogia varietal é composta por clinopiroxênio, hornblenda e biotita, que ocorre associada com a mineralogia acessória representada por apatita, zircão e opacos.

4. LITOQUÍMICA

Os Diques Metariolíuticos são rochas altamente fracionadas ($SiO_2 = 73,28 - 77,63\%$), de afinidade cálcio-alcalina alto potássio, compatíveis com ambientes de arco vulcânico e pós-colisionais (Fig. 2).

A litoquímica dos Diques Riolíuticos demonstra que são rochas ácidas com características compatíveis com magmatismo tipo-A, que foi gerado em ambiente pós-colisional à intraplaca (Fig. 2).

Os diques intermediários apresentam dados litoquímicos que sugerem uma afinidade cálcio-alcalina médio potássio, compatíveis com ambientes pós-colisionais e arco vulcânico (Fig. 2).

Apesar das diferenças nas afinidades geoquímicas encontradas nos diques, estes apresentam assinaturas de elementos-traço, marcadas por anomalias negativas de Nb, Ta, Ti e Sr, que sugerem fontes relacionadas com subducção, graus de fusão parcial de um manto litosférico subcontinental modificado.

Anomalias negativas de Nb-Ta-Ti são típicas em rochas geradas em ambientes de arco, onde esses elementos são imóveis e ficam retidos na fonte, enquanto que os LILE são móveis e apresentam padrões de enriquecimento nessas rochas (Wilson, 1989). Condie & Kröner (2013) demonstraram que uma das grandes diferenças dos padrões de elementos-traço entre arcos continentais e oceânicos é a ausência de anomalia negativa de Sr nos arcos oceânicos, que é evidenciada em diagramas multi-elementares normalizados pelo manto primitivo (Fig. 2).

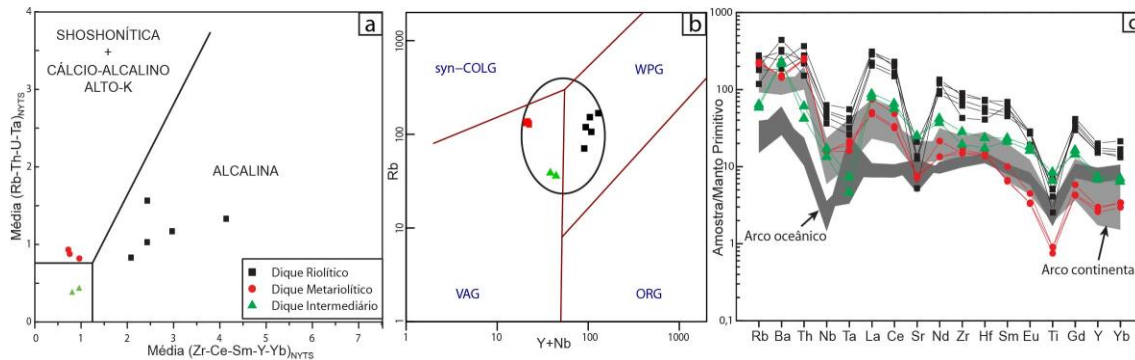


Figura 2: a) Diagrama de distinção de litotipos de afinidade cálcio-alcalina/shoshonítica de rochas alcalinas sódicas (Liégeois *et al.*,1998); b)- Diagramas de discriminação tectônica para granitóides (Pearce *et al.* 1984); c) Diagrama multi-elementar normalizado pelo Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995) dos Diques Araúá comparados com dados químicos de rochas de arco continental e de arco oceânico (Condie & Kröner, 2013).

5. CONCLUSÕES

Os Diques Araúá correspondem um enxame de diques paralelos de geometria irregular, que representam as últimas manifestações magmáticas do pós-colisional Orosiriano no extremo nordeste do Cráton São Francisco. Estes diques possuem composições ácidas a intermediárias, e estão posicionados, com direção

predominante N20-40W, ao longo da sutura entre os ortognaisses do CGMRIR e os granulitos do CGEB, no Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim.

Na área de estudo foi possível individualizar três tipos principais de diques que compõem os Diques Arauá: Diques Metariolíticos, Diques Riolíticos e Diques Intermediários.

Com base na integração dos dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos, um modelo petrogenético pode ser assumido para explicar o magmatismo fissural, ocorrido em ambiente pós-colisional, durante o Orosiriano, no Cráton São Francisco: Os Diques Metariolíticos representam as primeiras manifestações magmáticas dos Diques Arauá, e ocorreram logo após o pico metamórfico granulítico, datado em 2,087 Ga (Oliveira, 2014), relacionado com a colisão que originou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Esse magmatismo ácido, iniciado ainda em um ambiente compressional ativo, pode ter sido gerado a partir do processo de *slab-breakoff*, responsável pelo soerguimento das rochas granulíticas, que promoveu pequenos graus de fusão parcial do manto sub-litosférico continental metassomatizado. Após cessar a compressão e iniciar a tectônica extensional, novas manifestações magmáticas ocorreram, e foram marcadas pela entrada dos Diques Riolíticos de afinidade alcalina e Diques Intermediários de afinidade cálcio alcalina médio potássio. Este segundo evento magmático pode ter sido gerado devido às perturbações térmicas originadas pelo *slab-breakoff*, que pode ter promovido à ascensão da astenosfera e causado diferentes graus de fusão parcial do manto sub-litosférico continental enriquecido. Diferentes graus de assimilação crustal também devem ter ocorrido durante a ascensão desses magmas, até os seus posicionamentos finais. Novas investigações, especialmente através de dados isotópicos e petrologia experimental, poderão melhorar o conhecimento sobre a gênese dos Diques Arauá.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Clemens J.D. 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, **155**:843-851.

Condie K.C., Kröner A. 2013. The building blocks of continental crust: evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Research*, **23**:394-402.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the Rock-Forming Minerals*. Second Edition, Pearson, London, 712 p.

D'el-Rey Silva L.J.H. 2005. New Sm-Nd data of (meta) sediments across the São Francisco Craton-Sergipano Belt boundary, and from the Arauá dykes: Implications on Provenance Studies. In: III SCSF, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Anais, p. 155-158.

Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: the use of sliding normalization. *Lithos*, **45**:1-28.

McDonough W.F., Sun S.-s. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.

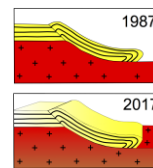
Oliveira E.M. 2014. *Petrografia, litogeoquímica e geocronologia das rochas granulíticas da parte norte do cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 220 p.

Passchier C.W. 1982a. *Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte*. PhD Thesis, GUA Papers of Geology **16**:1-173.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.

Silva Filho M.A.S., Bonfim L.F.C., Santos R.A., Leal R.A., Santana A.C., Filho B.P.A. 1977. *Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento*. Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris, Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM, vol. 1.

Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. London, Unwin Hyman, 466 p.



EVIDÊNCIAS DE MAGMATISMO FISSURAL MÁFICO GIGANTE NA PORÇÃO NORDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUA RELAÇÃO COM A PROVÍNCIA LITORÂNEA, BAHIA, BRASIL

Santana, P.R.R.^{1,2}; Paim, M. M.^{1,2}; Sena, F.O.^{1,2}; Oliveira, L.R.S.^{1,2}; Nascimento, R. S. A.¹; Câmara, I.S.^{1,2}; Sá, J.H.S.^{1,2}

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia - IGEO-UFBA, pedrorrsantana@gmail.com

² Grupo de Metalogênese e Exploração Mineral, CPGG-UFBA, pedrorrsantana@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Enxames de diques representam estruturas extensionais importantes, difundidas em crátons ao longo da Terra, principalmente em escudos arqueanos (Halls & Fahrig, 1987). Quando esses atingem comprimentos iguais ou superiores a 300 km e espessura média de 10 m, são enquadrados na classificação de enxames de diques gigantes (Ernst *et al.* 1995). Existem, pelo menos, 119 enxames de diques gigantes na Terra (Ernst *et al.* 1996), dos quais apenas 30 possuem ligação com plumas mantélicas (Ernst & Buchan, 1997).

Na porção setentrional do Cráton do São Francisco, estudos realizados por Corrêa-Gomes & Oliveira (2000) e Silveira (2011) relacionaram, respectivamente, os diques máficos das províncias Litorânea e Chapada Diamantina-Curaçá a plumas mantélicas. Entretanto, enxames de diques gigantes nunca haviam sido relatados até o momento. Recentemente, Sena (*no prelo*) discriminou estruturas lineares compatíveis com corpos filonianos, por meio de mapas aeromagnéticos, em parte do centro-leste do estado da Bahia (Figura 1a). Em continuidade, Santana (2017) sugeriu a presença de um enxame de diques, com base no padrão aerogeofísico exibido por esses corpos e confirmou, por meio de incursões a campo, a existência de diques máficos.

Do ponto de vista geológico, esse enxame de diques máficos encontra-se inserido na porção nordeste do Cráton do São Francisco, truncando parte das paleoplacas (*sensu* CRUZ *et al.* 2016) Serrinha, Gavião Norte e o Cinturão Salvador-Curaçá (Figura 1a,b), em uma área de, aproximadamente, 3.100 km².

Apesar de grande dimensão abrangida, a existência de enxames de diques máficos nunca havia sido relatada em mapeamentos geológicos regionais realizados nessa área. Contudo, Corrêa-Gomes & Oliveira (2000) sugeriram a possibilidade da projeção do magmatismo fissural da Província Litorânea (em Salvador), em direção ao segmento nordeste do Cráton do São Francisco.

Em vista dessa aparente relação, o presente estudo tem o objetivo de correlacionar, a partir de dados geofísicos, geológicos e geocronológicos, o enxame de diques máficos mapeado com o magmatismo filoniano máfico da Província Litorânea, com correspondentes em Salvador. A partir dessa correlação, sugerir a existência de um magmatismo fissural gigante correspondendo a um subenxame da Província Litorânea.

Do ponto de vista geodinâmico, enxames de diques são testemunhos da disposição das paleoplacas continentais em suas posições relativas originais (Halls, 1982). Por isso, a compreensão quanto a esse evento de magmatismo fissural tem grande importância sobre o entendimento da evolução tectono-estrutural do Cráton do São Francisco.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar o objetivo estabelecido, foram realizados sequencialmente: levantamentos bibliográficos; trabalhos geológicos de campo padrão com descrição macroscópica, medições em bússola pelo método *strike & dip* e procedimentos de amostragem; e análise de lâminas delgadas seguido do reconhecimento, caracterização e classificação micropetrográfica dos litotipos coletados.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

No mapa aerogeofísico, esse enxame estende-se por 180 km, truncando desde os Complexos gnáissicos-migmatíticos até o granito de Carnaíba, com orientações entre N310°-340° (Figura 1c,d) e sentido de propagação lateral, principal, para NW (Santana, 2017).

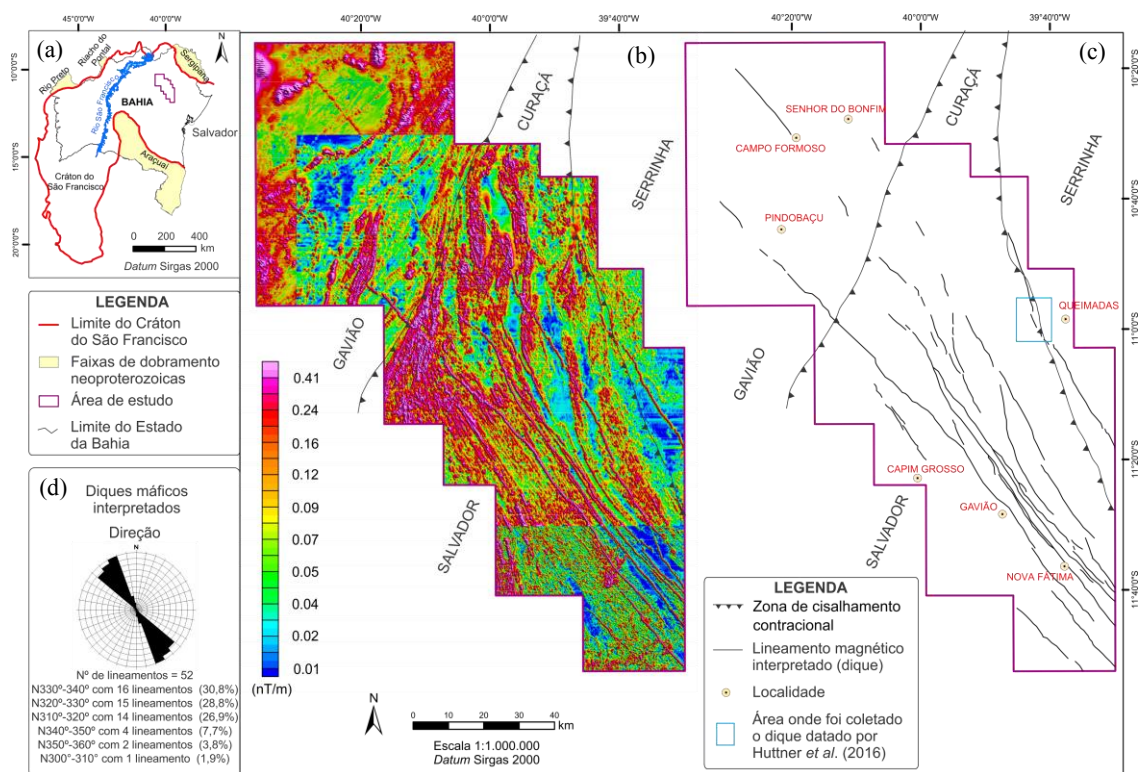


Figura 1: (a) Polígono da área de estudo, na porção centro-leste da Bahia, a nordeste do Cráton do São Francisco; (b) Mapa de amplitude do sinal analítico da área de estudo; (c) Croqui dos lineamentos aeromagnéticos interpretados, referentes aos diques, a partir do mapa de amplitude do sinal analítico. Notar polígono azul referente à área onde um dique gabroico foi datado no trabalho de Huttner *et al.* (2016); (d) Gráfico de roseta de frequência de direção dos lineamentos aeromagnéticos interpretados, referentes aos diques. Fontes: (a,c,d) Modificado de Santana (2017); (b) Modificado de Sena, *no prelo*.

Em campo, esses corpos máficos foram encontrados nos municípios de Nova Fátima, Gavião, Capim Grosso, Mirangaba e Campo Formoso, entre o Cinturão Salvador-Curaçá e a Paleoplaca Gavião Norte. Nesses locais foram verificadas rochas com texturas basálticas, diabásicas e gabroicas (Figura 2a,b,c), atingindo até 20 m de espessura em afloramento. Em Capim Grosso, esses litotipos ocorrem como blocos alinhados com orientação medida N310°-320° enquanto que em Gavião foram identificados diques tabulares com orientações entre N315°-350°.

Em lâmina delgada foram reconhecidos basaltos-pórfito, diabásio, gabro (Figura 2d,e,f). Esses exibem conteúdo mineralógico ígneo pouco diversificado, correspondendo a quantidades variáveis de plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos, além de hornblenda em Mirangaba. Ademais, possuem microestruturas ígneas preservadas ofítica, subofítica, glomerofílica e intergranular.

Além disso, um dique gabroico datado de 911 ± 28 Ma, através do método ID-TIMS (U-Pb em badeleíta) por Huttner *et al.* (2016), foi relacionado, por Santana (2017), a um dos lineamentos magnéticos interpretados por este autor, em função da sua localização (Figura 1c, polígono azul) e aspecto similar em lâmina delgada.

Com base nos aspectos apresentados, algumas considerações podem ser efetuadas, quando comparados o enxame de diques da área de estudo e os diques máficos da orla de Salvador:

(I) A orientação exibida no enxame de diques estudado, tanto no mapa aerogeofísico quanto em campo, é compatível com a orientação N300°-340° exibida pelos diques máficos da orla de Salvador (e.g. Moraes Brito, 1992; Carrilho, 2013);

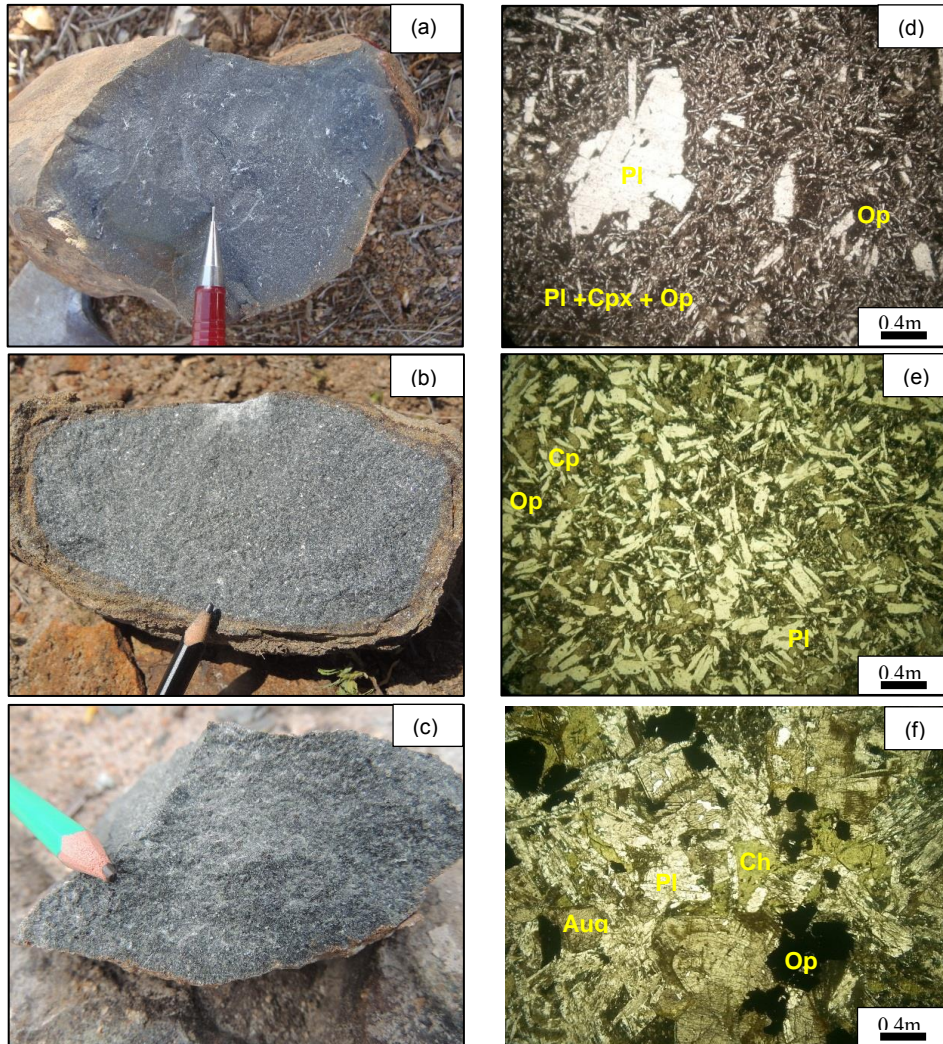


Figura 2: (a) Superfície fresca de basalto acinzentado, afanítico, coletado em Nova Fátima; (b) Superfície fresca de Diabásio acinzentado, afanítico, coletado em Capim Grosso; (c) Superfície fresca de gabro esverdeado, fanerítico, coletado em Campo Formoso; (d) Basalto pórfito, com fenocristais de plagioclásio em uma matriz intergranular, em nicóis paralelos (NP) com aumento de 25X; (e) Diabásio equigranular exibindo microestrutura subofítica (NP com aumento 25X) (f) Gabro exibindo microestrutura subofítica, com ripas de plagioclásio saussuritizado englobando clinopiroxênio (NP com aumento de 25X).

(II) O sentido de propagação lateral manifestado no magmatismo fissural da área de estudo também é o mesmo apresentado nos diques máficos mapeados na orla de Salvador (Corrêa-Gomes *et al.* 1996; Carrilho, 2013);

(III) Petrograficamente, os diques da área de estudo apresentam conteúdo mineralógico e microestruturas ígneas preservadas, sugerindo a ausência de processos de blastese ou catáclase, similarmente aos diques da orla de Salvador (e.g. Alves, 2013; Cruz, 2013);

(IV) A idade relativa máxima, inferior a 1.880 Ma, interpretada por Santana (2017) através de relações de truncamento, em associação com a idade de Huttner *et al.* (2016), é uma forte evidência que corrobora para a ligação entre o enxame de diques da área de estudo aos diques residentes na orla de Salvador, datados de, aproximadamente, 920 Ma (Evans *et al.* 2010).

4. CONCLUSÕES

Em síntese, o dique máfico datado por Huttner *et al.* (2016) representa um membro do enxame de diques máficos da área de estudo, enquanto que este enxame representa, juntamente com os diques da orla de Salvador,

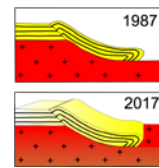
possivelmente um subenxame da Província Litorânea. Por sua vez, essa província corresponde a parte de um magmatismo originado a partir de uma pluma mantélica, relacionado a um evento extensional pós-colagem do Supercontinente Rodínia em, aproximadamente, 1.000 Ma (Corrêa-Gomes & Oliveira, 2000).

Dessa maneira, o magmatismo filoniano da área de estudo pode representar um enxame de diques gigante, segundo os parâmetros dimensionais de Ernst & Buchan (1997), estendendo-se ao longo do continente por, aproximadamente, 360 km, desde o município de Salvador até Campo Formoso.

Apoio: Esta pesquisa é parte da monografia do Trabalho Final de Graduação do primeiro autor e foi desenvolvida no âmbito do Projeto Mapa Metalogenético do Estado da Bahia - Fase II: banco de dados e análise metalogenética e previsional de duas províncias na região nordeste do Estado (em execução pelo Grupo de Metalogênese da UFBA em convênio com a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, D. N. O. 2013. Mapeamento Geológico de Detalhe e Petrografia dos Litotipos do Jardim de Alah, Salvador-Bahia. Trabalho final de graduação – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 71 p.
- CARRILHO, E. L. V. 2013. Mapeamento e geologia estrutural das rochas do setor oeste do farol de Itapuã, Salvador, Ba: cinturão Salvador-Esplanada, Cráton do São Francisco. Trabalho final de graduação – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 138 p.
- CORRÊA-GOMES, L. C. & OLIVEIRA, E. P. 2000. Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of Eastern Brazil and Western Africa: Evidence of post-assembly extension in the Rodinia supercontinent? *Gondwana Research*, Osaka, Japan, v. 3, n. 3, p. 325-332, July 2000.
- CRUZ, L. A. 2013. Aspectos de campo, petrografia e geoquímica preliminar dos diques máficos das praias Jardim de Alah, Paciência e Ondina, Salvador - BA. Trabalho final de graduação – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 73 p.
- CRUZ, S. C. P.; BARBOSA, J. S. F.; PINTO, M. S.; PEUCAT, J. J.; PAQUETTE, J. L.; SOUZA, J. S.; MARTINS, V. S.; JÚNIOR, F. C.; CARNEIRO, M. A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 69, p. 43-79.
- ERNST R. E.; BUCHAN K. L.; PALMER H. C. 1995. Giant dyke swarms: characteristics, distribution and geotectonic applications. See Baer & Heimann, p. 3-21.
- ERNST, R. E.; BUCHAN, K. L.; PALMER, H. C. 1996. Diabase (Dolerite) Dyke Swarms of the World. First Edition. Ottawa, Ontario: Geological Survey of Canada Open File 3241, includes map (scale 1:35.000.000 at the equator) and 104 page report.
- ERNST, R. E. & BUCHAN, K. L. 1997. Giant Radiating Dyke Swarms: Their Use in Identifying Pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and Mantle Plumes. In: MAHONEY, J. J. & COFFIN, M. F. (Eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Washington, D. C: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, v. 100, p. 297-333.
- EVANS, D. A. D.; HEAMAN, L. M.; TRINDADE, R. I. F.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; SMIRNOV, A. V.; CATELANI, E. L. 2010. Precise U-Pb baddeleyite ages from Neoproterozoic mafic dykes in Bahia, Brazil, and their paleomagnetic/paleogeographic implications, Abstract, GP31E-07. American Geophysical Union, Joint Assembly, Meeting of the Americas, Iguassu Falls, August 2010.
- HALLS, H. C. 1982. The importance and potencial of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. *Geoscience Canada*, Toronto, Ontario, v. 9, n. 3, p. 145-154.
- HALLS H. C. & FAHRIG W. F. 1987. Mafic Dyke Swarms. Special Paper 34. Geological Society of Canada, p. 503.
- SILVEIRA, E. M. 2011. First precise U-Pb ages of mafic dykes from the São Francisco Craton: initial barcoding of the São Francisco-Congo Craton. Master's thesis, n. 282 – Department of Geology, Lund University, 23 p.
- HUTTNER, M. B.; RIOS, D. C.; CONCEIÇÃO, H.; BURGOS, C. M. C. 2016. Ocorrências de badeleíta no corpo máfico Espanta Gado, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48, 2016, Porto Alegre. Anais eletrônicos...Porto Alegre: SBG.
- MORAES BRITO, C. 1992. Caracterização geológica, geoquímica e petrográfica dos diques máficos proterozóicos da região de Salvador-BA. Dissertação (Mestrado), IAG-USP, 153p.
- SANTANA, P. R. R. 2017. Enxame de Diques Máficos na Porção Centro-Leste do Estado da Bahia. Evidências Geológicas, Aerogeofísicas e Interpretações Preliminares. Trabalho final de graduação – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 144 p.
- SENA, F. O. *No prelo*. Relatório geofísico integrado do Projeto Metalogenético. Em elaboração para a CBPM.



ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR EXTREMA, NA REGIÃO DE CORRENTINA, OESTE DA BAHIA

Liomar de Jesus dos Santos¹, Clayton Ricardo Janoni¹, Éder Luís Mathias Medeiros¹

¹Universidade Federal do Oeste da Bahia, e-mail: liosantos21@hotmail.com

1. APRESENTAÇÃO

Na região oeste do Estado da Bahia, o setor setentrional do Cráton do São Francisco é exposto na Janela Erosiva Correntina-Coribe, em meio as coberturas sedimentares marinhas e continentais que recobrem a referida estrutura cratônica (Figura 1).

A Sequência Metavulcanossedimentar Extrema corresponde ao conjunto de rochas metavulcânicas máficas e félsicas, além de metassedimentos terrígenos, em meio a esta janela erosiva. Dávila & Kuyumjian (2005) a caracteriza, por ser uma sequência metavulcanossedimentar paleoproterozoica composta basicamente por filitos, quartzitos, BIF's, metacherts e xistos associados.

Este compartimento é melhor representado na região de Correntina, numa faixa deformada e alongada de direção NE-SW, ocupando uma estreita faixa com aproximadamente 8 km de largura e 10 km de comprimento, em meio as rochas do Complexo Gnaissico-Migmatítico Correntina, representando um conjunto afetado por várias zonas de cisalhamento de caráter dextral.

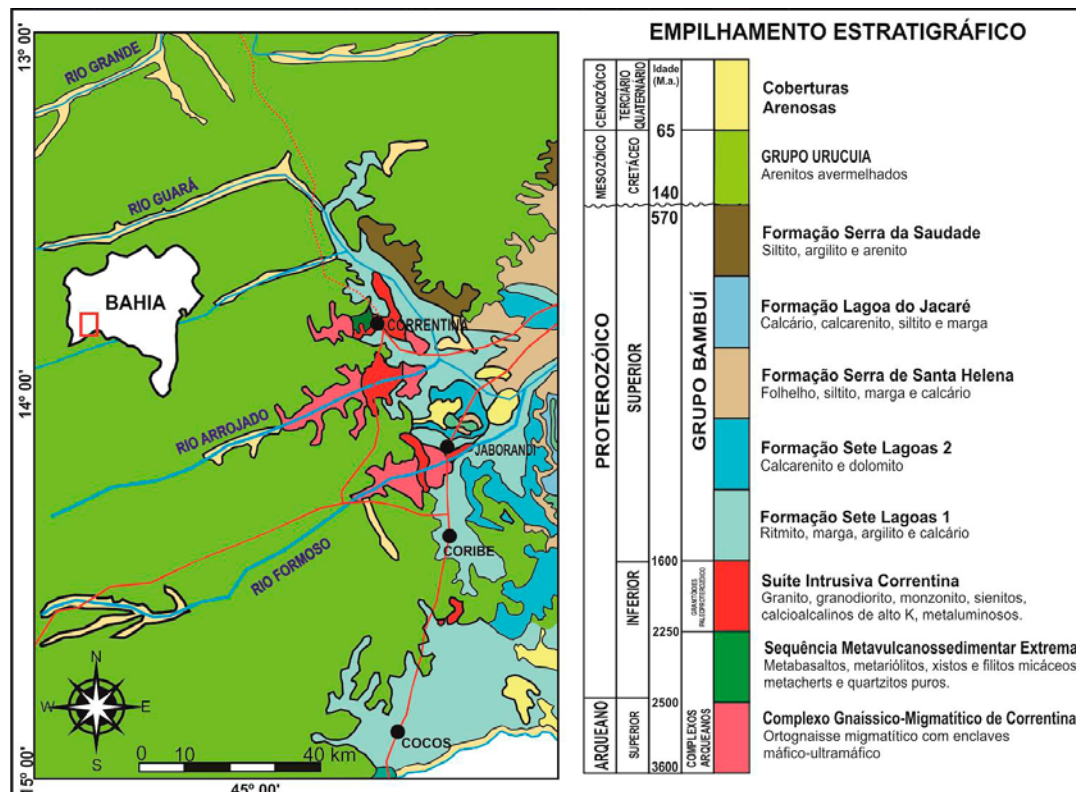


Figura 1. Mapa Geológico da Janela Erosiva Correntina-Coribe, no Oeste da Bahia. Fonte: Modificado de Bizzi et al. (2003).

A proposta deste estudo é a caracterização do arcabouço litoestratigráfico e estrutural da porção norte da janela Correntina-Coribe, visando a SMVS Extrema. O desenvolvimento foi apoiado em elementos geológicos, estruturais e estratigráficos, contribuindo diretamente no entendimento do Cráton do São Francisco em seu setor setentrional na Bahia.

2. LITOESTRATIGRAFIA DA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR EXTREMA

As rochas da SMVS Extrema são representadas por metabasaltos, metariólitos, filitos, xistos, metacherts quartzitos e pequenas evidências de formações ferríferas, sendo divididas em duas unidades: (i) Metavulcânica Máfica e Félsica; (ii) Metassedimentar.

A Unidade A é composta por metabasaltos, metariólitos, metariodacitos, metacherts, muscovita-clorita-xistos e filitos, além de bandas muito finas de hematita. As rochas apresentam coloração variando entre verde-arroxeadado a cinza, com brilho metálico, composto essencialmente por sericita, clorita, muscovita e quartzo. Esta unidade é de caráter vulcânico com intercalações máficas e félsicas.

A Unidade B é composta por quartzitos puros de coloração esbranquiçada e avermelhados, composto predominantemente de quartzo, na fração areia fina a média, equigranulares e bem arredondados, onde ocorre com freqüência, lentes de quartzo recristalizado intercalado com porções feldspáticas (Figura 2). Esta unidade representa o preenchimento sedimentar terrígeno na bacia.

A SMVS Extrema também é uma unidade constituinte da Janela Erosiva Correntina-Coribe. Estes litotipos fazem contato, a leste com calcários, dolomitos e siltitos do Grupo Bambuí, e a oeste com arenitos e conglomerados do Grupo Urucuia.

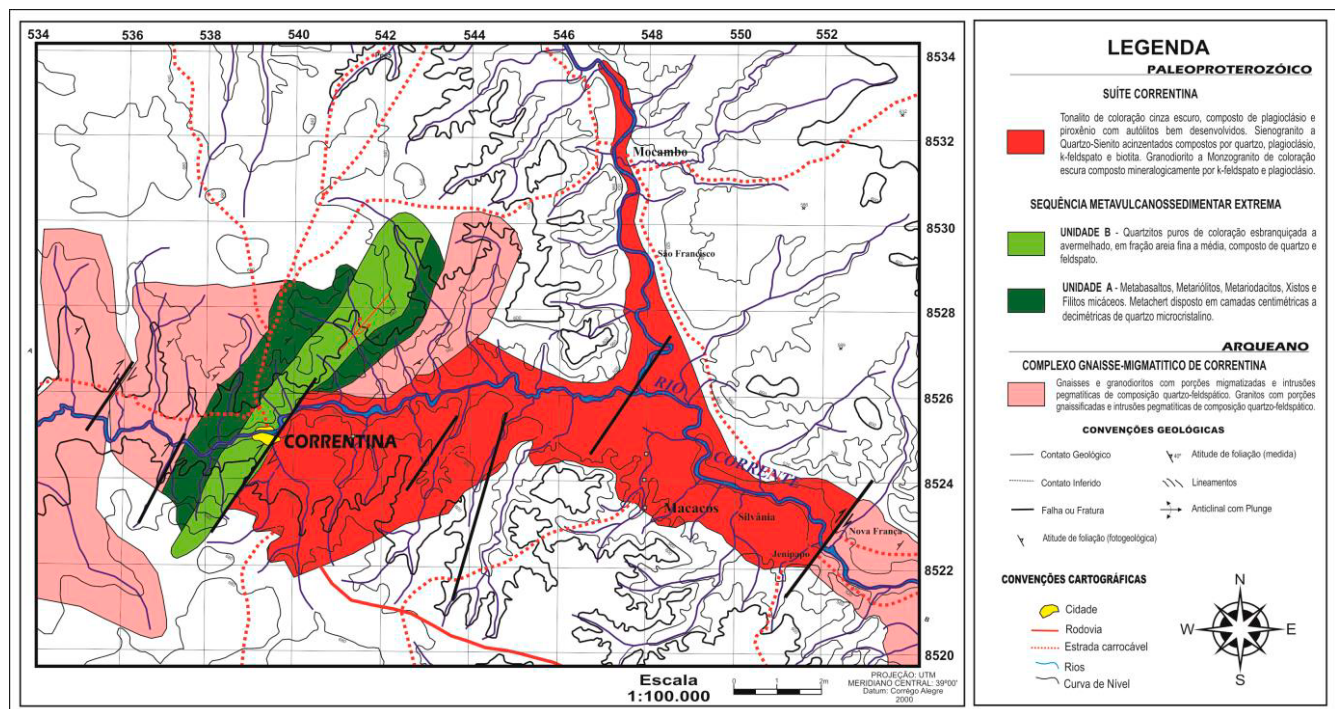


Figura 2. Mapa Geológico da Sequência Metavulcanossedimentar Extrema, porção norte da Janela Erosiva Correntina-Coribe no setor setentrional do CSF.

3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Segundo Dávila & Kuyumjian (2005), existem pelo menos duas fases deformacionais que afetaram as rochas do Complexo Correntina, uma compressiva, que gerou as zonas de cisalhamentos dextrais de idade paleoproterozoica, e outra distensiva, que gerou estruturas tipo blocos de falha (ou tectônica de telas) que também afetou o Grupo Bambuí no Neoproterozoico.

A geologia estrutural é marcada por regime dúctil/rúptil, impresso em estruturas presentes no Complexo Gnaissico-Migmatítico Correntina, na SMVS Extrema e na Suíte Correntina. O regime dúctil é identificado através dos bandamentos composicionais, foliações, lineamentos minerais e xistosidade.

As rochas da SMVS Extrema apresentam planos de foliação formados pelo bandamento composicional dispostos predominantemente na direção N020°/75°NW e N015°/65°SE. Estes planos indicam a orientação preferencial dos minerais, ou constituem os planos de xistosidade de alguns litotipos.

A deformação dessas rochas ocorreu sob regime compressivo, onde é possível observar planos com atitudes opostas, o que também é marcado pela densidade de polos, indicando uma estrutura sinforme com eixo para NE e vergência para SE, arquetizando a SMVS Extrema.

O domínio rúptil é indicado pelos veios de quartzo e as fraturas em todos os compartimentos. Um aspecto observado no Complexo Correntina é a correlação entre Sn e os veios da SMVS Extrema, com alguns exemplos discordantes. Isso mostra que os principais planos de fraqueza que permitiram a percolação dos fluidos formadores são os veios S1//S2.

A Figura 3 apresenta a seção geológica da SMVS Extrema, bem como os estereogramas e as orientações preferenciais dos planos de foliação e os planos de densidade média dessa formação.

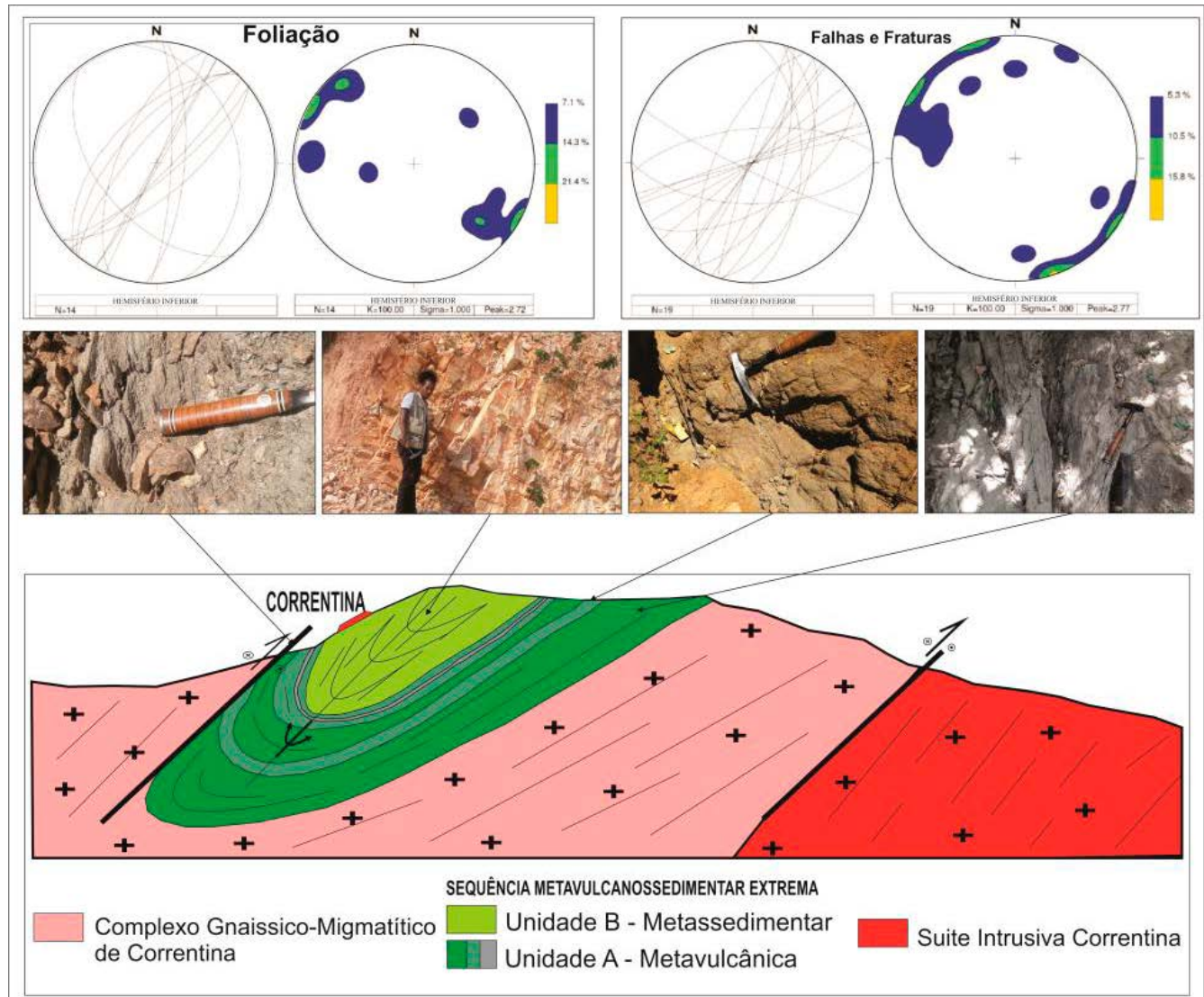


Figura 3. Seção geológica e quadro estrutural da Sequência Metavulcanossedimentar Extrema, porção norte da Janela Erosiva Correntina-Coribe no setor setentrional do CSF.

4. CONCLUSÕES

As unidades caracterizadas na porção norte da Janela Erosiva Correntina-Coribe, como sendo paleoproterozoicas são as rochas da SMVS Extrema e da Suíte intrusiva Correntina. A SMVS Extrema ocorre na porção central da área sendo representada por rochas metavulcânicas máficas e félsicas, filitos, xistos, metachert e quartzitos. Além de stock de metatonalito, metagranodiorito, metamonzogranito, metasienogranito e

metaquartzo-sienito, pertencentes à Suíte Correntina, o qual é intrusivo no embasamento siálico e na sequência metavulcanossedimentar.

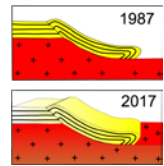
A SMVS Extrema ocorre de modo restrito na região de Correntina, porém com um potencial bastante relevante do ponto de vista tectônico e metalogenético, pois corresponde a remanescentes de rochas supracrustais em meio aos ortognaisses expostos nesta porção do CSF.

É sugestivo que as rochas supracrustais e plutônicas associadas sejam testemunhas de um arco magmático Paleoproterozoico na borda ocidental do Cráton São Francisco na Bahia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BIZZI, L. A. et al. (2003). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM. 692p.

DÁVILA, C. A. R.; KUYUMJIAN, R. M. (2005). Mineralizações de ouro do tipo orogênico em arco magmático paleoproterozoico, borda oeste do Cráton São Francisco, regiões de São Domingos (GO) e Correntina (BA). Revista Brasileira de Geociências, v. 35, 2005.



PETROLOGY GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY U/PB AND SM /ND OF TARUMÃ GRANITE OF SAN IGNACIO OROGENY – PARAGUA TERRANE, BRAZIL- BOLIVIA BORDER

João Batista de Matos¹, Amarildo Salina Ruiz¹, Maria Zélia Aguiar de Sousa¹, Maria Elisa Fróes Batata¹,
Gabrielle Aparecida de Lima¹, Jean Michel Lafon²

¹Universidade Federal do Mato Grosso, prof.jmatos@gmail.com

²Universidade Federal do Pará

The studied area, is situated in Paragua Terrane which paeloproterozoic regional basement is constituted by Lomas Manechis Metamorphic Complex (LMMC), Chiquitania Metamorphic Complex (CMC), and San Ignácio Group presenting U/Pb (zircon) ages between 1720 and 1650Ma. The San Ignácio Group is the second magmatic event with age 1380- 1290 Ma which affected the Paragua Terrane, being preceded by Yarituses Suite 1670-1650 Ma and followed by Sunsas Suite 1070-1020 Ma (Litherland *et al.*, 1986). The Granitoide Pensamiento (Litherland *et al.*, 1986) or Pensamiento Intrusive Suite (França *et al.*, 2014) corresponds to a set of granitic intrusions which ages vary between 1,37-1,29 Ga bein the oldest classified as pre-cinematic and the younger as tardi to post-cinematic. This granitogenesis is restricted to Paragua Terrain and binds to the San Ignácio Orogeny evolution (1.40-1.29 Ga).

This work deals with petrological, geochemical, geocronological U/Pb and Sm/Nd results of the Tarumã Granite (TG), in the Paragua Terrain, SW of Amazonian Craton, Brazil-Bolivia border. The TG presents batholithic dimensions and the regional basement is constituted by Ascención Amphibolite, granulitic rocks of LMMC and Rio Fortuna Gneiss of CMC . The rocks of TG are classified as Biotite Syenogranites, distributed by pavements and boulders. Mylonitic structures show porphyroclasts of the reddish k-feldspar, in the greenish matrix with coarse medium grain. Optically, there occur granolepidoblastic/porphyroclastic textures dominated by recrystallized quartz grain, microcline, plagioclase, biotite, opaques, sphene, allanite, zircon. Sericite, muscovite, epidote, calcite, chrolite, fluorite and clay minerals are accessories constituents. These rocks are classificated as hypersolvus relatively to the occurrence of perthite. The parental magmatism of the TG is sub-alkalic (calk-alkaline), sin-collisional, evolving to the metaluminous to lightly peraluminous composition suggesting crustal contamination, generated on magmatic arc environment (VAG) Fig.1 A until F.

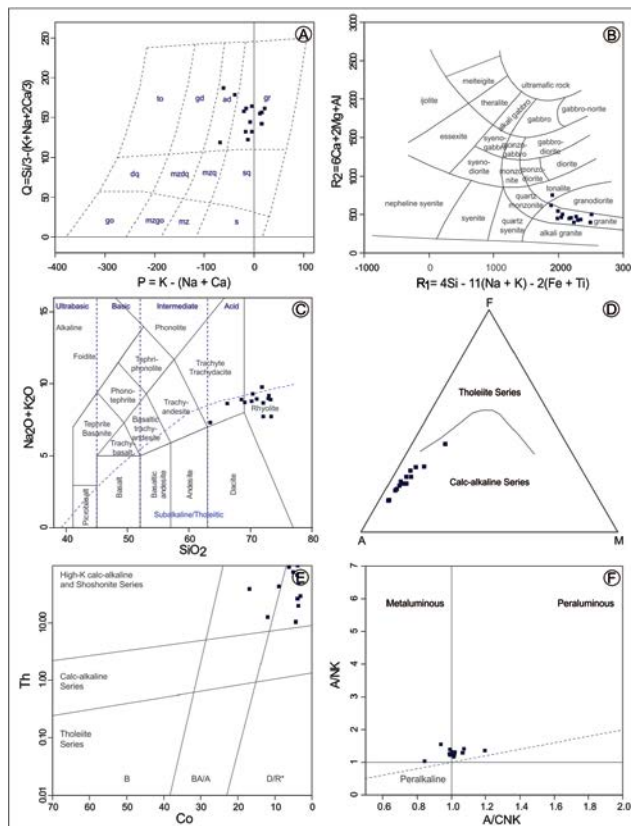


Figure 1. Distribution of representative points of TG: (A) Q-P (Debon & Le Fort, 1983); (B) R1/R2 (La Roche, 1980); (C) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 and (D) AFM (Irvine & Baragar, 1971); (E) Th versus Co (Hastie *et al.*, 2007); (F) A/NK versus A/CNK (Maniar & Piccoli, 1989).

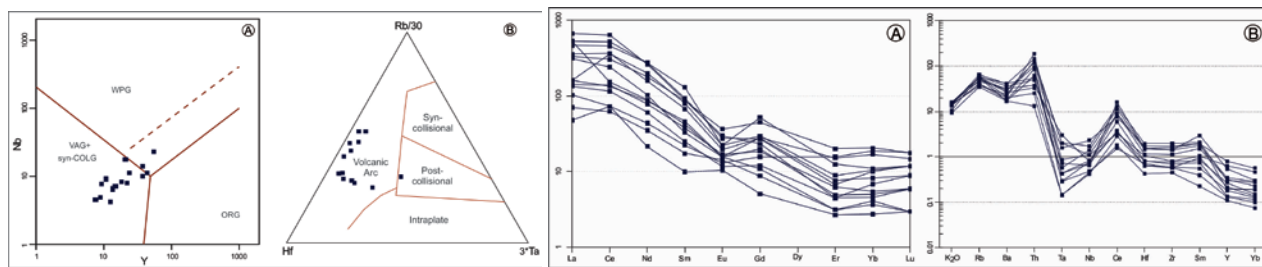


Figure 2. Left diagram: (A) Nb versus Y (Pearce *et al.*, 1984); (B) Hf-Rb/30-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) and on the right, (C) ETR normalized plot by chondrite (Nakamura, 1977); (D) Spider Trace Elements and K_2O normalized by Meso-oceanic ridge granites of Pearce *et al.* (1984).

The path of REE normalized by chondrite (Nakamura, 1977, Fig 2 C and D), shows enrichment of LREE in relation to HREE, with ratio La/Yb between 2,7 and 148,3. In this diagram, the variation of K_2O and incompatible elements normalized by Meso-Oceanic ridge granite (Pearce *et al.*, 1984) shows an enrichment LILE in relation to the HFSE, as well as, negative anomalies of Nb and Ta typical of magmatic arc environment (Pearce, 1982). The U/Pb age in zircons by LA-ICP-MS method shows the Concordia diagram with 1377 ± 5 Ma. Fig. 3, interpreted as age of crystallization of this batholith. The negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ indicate the crustal participation and the T_{DM} of the 1930 Ma suggest the mantelic segregation occurred during the Orosirian period.

Two barrovian metamorphic events, both associated to two deformational phases were identified in TG: the first related to the Greenschist Facies, represented by biotite and rarely garnet (post 1711 ± 13 Ma) with San Ignacio age and the second, by deformation (crenulation cleavage) of ancient schistosity; represented by assemblages of Low Greenschist Facies (muscovite, sericite and chlorite) related to the Sunsas Orogeny and deformational pattern and the metamorphism of Aguapeí platform cover.

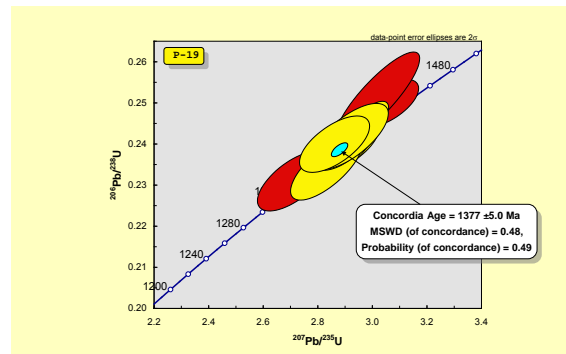


Figure 3. Concordia diagram (U/Pb) zircons of the sample P-19, obtained by LA-ICP-MS provided age of 1377 ± 5 Ma.

The isotopic Sm/Nd data of sample APQ-10 is discriminated in the table 1. The calculated negative values of $\epsilon_{Nd}(t)$ -4.11, using the age of 1377 ± 5 Ma, indicated that parental magma had crustal contamination in its formation, whereas the model age T_{DM} of 1930 Ma suggests that mantle segregation must have occurred in the Orosirian period.

Tabela 1. Sm/Nd isotopic data of Tarumã Granite.

Unity	Sample	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM}
Tarumã Granite	APQ-10	- 19.68	- 4.11	1.93

DISCUSSION

The Tarumã Granite corresponds to rocks classified as Biotite Monzo to Sienogranites foliated, *hypersolvus*. The magmatic source are characterized as sub-alkaline, of calc-alkaline affinity, high K to shoshonitic. Evolved from metaluminous until slightly peraluminous, suggesting a probable crustal contamination, generated in continental magmatic arc environmental. The batholith was submitted to a regional metamorphism of greenschist facies (Almandine Zone), with retrometamorphism of greenschist facies (chlorite zone).

The U-Pb age in zircon obtained of 1377 ± 5 Ma position the Tarumã Granite in Pensamiento Intrusive Suite (Litherland *et al.*, 1986), once the structural and metamorphic records indicate the placement this rocks in

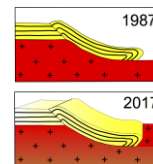
sin-tectonic stages relatively to San Ignácio Orogeny, in a convergent tectonic environment, similar to the Phanerozoic continental arc.

Aknowledments

The authors are grateful to CAPES (PROCAD 096/2007), CNPq (479779/2011-2), Grupo de Pesquisa Evolução Crustal e Tectônica – Guaporé and GEOCIAM (INCT - Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia) for the financial support during research development.

Referências

- Bettencourt J.S. *et al.* 2010. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **29**:28-46.
- Debon F. & Le Fort P. 1983. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Science*, **73**:135-149.
- De La Roche *et al.* 1980. *Chem Geol.*, **29**:183–210.
- França O. 2014. *Braz. Jour. Geol.*, **44**:415-432.
- Harris N.B.W. *et al.* 1986. In: *Spec. Publ. of Geol. Soc., London*, **19**: 67-81.
- Hastie A.R., *et al.* 2007. *Jour. of Petrol.*, **48**:2341-2357.
- Irvine I.N. & Baragar W.R.A. 1971. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Litherland M. *et al.* 1986.. *British Geol. Surv. Overseas Memoir 9*. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. *Geol. Soc. Am. Bul.*, **101**:635-643.
- Matos J. B. *et al.* 2006.: XVII Congr. Geol. Boliviano. Sucre, *Short papers*, p. 126-128.
- Matos J.B. *et al.*, XIV Simp. Nac. Est. Tect. Chapada dos Guimarães, *Short papers*.
- Nakamura K. 1977.. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, **2**:1-16.
- Pearce J.A. 1982. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce J.A. *et al.* 1984. *Jour. of Petrol.*, **25**(4):956-983.
- Ruiz A.S. 2009. Congr. Geol. Boliviano, 18, Actas, p. 159-163.
- Tassinari C.G.C. & Macambira, M.J.B. 2004. In: Neto-Mantesso V., Bartorelli A, Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds), São Paulo, p. 471-486.



GRANITO RAPAKIVI DA SUÍTE MAGMÁTICA CAAPUCÚ: DISCUSSÕES PRELIMINARES SOBRE ESTA OCORRÊNCIA NO SUL DO PARAGUAI

Amanda Figueiredo Granja Dorilêo Leite¹, Amarildo Salinas Ruiz^{1,2}, Maria Zelia Aguiar de Sousa^{1,2}, Narciso Cubas³, Uly Gabrielle Marangoni de Paula¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, FAGEO-UFMT, e-mail: amandafgdleite@gmail.com

²Faculdade de Geociências, FAGEO-UFMT, e-mail: asruiz@gmail.com

²Faculdade de Geociências, FAGEO-UFMT, e-mail: profmzelia@gmail.com

³Universidade Nacional de Assunção, e-mail: cubasnp@yahoo.com

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, FAGEO-UFMT, e-mail: uly.marangoni@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Granitos rapakivi caracterizam-se pela presença de feldspato alcalino manteado por plagioclásio e são importantes marcadores petrogenéticos da evolução da crosta terrestre. Esta textura em rochas graníticas foi verificada em todos os continentes e em diferentes ambientes tectônicos, porém é muito comum ocorrerem associados a magmatismo pós-tectônico a anorogênico (Dall'Agno *et al.* 1999). Granitos com textura rapakivi foram identificados nas rochas da Suíte Magmática Caapucú, localizada na região sul do Paraguai, a 100 km da cidade de Assunção, capital deste país (Figura 1).

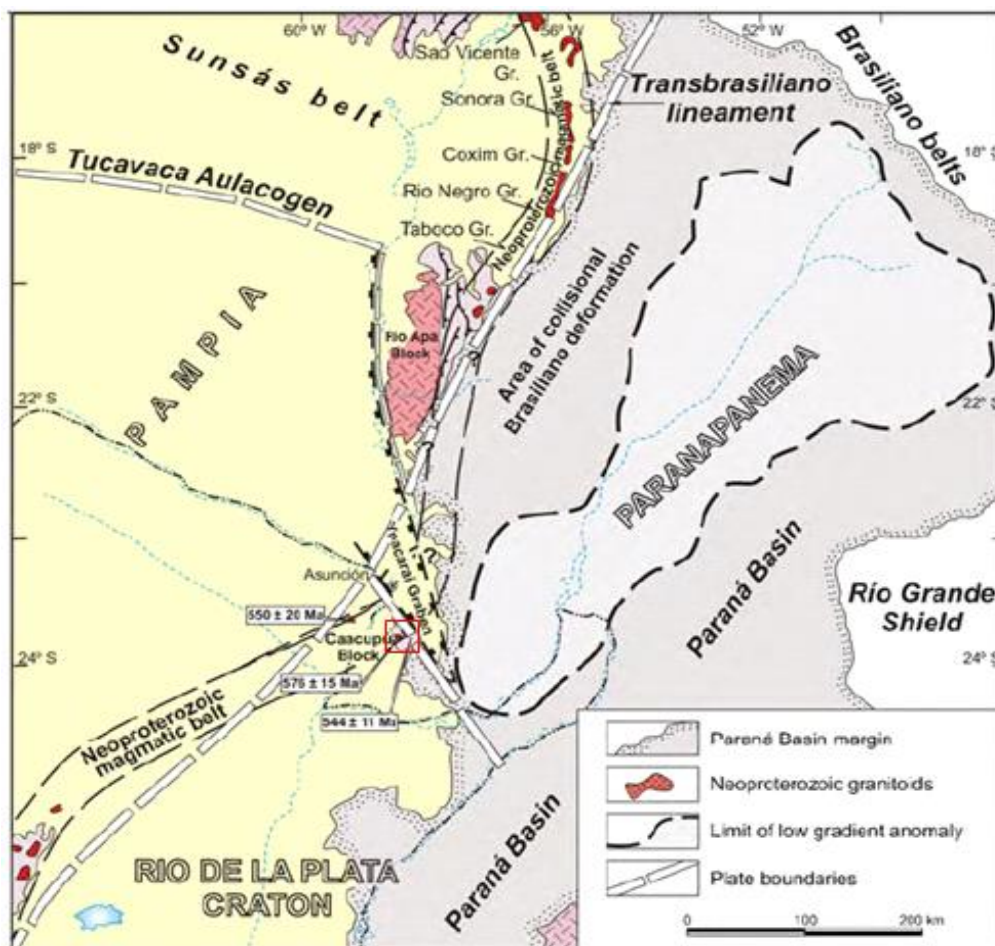


Figura 1: Contexto geotectônico da região Sul do Paraguai - Plataforma Sul Americana com localização da área estudada (adaptado de Ramos *et al.*, 2010).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Segundo Putzer (1962), as rochas pré-cambrianas no sul do Paraguai estão representadas pelo Complexo Rio Tebicuary, Grupo Passo Pindó e Suíte Magmática Caapucú. A primeira unidade compreende o Granodiorito Centro-Cue e a Suíte Metamórfica Villa Florida formada por paragneisses e ortogneisses ácidos, quartzito ferroso, mármore e serpentinito; o Grupo Passo Pindó é uma unidade metassedimentar que ocorre discordantemente à primeira; e a Suíte Magmática de Caapucú, alvo desta pesquisa, intrude as unidades sotopostas.

Segundo Meinhold *et al.* (2011), a Suíte Magmática Caapucú consiste em biotita granitos hipoabissais de granulações variadas, porfiroclásticos a afaníticos, tufos e ignimbritos, intrudidos por diques fêlsicos. Datações, pelo método geocronológico Rb/Sr indicam idade proterozoica a eocambriana ($531 \text{ Ma} \pm 5$) para esta suíte (Cubas, 1998).

De acordo com composição, textura e granulação, Cubas (1998) identificou quatro tipos faciológicos nesta suíte denominando-as de Charará, Casualidad, Fanego e Barrerito, que correspondem respectivamente a riolito com matriz vítrea cortado por diques, riolito rico em feldspato alcalino, granito com matriz afanítica e granito porfirítico com matriz muito fina. Todas as fácies são formadas por rochas isotrópicas, leucocráticas de cor rosa e se dispõem em formas anelares sugerindo ocorrência em grandes caldeiras (Figura 2).

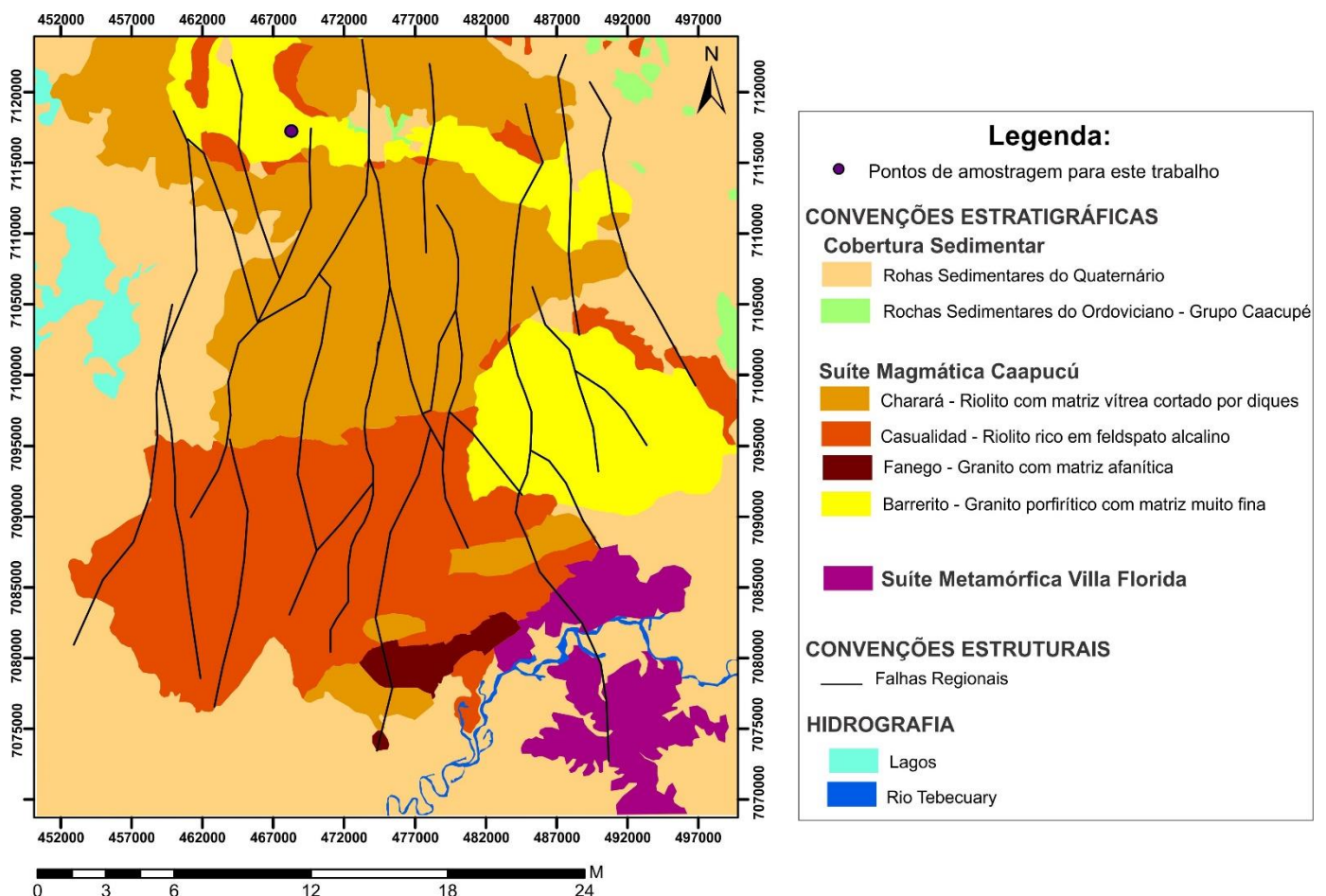


Figura 2 – Mapa da Suíte Magmática Caapucú (adaptado de Cubas, 1998).

A textura rapakivi é encontrada em rochas da Fácies Barrerito que foram classificadas como álcali-feldspato granitos e sienogranitos. São litotipos leucocráticos de cor, predominantemente, rosa e de textura porfirítica formada por fenocristais de quartzo e de feldspatos alcalinos de cor rosa manteados por plagioclásio branco (Figura 3) que se destacam numa matriz de granulação fina, essencialmente gráfica a granofírica.

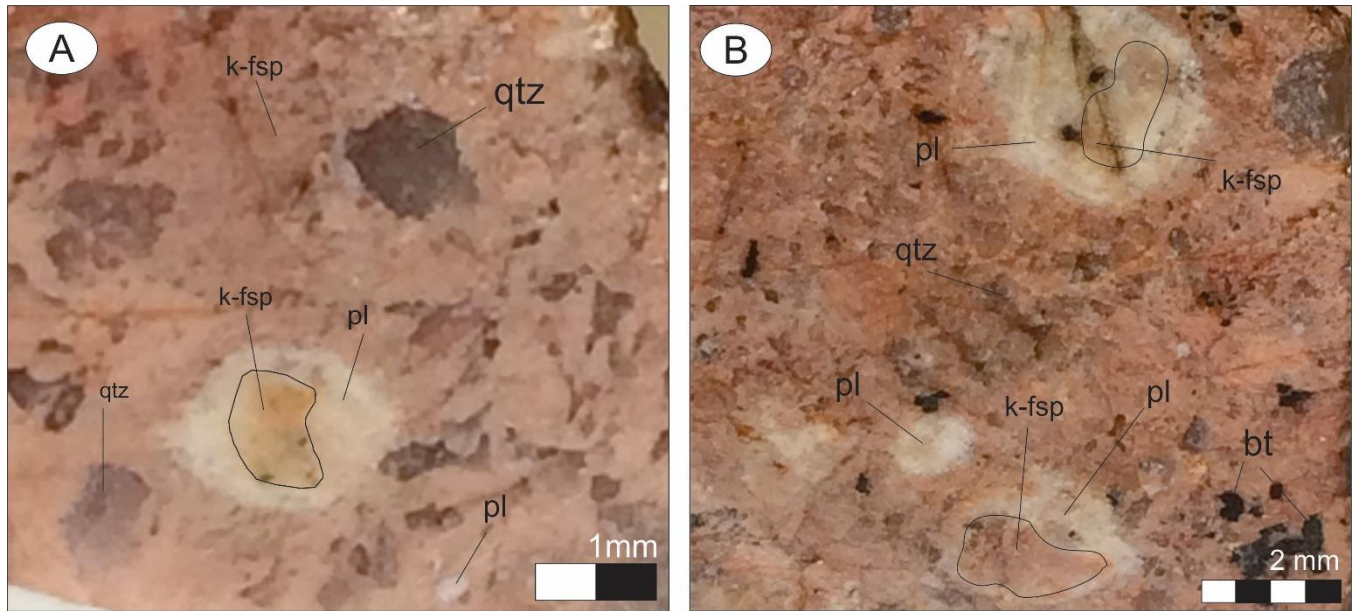


Figura 3 – Fotografias de amostras porfíricas da Fácies Barrerito ilustrando textura rapakivi: (A) e (B) fenocristais de feldspato alcalino pertítico de cor rosa com bordas de plagioclásio branco em matriz fina.

Os feldspatos alcalinos, além de se mostrarem manteados por plagioclásio, apresentam intercrescimento pertítico onde a fase sódica se dispõe em fios, filmes e grãos. O quartzo ocorre em grãos anédricos intersticiais ou de forma vermicular configurando textura gráfica/granofírica. O plagioclásio pode ser encontrado, mais raramente, em cristais subédricos tabulares isolados sendo classificados como albita a oligoclásio. Os minerais máficos essenciais formam pequenos agregados e estão representados por palhetas de biotita e cristais prismáticos de anfíbólio. Apatita, zircão e minerais opacos são identificados como fases acessórias; enquanto argilominerais, sericita, epidoto e clorita correspondem aos minerais de alteração pós-magmática.

3. DISCUSSÕES

Frequentemente os granitos com textura rapakivi formam complexos anelares e coexistem especialmente com biotita granitos peraluminosos e granitos alcalinos (Wernick, 2004). Segundo Gill (2014) as intrusões com formatos anelares indicam abatimento de blocos crustais muito maiores, por meio de falhas íngremes, que representam um canal importante para a ascensão de magma ácido na crosta superior. A subsidência de grandes caldeiras pode ocorrer repetidamente no mesmo centro ígneo.

Haapala & Ramo (1992) foram os primeiros a definir os granitos rapakivi do batólito de Wiborg, na Finlândia, e caracterizaram esta textura como produtos de fusão ou refusão da crosta. Essa textura é gerada devido a um sobrecrecimento mineral representado pelo feldspato potássico englobado por um anel de plagioclásio (albita ou oligoclásio). O sobrecrecimento entre os minerais sugere uma mudança abrupta na composição do magma ou nas condições em que a cristalização ocorre.

A opinião tradicional (Hibbard, 1981) é que ocorreu uma mistura entre um magma mais evoluído, do qual megacristais de feldspato potássico cristalizaram, ou então uma mistura entre um magma mais quente e básico subsaturado em feldspato potássico. Ainda segundo este autor, a mistura de dois líquidos magmáticos leva à reabsorção parcial dos megacristais de feldspato potássico.

Dall’Agnol *et al.* (1999) sugerem que a ocorrência dos granitos rapakivi pré-cambrianos da América do Sul estão relacionados provavelmente a ambientes tectônicos anorogênicos ou intracratônicos, onde ocorre o afinamento da crosta. Essas rochas são diretamente relacionadas ao evento Brasileiro no final do Neoproterozóico. Entretanto, este tipo de textura em granitos não se limita ao final do Proterozóico e pode ocorrer em diferentes

ambientes tectônicos, como os granitos do Mioceno que foram identificados no Vale da Morte, Califórnia e em outros locais no oeste dos Estados Unidos (Calzia & Ramo, 2005).

Ressalta-se que uma revisão mais recente de granitoides do tipo A, feita por Bonin (2007), afirma que o termo A se deve ao fato de apresentar caráter anorogênico, alcalino e anidro. Apesar do presente estudo ter ainda um caráter preliminar, sem dados geoquímicos, várias evidências encontradas na Suíte Magmática Caapucú sugerem tratar-se de granitoides do tipo A gerados em ambiente pós-colisional a anorogênico.

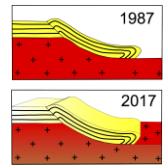
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A existência de formatos circulares detectado nesta suíte, é um indício de que ocorreu atuação de fraturas frágeis, possibilitando a subsidência das caldeiras. Portanto, conclui-se que a rocha encaixante é relativamente fria e que o colapso se deu em profundidade crustal. Segundo Cubas *et al.* 1998 e Meinhold *et al.* 2011, a Suíte Magmática Caapucú originou-se durante a fase pós-tectônica do ciclo brasileiro, porém destaca-se a necessidade de dados geoquímicos que permitirão a confirmação desta inferência.

A ocorrência de feldspatos alcalinos peritéticos e plagioclásio sódico (albita a oligoclásio) como fase isolada caracteriza as rochas da Suíte Magmática Caapucú como granitoides *subsolvus*. Enquanto que, a presença constante de textura gráfica e granofírica indica colocação rasa das fácies graníticas desta suíte.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bonin, B. (2007). A-type granites and related rocks; evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97.
- Calzia, J.P. & Ramo, O.T. (2005). Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA. *Earth-Science Reviews* 73, 221-243.
- Conticelli S., Peccerillo A. (1992) Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in Central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. In: Peccerillo A., and Foley S. (eds), *Potassic and Ultrapotassic Magmas and their Origin*, *Lithos*, 28, 221-240.
- Cubas N., Garcete A., Meinhold K.D. (1998): Hoja Villa Florida 5468, texto explicativo. 5 p. Dirección de recursos minerales (MOPC) e Instituto Federal de Geociências e Recursos Naturales (BGR).
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A.S., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P (1999). Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas - Group of Research on Granite Petrology, Centro de Geociências-UFPA
- Frost, C.D & Frost, B.R. (2011): On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of petrology*, Vol 52, Numero 1, Pag. 39-53.
- Haapala, I., Ramo, O.T., 1995. Geology of the rapakivi granites — a review. In: Dall'Agnol, R., Macambria, M.J.B., Costi, H.T. (Eds.), *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, Abstract Volume. Center for Geosciences, Federal University of Pará, Belem, Brazil, pp. 4–5.
- Hibbard, M. J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *CONTRIB MINERAL PETROL* 76, 158-70.
- Meinhold K.D., Cubas N., Garcete A. (2011): Mapa Geológico 1:250.000 del Complejo Precámbrico Sur del Paraguay, texto explicativo. 22 p.
- Wernick, Eberhard (2004) – Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica – São Paulo: Editora UNESP. Pag. 537.
- Whalen, J.B., L. Currie, K.L and Chappell, B.W. (1987): A - type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis - *Contrib Mineral Petrol* (1987) 95:407-419.
- Whitney, D.L & Evans, B.W (2010) - Abbreviations for names of rock-forming minerals - *American Mineralogist* - Volume 95, pages 185–187.



MAPEAMENTO GEOLÓGICO 1:25000 DA REGIÃO DO MORRO DO JUÁ, GOUVEIA-MG.

LIMA.G,F,C¹; BALZANI.N,H,B²; GONÇALVES.G,F³; FILARD,R,V⁴

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: gustavo_filemon@yahoo.com.br

² Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: balzanilo@live.com

³ Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: gabrielgoncalves18@gmail.com

⁴ Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: rodrigo.vfilard@gmail.com

1. Localização e Objetivo

O trabalho realizado visou à caracterização geológica da Serra do Juá ao nortesde da cidade de Gouveia nas proximidades da vila Barão de Guaicuí no estado de Minas Gerais. Temos como principais rotas de acesso a rodovia MG 137 bordeando a porção norte da área e a estrada não pavimentava com acesso a COPASA-MG no centro sul da porção estudada.



Figura 1: Imagem de satélite do polígono mapeado. *Imagem retirada do Google Earth.*

2. Geologia Local

2.1 Mapas Geológico

Isto posto, estabeleceu-se como meta elaborar um mapa geológico em escala de 1:25.000 para posicionar e correlacionar os lito-tipos do Supergrupo Rio Paraúna e Espinhaço bem como compreender suas respectivas feições estruturais, estratigráficas e provável contexto tectônico.

Como podemos ver na figura 2, o braquisinclinal Morro do Juá assim como o seu respectivo braquianticlinal tem sua base cortada por uma soleira correlacionada com a Suíte Magmática Pedro Lessa.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO MORRO DO JUÁ, GOUVEIA - MG

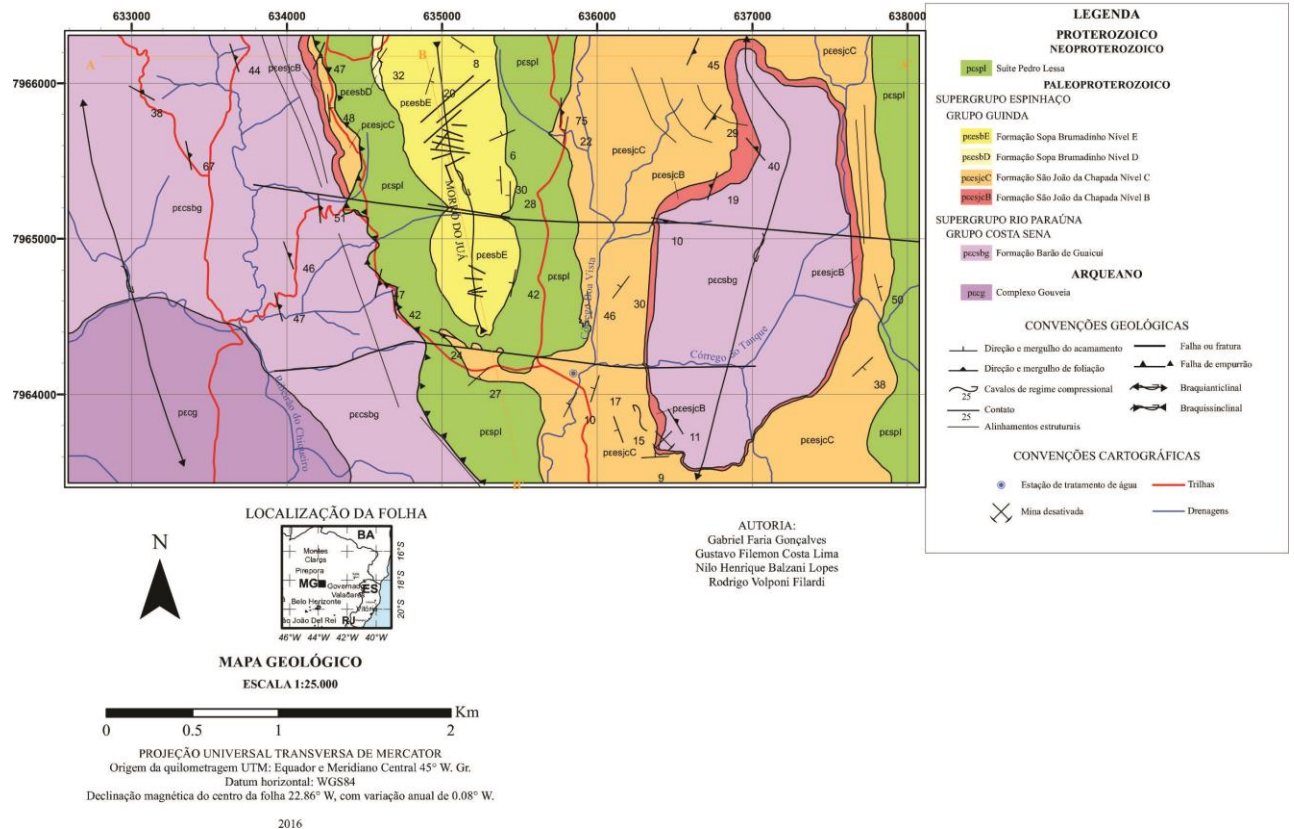


Figura 2: Mapa geológico em escala 1:25.000 da região do Morro do Juá, Gouveia-MG.

2.2 Estratigrafia

Através dos dados de campo, atribuiu-se sete formações diferentes a área mapeada. Tais unidades foram classificadas como: rochas graníticas compondo o embasamento da sequência, pertencentes ao Complexo Gouveia; seguidas pelos xistos da Formação Barão do Guaicuí, do Grupo Costa Sena; acima delas encontram-se os filitos hematíticos e quartzitos mal selecionados da Formação São João da Chapada e os diversos quartzitos e filitos da Formação Sopa Brumadinho, do Grupo Guinda, base do Supergrupo Espinhaço. Por fim, rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa são encontradas intrudindo na sequência, principalmente nos quartzitos da Fm. Sopa Brumadinho.

Algumas feições petrográficas peculiares foram identificadas nas formações quartzíticas mencionadas:

2.2.1 Formação Sopa Brumadinho nível E

É composto por rochas brancas, maduras tanto mineralogicamente quanto texturalmente. Apresenta basicamente quartzo, com granulação fina a muito fina, bem esféricos e pouco angulosos. Esses quartzitos ocorrem principalmente no Morro do Juá, no centro da área, sendo responsáveis pela morfologia escarpada e com cristas do morro.

No topo do morro do Juá são encontradas estruturas esferoidais formadas em uma espécie de concreção criando um envoltório em um núcleo quartzítico de orientação distinta da camada externa criando um aspecto visual semelhante a um abacate (Figura 3A). Interessante ressaltar que a composição tanto do núcleo quanto das camadas externas são a mesma, sendo principalmente quartzo e óxidos de ferro.

Outra peculiaridade são blocos de quartzito que, por algum motivo, aparentam se “desplacar” em pedaços elipsoidais, seguindo todas as direções dos blocos rochosos. Essas placas apresentam maior concentração de óxidos em sua superfície (Figura 3B).

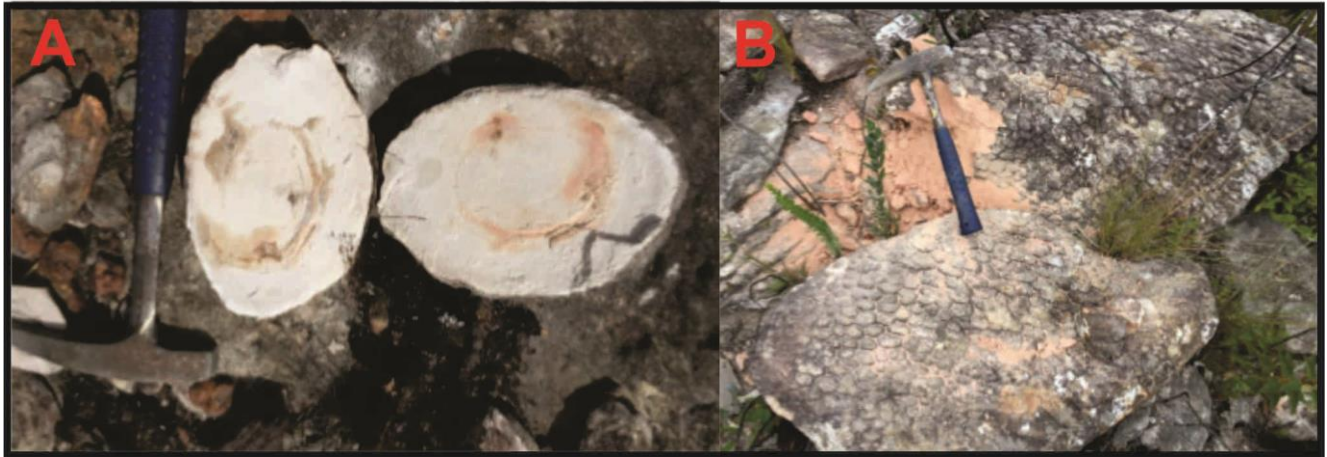


Figura 3: A-concreções de material ferruginoso envolto por camada arenosa. A amostra fotografada foi aberta à mão para se ter melhor ideia do seu interior. B- Bloco rolado encontrado no topo do Morro do Juá, Norte indicado pelo martelo.

2.3 Geologia Estrutural

A análise estrutural no estereograma (Figura 4) comprova a estruturação do Braquisinclinal Morro do Juá.

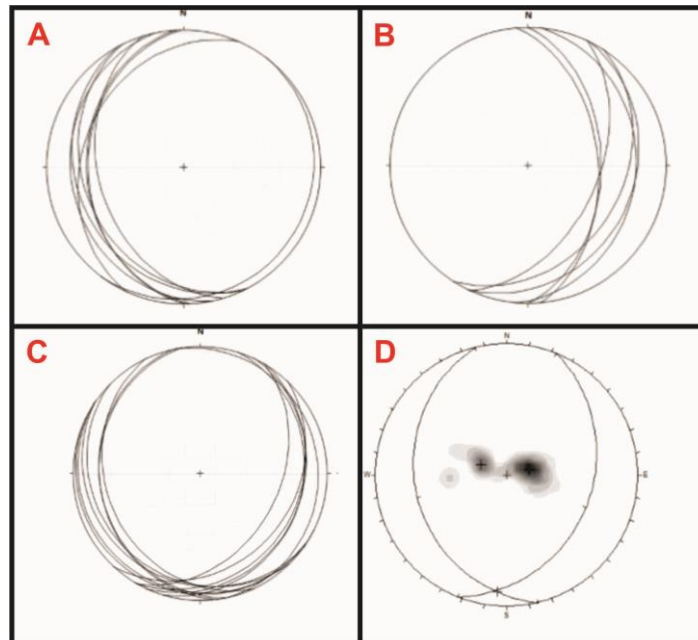


Figura 4: A- Medidas do acamamento obtidas ao Leste do Juá. B- Medidas do acamamento obtidas ao Oeste do Morro do Juá. C- Medidas do acamamento obtidas na Porção Norte (NE e NW) do Morro do Juá. D- Média Modal das medidas obtidas no morro do Juá. Como planos representativos dos flancos do Braquisinclinal obteve-se os valores de 256/20 e 112/24. *Software Utilizado: Dips.*

3 Discussões e Conclusões

Do exposto, pode-se concluir que o Morro do Juá e as regiões adjacentes se encaixam no seguinte contexto tectônico e sedimentar:

1) Deposição de sedimentos em meio a ambiente tectônico extensional caótico, com sedimentos terrígenos muito mal selecionados em meio a vulcano-sedimentos, vistos hoje como xistos da fácies xisto verde, com composições variadas de cianita-muscovita xisto a hematita-quartzo xisto. As estruturas mais antigas destas

rochas foram perdidas com o metamorfismo, apresentando hoje foliação com xistosidade de crenulação. A primeira foliação foi atribuída a eventos metamórficos no Proterozoico Inferior, como proposto por Machado et al. (1989). A segunda foliação se deve à orogenia Brasileira.

2) Processos extensionais pós metamórficos do Supergrupo Rio Paraúna, também no final do Proterozoico inferior, permitiram a deposição dos sedimentos do Grupo Guinda. A base dessa sequência, na área estudada, começa com a ocorrência de filito hematítico cinza escuro, considerado de origem ígnea, conforme apresentado nas análises e estudos de Knauer e Schrank (1994). A sequência ocorre com a deposição de sedimentos siliciclásticos da Fm. São João da Chapada, Nível C, que é caracterizado por quartzitos de granulação média a grossa sobre filitos e quartzitos micáceos finos, típicos de um ambiente fluvial. Na sequência foram depositados os sedimentos da Fm Sopa Brumadinho, Níveis D e E, compostos por filitos e quartzitos mal selecionados. A Fm Galho do Miguel e o Grupo Conselheiro Mata, apesar de serem inseridos no Supergrupo Espinhaço, não afloram na área de mapeamento, portanto não foram alvo de estudo.

3) Com o fechamento da bacia do Supergrupo Espinhaço, o próximo evento de importância ocorre com a intrusão das rochas magmáticas da Suíte Pedro Lessa. Na área estudada a intrusão ígnea ocorre no entorno do Morro do Juá, basicamente extinguindo a presença do Nível D da Fm Sopa Brumadinho, fato que se deve à fraqueza estrutural dessa camada. A intrusão gabroica teria intrudido em forma de soleira em meio a essa camada. A ocorrência do metadiabásio na região Leste do mapa foi inferida por estudo de solo e texturas de imagem de satélite, sendo recomendável a realização de mais estudos na região.

4) A orogenia Brasileira, com esforços de Leste para Oeste, teria causado o metamorfismo regional de baixo grau na área estudada, metamorfizando os pré arenitos para quartzitos, e provavelmente formando a crenulação Sn+1 nos xistos da Fm Barão do Guaicuí.

5) Os esforços da orogenia teriam também causado forte influência no domínio estrutural da área mapeada. A formação de braquissinclinal (Morro do Juá) e braquianticlinais (Leste e Oeste do mapa), com eixo aproximadamente N-S, seriam resultado dos esforços compressivos E-W, seguidos de esforços secundários N-S. Lineamentos e o estudo de fraturas demonstram direção preferencial aproximada E-W, como se é de esperar de resposta por rochas competentes (quartzitos) no domínio rúptil.

6) A presença de falha de empurrão na porção Leste do Morro do Juá foi interpretada por estudo de imagens e traçada para melhor coerência das litologias observadas em campo e no pré mapa. A falha ocorreria com esforços compressivos, com o bloco Leste subindo sobre a porção Oeste. Fato observável pelo contato da suíte metaígneia Pedro Lessa com os xistos da Fm Barão do Guaicuí na porção centro-sul do mapa.

7) A erosão presente no meio do Morro do Juá é decorrente de um faturamento E-W, favorecendo um plano para erosão. A hipótese do Morro do Juá ser um braquissinclinal de eixo dobrado não deve ser descartada, embora as medidas estruturais em campo não possibilitassem a confirmação desta teoria, sendo recomendável mais medições para maior precisão em uma determinação estatística.

Agradecimentos: Em especial ao docente Fabrício de Andrade Caxito (UFMG).

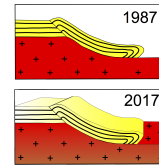
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; KNAUER, L. G.; ALMEIDA-ABREU, P. A. Resultados preliminares de geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: V Simp. Geol. Núcleo M.G. and I Simp. Geol. Núcleo Brasília, SBG, Belo Horizonte, Bol. v.10, p.171-174. 1989.

KNAUER, L. G.; SCHRANK, A. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Geonomos, v.1, n.1, p.33-38. 1994.



XVI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS
X INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS
22 a 24 de maio de 2017 | Salvador - BA - Brasil



CORRELAÇÃO GEOQUÍMICA E INVESTIGAÇÃO DA FONTE MANTÉLICA DOS DIQUES MÁFICOS DA CHAPADA DIAMANTINA E DO BLOCO GAVIAO (BRUMADO), BAHIA, BRASIL.

Lílian Mercês Pereira Varjão^I (lilian.merces@yahoo.com) e Angela Beatriz de Menezes Leal^{II}
(angelab@ufba.br)

^I Programa de Pós- Graduação em Geologia - Instituto de Geociências - Universidade Federal da Bahia-
Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina
Salvador - Bahia - Brasil, CEP: 40.170-020 - UFBA, Salvador (BA), Brasil.

^{II} Departamento de Geologia – Núcleo de Geologia Básica - Instituto de Geociências - Universidade
Federal da Bahia- Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina. Salvador - Bahia -
Brasil, CEP: 40.170-020 - UFBA, Salvador (BA), Brasil.

1. INTRODUÇÃO

O Cráton do São Francisco no estado da Bahia, hospeda grande diversidade de terrenos arqueanos e paleoproterozoicos, coberturas sedimentares e metassedimentares com magmatismo máfico associado, formados durante o Paleozoico ao Neoproterozoico (e.g. Almeida 1977, Barbosa & Dominguez, 1996; Teixeira et al., 2000; Bastos Leal et al., 2003; Barbosa & Sabaté, 2004). Destacam-se como principais unidades de rochas máficas e ultramáficas do Estado, aquelas associadas às sequências vulcanossedimentares arqueanas e paleoproterozoicas do tipo *greenstone belts* (ex: Contendas-Mirante, Umburanas, Riacho de Santana, Mundo Novo, Rio Itapicuru, Rio Capim, etc) as unidades litológicas representadas por diques e “sills” máficos (ex: Uauá, Curaçá, Bloco Gavião, Ilhéus-Olivença, Salvador, Chapada Diamantina, dentre outros), os complexos máficos-ultramáficos (ex: Vale do Jacurici, Vale do Curaçá, Mirabela, Campo Alegre de Lourdes, etc). Estudos aprofundados sobre diques máficos, no Estado, foram iniciados na década de 80 por Corrêa Gomes et al. (1996) e Menezes et al. (2012). A evolução desses estudos culminou na separação desses corpos em dez províncias, agrupadas com base em suas características químicas, mineralógicas, geocronológicas e posição geográfica. São elas: Província Uauá-Caracatá (PUC), Província Feira de Santana-Lamarão (PFSL), Província São José do Jacuípe-Aroeira (PJA), Província Juazeiro-Sobradinho (PJS) Província Metamáfica de Salvador (PMS), Província Chapada Diamantina-Paramirim (PCD), Província Litorânea (PLT), Província Caraíba-Curaçá (PCC), Província Itabuna-Itajú do Colônia (PIIC), Província Coronel João Sá (PCJS). Na porção sudeste do Bloco Gavião, próximo à cidade de Brumado, afloram diques máficos encaixados em rochas graníticas-gnáissicas-migmatíticas de idade arqueana além de diques máficos encaixados em metassedimentos da Chapada Diamantina (Supergrupo Espinhaço), pertencentes à Província Chapada Diamantina-Paramirim (Côrrea Gomes et al., 1996 e Menezes et al., 2012). Pereira (2007), Damasceno (2009), Bandeira (2010), Damasceno (2010), Pereira (2011) estudaram esses corpos abordando em seus trabalhos a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. Com relação aos dados geocronológicos Babinski et al. (1999) obtiveram idades de $1,514 \pm 22$ MA pelo método U-Pb. Guimarães et al. (2005), no projeto Ibitiara-Rio de Contas, obtiveram idade de $1.496 \pm 3,2$ MA, pelo método U-Pb em zircão. Em 2011 Oliveira et al. (2008) produziram idade de $1.501 \pm 9,1$ MA em grãos de Badeleíta em diques na mesma localidade. Loureiro et al. (2008) dataram por *Laser ablation* para U-Pb em zircão em sill gabróico próximo à cidade de Gentio do Ouro produzindo idade de 934 Ma, característico de magmatismo toniano, desconhecido neste setor da Chapada Diamantina. Os diques máficos do BG não foram datados. No entanto é possível que esses corpos sejam cronocorrelatos aos da Chapada Diamantina, por fazerem parte de um mesmo contexto tectônico de formação. Esse trabalho tem como objetivo apresentar e discutir os resultados de

uma correlação feita entre os corpos máficos do Bloco Gavião (BG) e da Chapada Diamantina (CHD) do ponto de vista da litogeoquímica, através do estudo do comportamento dos elementos maiores, traço e terras raras, cuja finalidade é caracterizar a fonte associada à formação dessas rochas e o contexto tectônico de colocação das mesmas.

2. MÉTODO DA PESQUISA

Foram selecionadas quinze (15) amostras de diques do BG e Dez (10) amostras de Diques CHD para a obtenção das concentrações de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5), traço (Cr, Ni, Rb, Ba, Nb, Sr, Y e Zr) e terras raras. Para efeitos de comparações químicas entre os diques máficos do Bloco Gavião e da Chapada Diamantina foi considerado o conjunto denominado de Dique Básico (DB) da CHD, pois constituem o conjunto de rochas máficas mais preservado da região. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de amostras do Departamento de Geologia/UFBA, segundo as seguintes etapas: britagem, quarteamento e moagem no “*shater box*”. Após este procedimento, as amostras foram enviadas para análise nos Laboratórios de Fluorescência de Raios X e de Química e Plasma ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometer*), do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo/DMP-IG/USP. Os valores obtidos e com os quais se construiu todos os diagramas apresentados foram considerados satisfatórios, mostrando uma boa correlação entre os elementos maiores e traço. Os dados obtidos das análises químicas de rocha total foram processados e estudados com auxílio do programa para tratamento de dados mineralógicos e petrológicos *Minpet for Windows* (versões 2.0 e 2.2, *Minpet Geological Software*; Richard, 1995) e *Microsoft Excel*.

3. GEOQUÍMICA DOS DIQUES MÁFICOS DA CHD E DO BG

Os diques máficos da Chapada Diamantina e do Bloco Gavião classificam-se como basaltos (Le Bas et al., 1986) e são subalcalinos, confirmando o baixo teor de álcalis destas rochas. O diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) mostra que todas as amostras estão posicionadas no campo de composição toleítica, com enriquecimento de FeO em relação ao MgO . Na determinação de ambientes tectônicos (Pearce & Cann, 1973), são classificados como basaltos intraplaca. O número de mg\# [$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$] varia de 0,56 a 0,66 para os diques da CHD e entre 0,25 e 0,45 para os diques do BG. Tais valores são indicativos de líquidos basálticos evoluídos, pois magmas basálticos primários possuem valores de mg\# entre 0,74 a 0,80 (Jacques & Green, 1979; Takahashi & Kushiro, 1983). Os diques máficos da CHD são menos diferenciados (mg\# maiores) do que aqueles do BG (mg\# menores). Comparando o comportamento dos elementos maiores e traço dos diques máficos o BG e da CHD, percebe-se que a evolução magmática é muito semelhante entre as duas regiões, apesar dos diques máficos do BG apresentarem teores de SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Ba, Y, Nb e Zr mais elevados em relação aos diques da CHD, teores de CaO e Al_2O_3 mais baixos e os de FeO , Sr e Rb semelhantes, para um mesmo teor de MgO , as amostras apresentam alto teor de TiO_2 e baixas concentrações de Al_2O_3 . Indicando que o fracionamento de plagioclásio teve um papel importante na evolução magmática das rochas, (enriquecimento proporcionalmente acentuado com a evolução), sugerindo que o fracionamento de óxidos Fe-Ti não foram importantes na evolução magmática (condição de baixa $f\text{O}_2$), K_2O e Na_2O comportam-se de forma semelhante, Al_2O_3 e CaO do BG e da CHD diminuem seus teores com o avanço da cristalização refletindo a importância do plagioclásio e do clinopiroxênio no processo evolutivo. Constatou-se uma diminuição dos elementos compatíveis Cr e Ni com o decréscimo de MgO ou seja, com a evolução magmática, Zr, Y, Sr, Rb, Ba e Nb aumentam seus teores, enfatizando o caráter incompatível desses elementos no magma. A maioria das amostras apresentam valores constantes de Sr (entre 200 e 300 ppm), a exceção de duas amostras (com valores de 401 e 608 ppm) para o BG, por outro lado as amostras da CHD apresentam valores entre 305 e 280 ppm. O padrão de elementos terras raras para os diques máficos da CHD e do BG, normalizados para o condrito (McDonough & Sun, 1995), mostram disposição espacial muito semelhante, típica de

magmas toleíticos, com leve enriquecimento de ETR leves [BG La/Sm)N=1,86±0,29;CHD(La/Sm)N=2,06±0,33] em relação aos ETR pesados [BG (Sm/Yb)N=1,98±0,29;CHD(Sm/Yb)N=1,62±0,53]. Este comportamento sugere uma única fonte mantélica, sendo que os diques máficos do BG apresentam padrões um pouco mais enriquecidos de ETR [(La/Yb)N=3,66±0,69] em relação aos diques da CHD (La/Yb)N=3,33±1,2]. O padrão de ETR apresentado para os diques máficos da CHD e do BG é corroborado pelos teores de mg#, ou seja, como os diques da CHD possuem valores mg# mais elevados (0,56 - 0,66), possuem padrões de ETR menos diferenciados em relação aos do BG com valores entre (0,25 a 0,45) que é indicativo de magmas basálticos evoluídos. Quando comparados com os padrões dos ambientes OIB (*Ocean Island Basalt*), E-MORB (*Enriched Mid-Ocean-Ridge Basalt*) e N-MORB (*Normal-Mid-Ocean Ridge Basalt*) tanto os diques máficos do BG como da CHD são semelhantes a padrões entre E-MORB e OIB e enriquecidos em relação ao Manto Primitivo. Quando plotadas no diagrama multielementar os diques máficos do BG e da CHD normalizados para o manto primitivo de Sun & McDonough (1995) apresentam padrões de distribuição dos elementos químicos com uma geometria muito próxima para os dois conjuntos do BG e da CHD, com anomalias positivas de Ba, La, Sr, e Gd e negativas de Nb, Nd, Sm e Y. Quando comparados com os padrões e concentrações de MORB (*Mid-Ocean-Ridge-Basalt*) dos tipos E (Enriched) – MORB e N (Normal)- MORB e OIB (*Ocean-Island-Basalt*) (McDonoug & Sun 1989), observa-se que possuem geometrias entre E-MORB e OIB. Elementos incompatíveis são pouco móveis, assim suas correlações (Zr versus EI) mostram-se pouco variáveis durante o processo genético e evolutivo das rochas basálticas refletindo as características químicas originais das fontes mantélicas (Weaver 1981). Investigando as características da fonte mantélica observa-se que Zr e Nd, Y, Ce, Nb e La têm uma correlação positiva exceto Sr que tem um comportamento diverso dos outros elementos para os dois conjuntos de rochas.

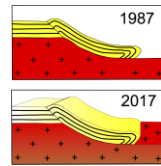
4. CONCLUSÕES

Observou-se com relação ao comportamento dos elementos maiores e traço dos diques máficos da CHD e do BG, que a evolução magmática é muito semelhante entre as duas regiões, são classificados como basaltos de intraplaca seguindo o *trend* toleítico, os valores de mg# para os diques máficos da CHD (0,56 a 0,66) e do BG (0,27 a 0,51) indicam sua origem a partir de líquidos basálticos evoluídos. No entanto, os diques da CHD são mais primitivos que os do BG, desta forma os diques da CHD mostraram-se menos evoluídos (mg# maiores) e com padrões de ETR menos diferenciados em relação aos do BG, com relação ao padrão de ETR a distribuição espacial entre as duas regiões é semelhante e típica de magmas toleíticos. O leve enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados sugere uma única fonte mantélica sendo que os diques máficos do BG apresentam um padrão pouco mais enriquecido de ETR do que os diques da CHD, caracterizando uma fonte mais diferenciada do que àquela da CHD.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1977.0 Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc. 7(4): 349-364.
- BABINSKI, M.; PEDREIRA, A.; NEVES, B.B.B.; SCHMUS, W.R.V. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, Bahia. Anais, p.118-120.
- BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. SICM/SGM, Salvador, Bahia, Brasil. 400p.
- BANDEIRA, A. D. 2010. Estudo comparativo dos Diques máficos da Chapada Diamantina e do Bloco Gavião (Caetité e Brumado), Bahia, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Trabalho Final de Graduação. 69p.

- BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. 2004. Archean and paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133: 1-27.
- BRITO, D.C. 2005. Caracterização petrográfica das rochas basálticas da Chapada Diamantina – Bahia. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Monografia de Graduação. 80p.
- BRITO, D.C. 2008. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos diques máficos que ocorrem na porção sudoeste da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Dissertação de Mestrado, 107p.
- CORRÊA-GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; MOTA, A.C.; CRUZ, M.J.M. 1996. Província de Diques Máficos do Estado da Bahia. Mapa, estágio atual do conhecimento e evolução temporal. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais – SGM/SICM. 144p.
- DAMASCENO, G.C. 2009. Geologia, petrografia e geoquímica preliminar dos diques máficos da porção leste da folha Caetitê (SD.23-Z-B-III). Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Trabalho Final de Graduação, 108p.
- DAMASCENO, G.C.; MENEZES LEAL, A.B.; BARBOSA, J.S.F.; CRUZ, S.C.P. 2010. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos diques máficos da porção sudeste da folha de Caetitê (SD.23-Z-B-III) . In: 45 Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém. Anais do 45 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG-Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.
- GUIMARÃES, J.T.; MARTINS, A.A.M.; ANDRADE FILHO, E.L.; LOUREIRO, H.S.C.; ARCANJO J.B.A.; NEVES, J.P. das; ABRAM, M.B.; SILVA, M. da G.; MELO, R.C.; TEIXEIRA, L. & BENTO, R.V. 2005. Projeto Ibitiara - Rio de Contas: Estado da Bahia. Salvador: CPRM, il., Inclui 3 mapas. Escala 1:200.000. Programa Recursos Minerais do Brasil, p.157.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common rocks. *Canadian Journal Earth Science*, 8: 523-548, 1971.
- JAQUES, A.L & GREEN, D.H. 1979. Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. *American Mineralogist*, 64:1312-1321.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R.W.; STRECHHEINSEN, A.; Zanettin, B.1986.A chemical classification of volcanic rocks based on total álcali-silica diagram. *Journal Petrology*, 27:745-750.
- MACDONOUGH, W.F e SUN, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- PEREIRA, L. M. 2007. *Geologia Petrografia e Geoquímica dos diques máficos da porção sudoeste do bloco Gavião, Bahia, Brasil*. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Monografia de Graduação. 80p.
- PEARCE, J.A. e CANN, J.R.1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19:290-300.
- SUN, S.-S. e MACDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders e M.J. Norry (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society*. London, pp. 313-345.
- TAKAHASHI, E. & KUSHIRO, I. 1983. Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68:859-879.
- TEIXEIRA, L. R. 2000. Relatório Temático de Litogeoquímica. Projeto vale do Paramirim. Salvador, CPRM/CBPM, p35.
- WEAVER, B. L., TARNEY, J. (1981). The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 175-188.



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA ÁREA INSERIDA A LESTE DO DISTRITO BERILÂNDIA, MUNICÍPIO DE QUIXERAMOBIM – CE

Gomes, V. S¹, Nogueira Neto, J.A ², Silva, F.D. O³, Pedrosa, J. P³

¹ Universidade Federal do Mato Grosso, e-mail: vanessa.gsd@hotmail.com

² Universidade Federal do Ceará, e-mail: diones.geologia@yahoo.com.br

1. INTRODUÇÃO

A área de pesquisa encontra-se no município de Quixeramobim, no distrito de Berilândia, localiza-se na porção central do Estado do Ceará. Esse distrito é conhecido por Distrito Pegmatítico de Berilândia (Marques et al 1992). Como objetivos específicos podem ser destacados: i) caracterizar as relações litoestratigráficas entre gnaisses, migmatitos, granitos e pegmatitos; ii) realizar estudo petrográficos com descrição dos minerais presentes em cada litotipo através de seções delgadas e iii) estabelecer uma possível evolução geológica para a região.

A metodologia desenvolveu-se a partir de quatro etapas diferentes: levantamento bibliográfico; uso de imagens de satélites; aquisição de dados em campo e laboratório; e análise, interpretação dos dados e elaboração do relatório final.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Arcabouço Geotectônico

A área em estudo encontra-se inserida na Província Borborema, na sua porção setentrional (Almeida et al., 1977). A Província Borborema encontra-se localizada no extremo nordeste brasileiro, composta por rochas que datam do Pré-Cambriano, caracterizado por uma intensa tectônica cujos últimos estágios registrados remetem ao final do Proterozóico, como resultado da colisão continental envolvendo os cratóns São Luís-Oeste Africano e São Francisco – Congo, evento que corresponde ao Ciclo Brasileiro-Pan-Africano.

A porção Setentrional está situada a norte do lineamento Patos (Cavalcante *et al.*, 1999) e apresenta-se subdividida em três domínios, representados na figura 1.

2.2 Domínio Ceará Central

Segundo Fetter et al. (2000) o arcabouço tectônico reconhecido no Domínio Ceará Central é dividido em quatro unidades litotectônicas maiores: 1-O Núcleo Arqueano; 2- Embasamento Gnáissico Paleoproterozóico; 3-Supracrustais de idade Neoproterozóico e 4-Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Arthaud et al. (2005) adicionou nas unidades 3 e 4 citadas anteriormente a existência de Supracrustais de idades Paleoproterozóicas e um complexo Granítico-Migmatítico e Granodioritos que datam do Neoproterozóico ao Cambriano. Lima *et al.* (2010) insere mais duas unidades: Granitos e Pegmatitos, intrudidos no Complexo Granítico-Migmatítico. Serão apresentadas apenas as unidades litoestratigráficas que compõem o arcabouço geológico regional da área pesquisada.

3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA GEOLOGIA LOCAL

Levando em consideração o mapeamento realizado, a bibliografia sobre a região, as análises petrográficas e a geologia estrutural, foram definidas quatro unidades litoestratigráficas para a área em estudo, divididas da base para o topo em: i) Complexo Acopiara – Embasamento Gnáissico-migmatítico, pertencente ao Paleoproterozóico, segundo Lima et al. (2010), com idade de geração do protólito a aproximadamente 2.095 Ma e lentes de anfibólitos; ii) Granitóides Brasileiros – Granodioritos/Sienogranitos gerados posteriormente ao pico de metamorfismo, Neoproterozóico, com idade em torno de 590 Ma (Nogueira et al, 2004); iii) Pegmatitos, segundo Lima et al. (2009), com idades de 506 a 530 Ma, indicando que estes corpos foram cristalizados no decorrer do Paleozoico e iv) Coberturas coluvionares pertencentes ao Cenozóico.

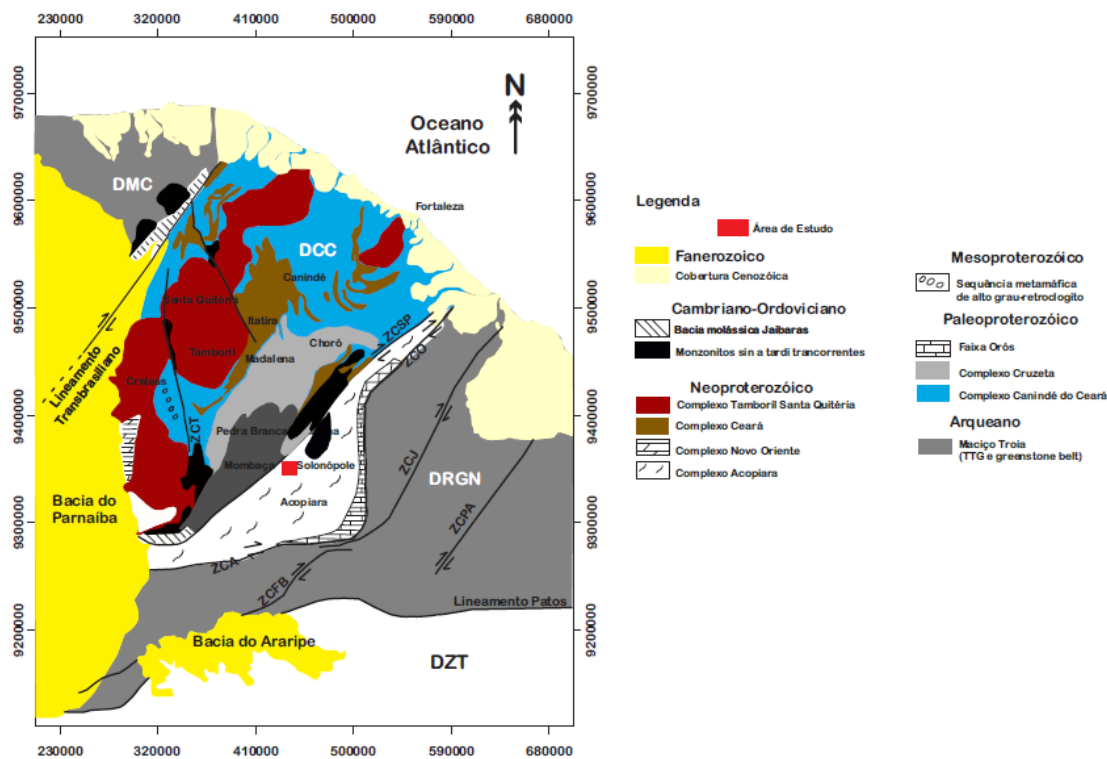


Figura 1: Mapa geológico simplificado dos Domínios da porção Setentrional da Província Borborema. Em destaque o Domínio Ceará Central onde a área de estudo está inserida. (ZCT: ZC Tauá; ZCSP: ZC Senador Pompeu; ZCO: ZC Orós; ZCPA: ZC Portalegre; ZCJ: ZC Jaguaribe; ZCFB: ZC Farias Brito; ZCA: ZC Aiuába; DMC: Domínio Médio Coreau; DCC: Domínio Ceará Central; DOJ: Domínio Orós-Jaguaribe; DRGN: Domínio Rio Grande do Norte; DZT: Domínio Zona Transversal). Fonte: Modificado de Cavalvante (1999).

4. METAMORFISMO

As rochas enquadradas nesse contexto são representadas pelos gnaisses e calciossilicáticas, inseridas no Complexo Acopiara. A nomenclatura de abreviação dos minerais a seguir, corresponde a proposta de Whitney et al. (2010).

Nas análises petrográficas em amostras de gnaisses, a rocha foi classificada como um biotita-muscovita gnaiss, caracterizada pela seguinte associação mineralógica: **Quartzo (Qz) + Plagioclásio (Pl) + Feldspato Potássico (Kfs) ± Biotita (Bt) ± Muscovita (Ms) ± Titanita (Ttn) ± Epidoto ± Opacos (Opq)**. A presença dessa associação mineral, texturas granobláticas e estruturas típicas de gnaisses migmatizados indicam a presença do processo de anatexia envolvendo as rochas estudadas em nível regional, exibindo as condições de P e T referentes à Fácies Anfíbolito. Com o aumento da temperatura há um aumento da fusão do protólito, gerando quantidades maiores de líquido.

As calciossilicáticas apresenta a seguinte associação mineralógica: **Epidoto (Ep) + Hornblenda (Hbl) + Actinolita-tremolita (Act) + Titanita (Ttn) + Plagioclásio (Pl) ± Quartzo (Qz) ± Diopsídio (Dp) ± Apatita (Ap)**. O epidoto, em lâmina delgada, apresenta uma associação com actinolita, hornblenda e plagioclásio, características da fácies xisto-verde. Indicando que essa rocha sofreu retrometamorfismo, passando da fácies anfíbolito para xisto verde, visto que os epidotos presentes são tardios, gerados por descalcificação dos plagioclásios, actinolita-tremolita e hornblenda. A presença de diopsídio em rochas calciossilicáticas indicam condições de fácies anfíbolito, segundo Yardley (2004). Yardley (2004) ainda sugeriu que para formação do epidoto, seria necessária uma infiltração de fluido (H₂O), pois a sua instabilidade com fluidos ricos em CO₂ liberada em graus metamórficos mais alto não seria possível que a reação **Hornblenda + Actinolita-tremolita + Plagioclásio + H₂O → Epidoto + Titanita + Quartzo** ocorresse

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Estruturas dúcteis (foliação / dobras) e rúpteis (fraturas) são reconhecidas na área em estudo. A foliação dos gnaisses (S_n) é a principal estrutura reconhecida, com direção preferencial para NE-SW (Figura 2C), essa mesma foliação é vista nos anfibolitos (Figura 2 A & B). As dobras estão presentes nos gnaisses e são oriundas de forças tectônicas que deformaram o plano S_{n-1} do bandamento gnáissico migmatítico, em que S_{n-1} tende ao paralelismo com S_n , esta última posicionada como plano axial (S_n/S_{n-1}). As fraturas apresentam-se em todos os litotipos da área, essas fraturas possuem direções preferenciais NW e SW, em alguns afloramentos apresentavam-se preenchidas por líquidos pegmatíticos (Figura 2 D,E & F).

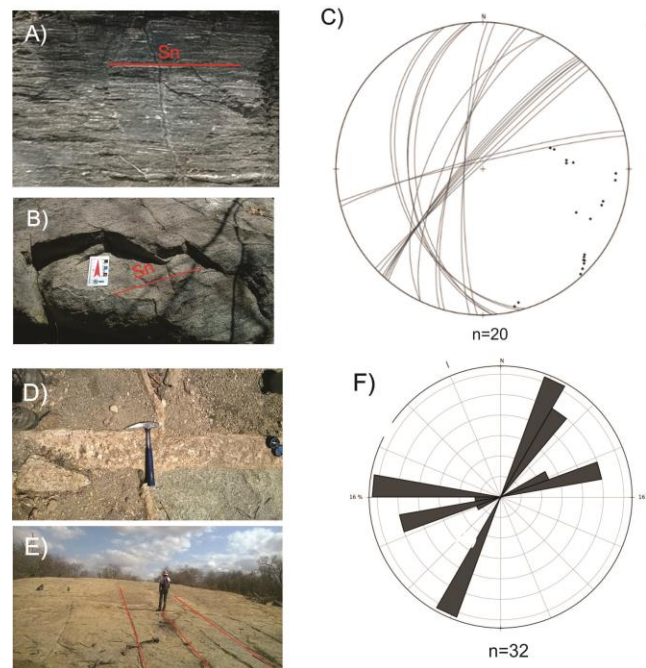


Figura 2: A) S_n nas rochas calciossilicáticas dos minerais félsicos (plagioclásio e quartzo), (RGVA155 488501mE/9400250mN); B) S_n identificado pela orientação de anfibólio (demonstrado por linhas tracejadas) no Granito (RGVA202 489327mE/9398014mN). C) Estereograma apresentando plotagem dos planos e polos de 18 medidas de foliação na área em estudo; D) Uma família de fratura bem marcadas no granito porfirítico (RGVA 489988mE/9371794mN). E) Famílias de fraturas distintas, mais antiga com direção de 68° Az e mais recente com direção de 132° Az. É possível identificar as diferentes fases, pois a fratura mais recente está sobreposta e desloca a fratura mais antiga (RGVA96 489599mE/9399764mN). F) Diagrama de roseta apresentando direção predominantemente W-NE nos gnaisses. É possível identificar diversas famílias de fraturas para diferentes direções.

6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Os Terrenos Paleoproterozóicos iniciaram sua história crustal com acreções em ambientes de arco de ilhas, desenvolvidos entre núcleos arqueanos, cuja tectônica convergente levou ao amalgamento e sua consolidação (Fetter, 1999). Na individualização do Sistema Orós-Jaguaribe há aproximadamente 1.8 Ga (Parente & Arthaud, 1995), o embasamento formado pelo Complexo Acopiara (Gnaisses e Anfibolitos) foi submetido a um estiramento crustal sob regime distensivo, seguido de uma sedimentação plataforma e magmatismo.

O estágio da Orogênese Brasileira/Panafricana compreendeu o intervalo compreendido entre 600 a 540 Ma, marcado por metamorfismo em condições de fácies anfibolito a granulito em diversas regiões da Província

Borborema, no caso específico da área estudada em fácies anfíbolito e intenso magmatismo granítico. Os granitos brasileiros desenvolveram-se por anatexia de rochas paraderivadas do embasamento há aproximadamente 600-580 Ma (Nogueira, 2004), marcando o envolvimento desses litotipos na Orogênese Brasileira/Panafricana. Em um evento pós-brasileiro há a ocorrência de intrusões tardias, que recortam todas as unidades citadas acima, caracterizando o alojamento dos corpos pegmatíticos no Cambriano Inferior com idade de ~530Ma (Lima, 2010).

7. CONCLUSÃO

Os gnaisses apresentam uma foliação dominante Sn, que se dá pelo o alinhamento dos minerais micáceos. Na análise petrográfica foi possível reconhecer uma textura granoblástica, com o alinhamento dos minerais de biotita e muscovita (Sn), a formação de epidóto indica um aumento de grau metamorfismo, relacionado com o estágio da orogênese Brasileira-Panafricana. As calciossilicáticas também apresentam foliação Sn, presente na área em formas de lentes, mineralogicamente compostos de por epidóto; hornblenda; Actinolita-tremolita; Titanita. A titanita e a actinolita-tremolita apresenta-se estiradas em uma mesma direção. É possível encontrar diposídio mineral que indica metamorfismo nos facies anfíbolito.

Os granodioritos perfazem cerca de 60% dos afloramentos presentes na área, sua assembleia mineralógica é composta de basicamente de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e anfíbolito. Microscopicamente possui uma textura porfirítica a hipidiomórfica inequigranular contendo pórfiros de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico e estão imersos em uma matriz granular hidiomórfica grosseira. Esses granitos foram gerados do pico metamórfico no facies anfíbolito.

Os pegmatitos foram intrudidos após o evento pós-brasileiro, recortando todas as unidades presentes na área em estudo, encontram-se na maioria das vezes preenchendo fraturas. Sua mineralogia é essencialmente composta de quartzo e k-feldspato com presenças de afrasita e berilo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cratón do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364

CAVALCANTE J. C. 1999. Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil.

FETTER, A.H. 1999. U–Pb and Sm–Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE. Brazil: implications for the assembly of Gondwana. Ph.D. Thesis, University of Kansas.

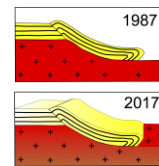
FETTER A.H., SANTOS T.J.S., NOGUEIRA NETO J.A., ARTHAUD M.H (2000). U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Pleoproterozoic Supercontinent “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):102-106

LIMA, M.N., NOGUEIRA NETO, J.A., AZEVEDO, M.R. & VALLE-AGUADO, B. 2010. Geologia y geocronología U-Pb Del granito de Banabuiú, Noroeste de Ceará, Brasil. *Estúdios Geológicos*, manuscrito aceptado, doi:10.3989/egeol.40196.113.

MARQUES JR., F. 1992. Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia-Ce. Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-USP. 152 pp.

YARDLEY, B. W. D. 2004. Introdução à Petrografia Metamórfica. 2ª Edição, Tradução Reinhardt Adolfo Fuck. EDUB, Brasília.

WHITNEY, D.L, EVANS, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187.



GEODINÂMICA DO CRÁTON AMAZÔNICO DURANTE O STENIANO: RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS PRELIMINARES DA SUÍTE INTRUSIVA HUANCHACA

Franklin Bispo-Santos¹, Manoel S. D'Agrella-Filho², Amarildo S. Ruiz³, Renato P. Almeida¹, Ricardo Trindade²

¹Instituto de Geociências (IGc-USP), Universidade de São Paulo, Brasil.

²Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP), Universidade de São Paulo, Brasil.

³Universidade Federal do Mato Grosso (UFMT), Cuiabá, Brasil.

1. INTRODUÇÃO

A fissão do Columbia originou o Supercontinente Rodinia há cerca de 1000 Ma. Nesse cenário, o Crátom Amazônico, que é considerado uma das maiores áreas cratônicas do mundo, teve participação fundamental na história geodinâmica da Terra e na paleogeografia do Columbia e Rodinia. Dados paleomagnéticos do final do Mesoproterozoico permitem a idealização de dois possíveis cenários para a participação do Crátom Amazônico no Rodinia (Figura 1): (i) uma colisão oblíqua do Crátom Amazônico com a Laurentia, na região do Texas (cinturão Llanos) há 1200 Ma atrás e posterior movimento transcorrente entre estas unidades até a colisão final do Crátom Amazônico com a Báltica, por volta de 1000 Ma ou (ii) a ruptura do Crátom Amazônico e da Báltica no supercontinente Columbia, seguida por rotação no sentido horário e colisão destes blocos com a Laurentia ao longo do cinturão Grenville, na região do Labrador (Evans, 2013). Com o intuito de elucidar a paleogeografia e a geodinâmica do Crátom Amazônico no processo de fissão do Supercontinente Columbia e a consequente aglutinação do Rodinia, foram selecionadas para o estudo paleomagnético, as rochas das soleiras máficas da Suíte Intrusiva Huanchaca com idades em torno de 1040 - 1110 Ma, situadas no Estado do Mato Grosso.

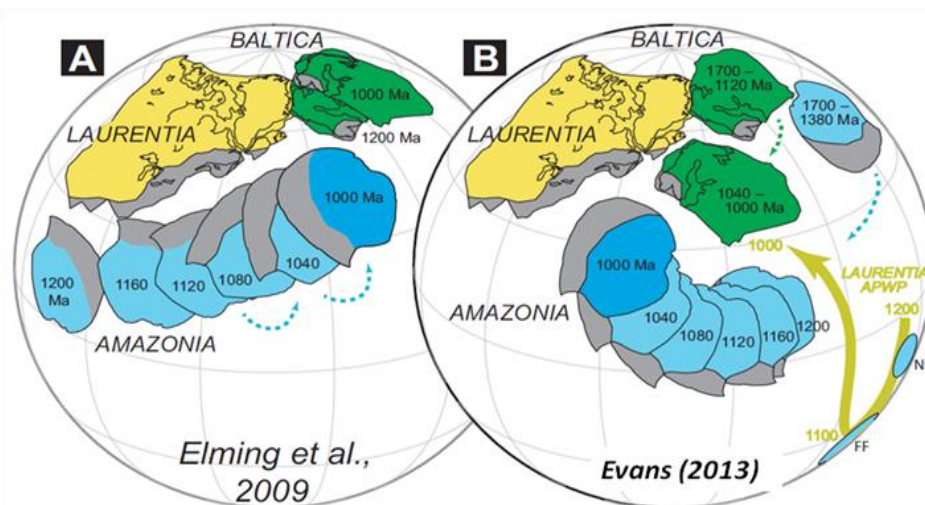


Figura 1: Modelos propostos para a geodinâmica ocorrida entre o Crátom Amazônico, a Báltica e a Laurentia durante a formação do supercontinente Rodinia entre 1200 Ma e 1000 Ma (Figura extraída de Evans, 2013).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

O Crátom Amazônico, uma das maiores áreas cratônicas do mundo, está exposto em duas grandes áreas, as quais formam o Escudo das Guianas ao norte e o Escudo do Brasil-Central (também conhecido como Escudo Guaporé) ao sul, interposta pela Bacia Amazônica (Santos et al., 2000). Sua evolução é marcada por uma sucessão de eventos de acreção, com maior ou menor envolvimento de crosta juvenil, ocorridos desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico (Tassinari et al., 2000; Santos et al., 2000). Durante o Mesoproterozoico, arcos magmáticos relacionados a processos de subducção foram desenvolvidos entre 1600

Ma e 1300 Ma, os quais originaram a Província Rondoniano-San-Ignácio, até a colisão final do Terreno Paraguá, há cerca de 1320 Ma atrás (Bettencourt et al., 2010). Neste cenário, acredita-se que o Cinturão E-W Nova Brasilândia (CNB) (de idade 1100-1000 Ma) no norte do Terreno Paraguá, muito provavelmente, representa reativações intracratônicas que ocorreram durante o desenvolvimento do Cinturão Sunsás (Província Sunsás - 1250-1000 Ma), em decorrência da colisão desta unidade com a Laurentia, ao longo do cinturão Grenville (Evans, 2013). A área escolhida para a investigação paleomagnética está inserida no Terreno Paraguá, no extremo oeste do Estado do Mato Grosso (Século et al., 2011). As soleiras máficas da Suíte Intrusiva Huanchaca afloram ao longo da Serra Ricardo Franco ou Huanchaca. Estas rochas têm composição predominantemente gabróica, maciças, de granulação fina a média, variando de melanocráticas a ultramáficas e apresentam-se em uma porção não afetada pelo retrabalhamento crustal provocado pela Orogenia Sunsás (Lima et al., 2012). Dados Ar-Ar indicaram idades (platôs) de 1040 ± 40 Ma para o anfibólio e 948 ± 5 Ma para o plagioclásio (Lima et al., 2012). Recentemente, uma datação U-Pb de 1112 ± 2 Ma em badeleíta representa a melhor estimativa da idade de injeção/colocação das soleiras Huanchaca (Teixeira et al., 2015).

3. METODOLOGIA

Para o estudo paleomagnético, os testemunhos cilíndricos das rochas coletadas são cortados em espécimes de 2,5 cm de diâmetro por 2,2 cm de altura. Para isolar a componente de magnetização característica das amostras, estes espécimes são submetidos a desmagnetizações térmicas e por campos magnéticos alternados. Desmagnetizações detalhadas são efetuadas para investigar os espectros de coercividades e de temperaturas de bloqueio associados às direções de magnetização da rocha. Utilizam-se projeções ortogonais e a técnica de análise dos componentes principais para a determinação das direções de magnetização presentes nas rochas. Através da estatística de Fisher, são determinadas direções médias e o polo paleomagnético associado. A identificação dos minerais magnéticos portadores das direções de magnetização nas rochas é feita através da análise das desmagnetizações, do estudo das propriedades magnéticas da rocha e de observações petrográficas.

4. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS PRELIMINARES

Após eliminar direções secundárias com baixas coercividades, as desmagnetizações por campos magnéticos alternados foram efetivas para isolar um grupo de direções noroeste com inclinações positivas baixas para a maioria das amostras da Suíte Huanchaca (Figura 2).

As direções médias por sítio estão representadas na Figura 3. Estas direções se distribuem em torno da direção média $D_m=292.3^\circ$, $I_m=15.8^\circ$, $\alpha_{95}=12.9^\circ$ e o respectivo polo paleomagnético preliminar (polo HUAN) determinado para as amostras da Suíte Huanchaca está localizado em $224.0^\circ E$, $19.4^\circ N$ ($A_{95}=10.0^\circ$).

Em relação à mineralogia magnética, as curvas de histerese obtidas para estas amostras apresentam comportamentos do tipo cintura fina (Figura 4a, b) indicando minerais de baixas coercividades e campos de saturação em torno de 300 mT, típicos de titanomagnetita. Da mesma forma, as curvas de aquisição da Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI) obtidas para as amostras da Suíte Huanchaca mostram-se quase idênticas e homogêneas (Figura 4c). A magnetização remanente atinge a saturação em campos inferiores a 300 mT indicando a distribuição de grãos de baixas coercividades magnéticas, típicas dos minerais magnetita ou titanomagnetita corroborando as evidências da presença destes minerais como portador magnético principal.

5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Este trabalho apresenta o estudo paleomagnético realizado nas rochas da Suíte intrusiva Huanchaca com idades entre 1040-1110 Ma, situadas no Estado de Mato Grosso. A direção noroeste com inclinação positiva baixa isolada para estas rochas tem como portador magnético, muito provavelmente, o mineral magnetita. Idades Ar-Ar obtidas para hornblendas têm sido associadas à época de aquisição da magnetização, pelo fato de a temperatura de bloqueio isotópico corresponder às temperaturas de bloqueio associadas à magnetita (Théveniaut et al., 2006). Assim, a idade do polo paleomagnético (HUAN) calculado para a Suíte Huanchaca, pode corresponder à determinação Ar-Ar obtida em hornblenda, a qual forneceu idade de 1040 Ma.

A comparação deste polo com outros polos de mesma idade obtidos para a Báltica e a Laurentia pode ser usada para testar os modelos propostos para a formação do Rodinia (Figura 1). Com base em dados paleomagnéticos, a Figura 5 mostra um possível cenário envolvendo a ruptura do Columbia, rotação horária da Báltica e do Cráton Amazônico, até a aglutinação do Rodinia, o qual é compatível com o modelo proposto por Evans (2013) (Figura 1b).

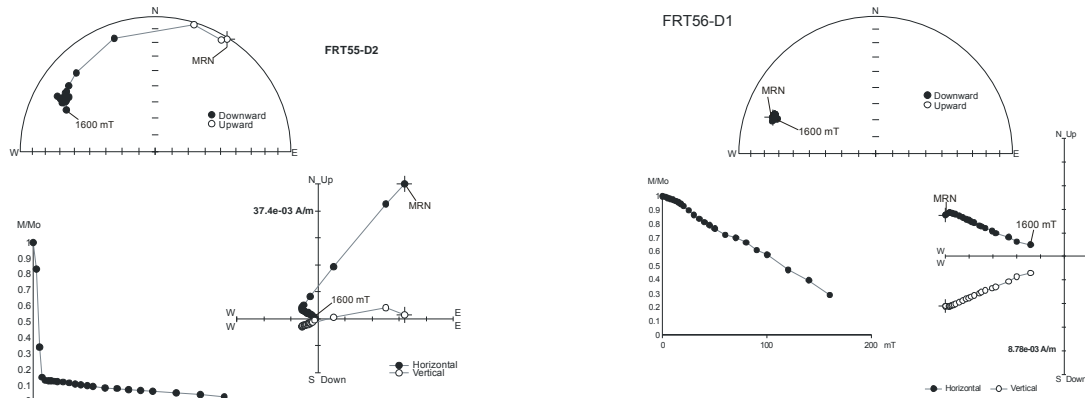


Figura 2: Exemplos de desmagnetização por Campos Alternados. Projeções Estereográficas, projeções ortogonais e curvas de intensidades normalizadas (M/M_o) em função do campo alternado (mT).

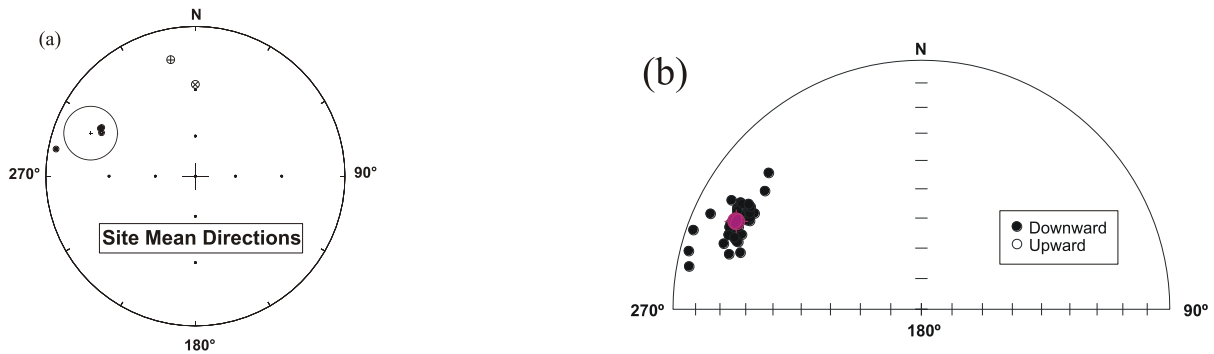


Figura 3: (a) Direções médias por sítio: o símbolo + indica a direção média dos sítios com o respectivo círculo de confiança (α_{95}); (b) direções de magnetização obtidas por espécime: a média é mostrada em cor magenta com o respectivo círculo de confiança. Os símbolos \oplus e \otimes indicam, respectivamente, a direção do campo atual e do campo dipolar atual. Círculos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas).

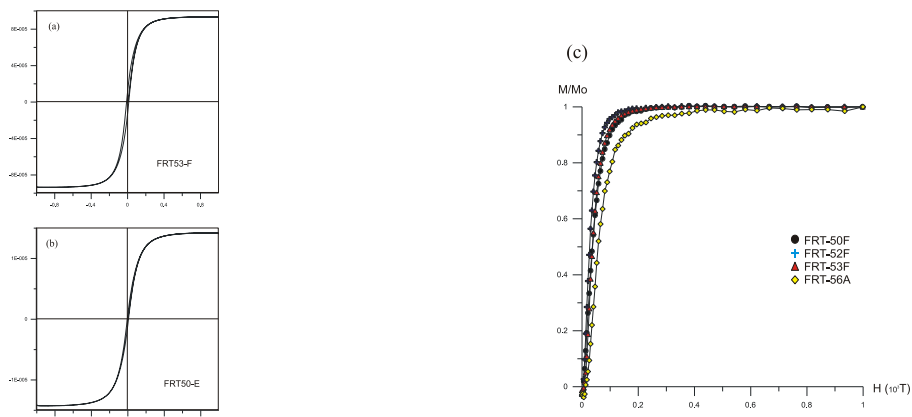


Figura 4: Curvas de histerese (a),(b) e curvas de aquisição de magnetização remanescente isotérmica (MRI) obtidas para as amostras da Suíte Huanchaca, típicas de magnetita ou titanomagnetita pobre em titânio.

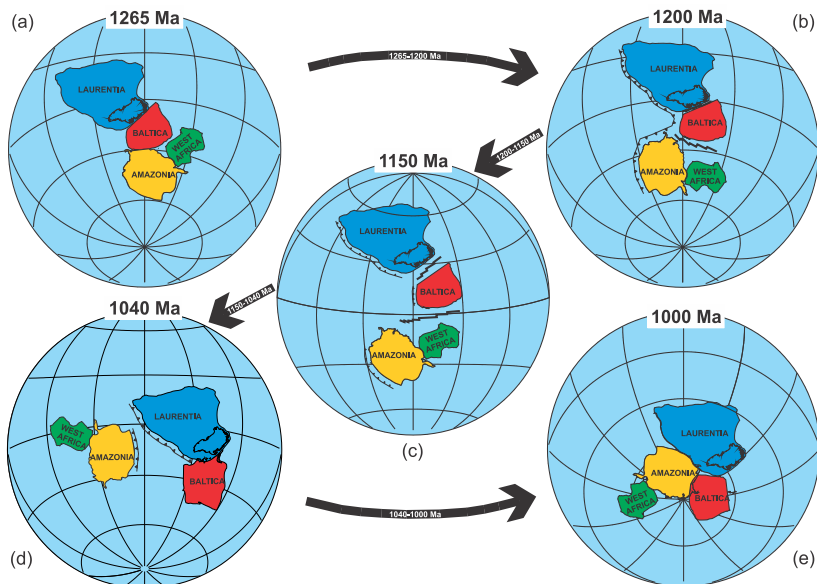
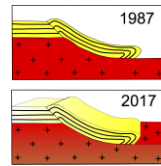


Figura 5: Diagrama esquemático mostrando a ruptura do núcleo do Columbia (em (a): configuração de Bispo-Santos et al., 2014) e a posterior rotação da Báltica e Cráton Amazônico/Oeste África (em (b), (c) e (d)) até a formação do Rodinia (em (e): configuração de Li et al., 2008). Figura modificada de D’Agrella-Filho et al. (2016).

5. REFERÊNCIAS

- Bispo-Santos F, D’Agrella-Filho MS, Trindade RIF, Janikian L, Reis NJ (2014b) Was there SAMBA in Columbia? Paleomagnetic evidence from 1790 Ma Avanavero mafic sills (Northern Amazonian craton). *Prec. Res* 244:139-155.
- Bettencourt J.S., Leite Jr W., Payolla B., Ruiz A.S., Matos R.S., Tosdal R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 28–46.
- D’Agrella-Filho, M.S., Bispo-Santos, F., Trindade, R.I.F., Antonio, P.Y.J., 2016. Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. *Brazilian J. Geol.* 46, 275-299.
- Elming S-Å., D’Agrella-Filho M.S., Page L.M., Tohver E., Trindade R.I.F., Pacca I.I.G., Geraldtes M.C., Teixeira W. 2009. A palaeomagnetic and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ study of Late Precambrian sills in the SW part of the Amazonian Craton: Amazonia in the Rodinia reconstruction. *Geophysical Journal International*, 178:106-122.
- Evans D.A.D. 2013. Reconstructing pre-Pangean supercontinents. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 125:1735–1751.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. and Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Prec. Res.* 160, 179-210.
- Lima, G.A., Souza, M.Z.A., Ruiz, A.S., D’Agrella-Filho, M.S., Vasconcelos, P., 2012. Sills máficos da Suíte Intrusiva Huanchaca – SW do Cráton Amazônico: registro de magmatismo fissural relacionado à ruptura do Supercontinente Rodinia. *Rev. Bras. Geol.* 42, 111-129.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3:453-488.
- Século et al., D.B., Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Lima, G.A., 2011. Geologia, petrografia e geoquímica do enxame de diques máficos da região de Vila Bela da Santíssima trindade (MT) – Suíte Intrusiva Huanchaca – SW do Cráton Amazônico. São Paulo, UNESP, *Geociências* 30 (4), 561-573.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldtes M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 41-95.
- Teixeira, W., Hamilton, M.A., Lima, G.A., Ruiz, A.S., Matos, R., Ernst, R.E., 2015. Precise ID-TIMS U-Pb baddaleyite ages (1110-1112 Ma) for the Rincón del Tigre-Huanchaca large Igneous province (LIP) of the Amazonian Cráton: Implications for the Rodinia supercontinent. *Prec. Res.* 265, 273-285.



TRACING THE SÃO FRANCISCO PALEOCONTINENT USING P-WAVE SEISMIC TOMOGRAPHY

Marcelo Peres Rocha¹, Paulo Araújo de Azevedo¹, Marcelo Sousa de Assumpção²

¹ Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, e-mail: marcelorochoa@unb.br

² Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo

1. INTRODUCTION

The idea of the existence of the São Francisco Paleocontinent (SFP) arose from the work of Almeida (1981), which postulated the existence of a larger, more ancient craton, called Paramirim Craton (PC). According to Almeida (1981), the PC would have reworked its limits during the Transamazonian and Brasiliano events, and the portion not deformed formed the São Francisco Craton (SFC). A first proposal for SFP limits was made by Alkmim et al. (1993), integrating geological, structural and geochronological data, correlating them with gravimetric data (Ussami, 1993). A compilation of the seismological studies made by Assumpção et al. (2004), and a tomographic study carried by Rocha et al. (2011), indicated that the western limit of the SFC extends further west at lithospheric depths. Pereira and Fuck (2005) traced the limits of a former Paleoproterozoic continental plate, by the integration of geological and geochemical data with regional gravimetric and aeromagnetic results (Steenkamp, 1998; Zang, 1996). Finally, Assumpção et al. (2017) made a compilation of the available geophysical results to characterize the lithospheric features of the SFC.

The knowledge of the geometry of the SFP, and its relationship with other neighboring cratonic blocks, is important to help the understanding of the tectonic evolution of the South America, and to refine the paleogeographic reconstructions models. We present results of the travel-time seismic tomography using P-waves in the region of the SFP to define its limits at lithospheric depths. The study area (Figure 1) is in eastern Brazil, covering the SFC and neighboring fold belts, basins and cratons.

2. DATA AND METHOD

We used data from Brazilian Seismographic Network (RSBR), recently installed, with more than 80 permanent stations, providing data between 2011 and 2015, and through two temporary network: One with 15 stations (blue triangles in Figure 1) with events recorded between 2007 and 2013 (Azevedo et al., 2015), and other with 7 stations (red triangles in Figure 1) operating between 2010 and 2013. Some stations of global networks (black squares in Figure 1) were also used. These new data were included in a database previously assembled by prior works (Rocha et al., 2011; Schimmel et al., 2003; VanDecar et al., 1995) using old temporary networks (orange triangles in Figure 1). We used records of P and PKIKP phases for events with magnitudes larger than 4.5 and 5.4 (mb), respectively. Events for phases P were chosen in the distance range of 30° to 95°, and for phases PKIKP in a range of 150° to 180°. to avoid phase misidentification due to triplications effects. The final database for the whole Brazil, processed for this work, consists of 27665 time measurements for P and PKIKP phases from 6141 events.

The method used follows the approach of VanDecar et al. (1995), based on the ACH inversion method (Evans and Achauer, 1993). In this approach, travel-time relative are inverted simultaneously for three-dimensional velocity structure, earthquake relocations, and station terms. Observed times are obtained by phase picking of the seismograms, and theoretical travel times have been calculated from a Earth reference model (IASP91 - Kennett and Engdahl, 1991). To obtain more accurate picks, we used the Multi-Channel Phase Cross Correlation (MCPCC) developed by Schimmel et al. (2003). This method is an extension of the Multi-Channel Cross Correlation approach (MCCC - VanDecar and Crosson, 1990), including a scheme of amplitude unbiased Phase Cross-Correlation (PCC - Schimmel, 1999). The parameter model has been discretized in a grid of 449,625 knots (33 knots in depth, 109 knots in latitude and 125 knots in longitude) interpolated with splines under tension (Cline, 1981; Neele et al., 1993). The model parameterization extends outside the area of the stations to minimize the mapping of noise and inconsistencies, as unrealistic structures into the central area.

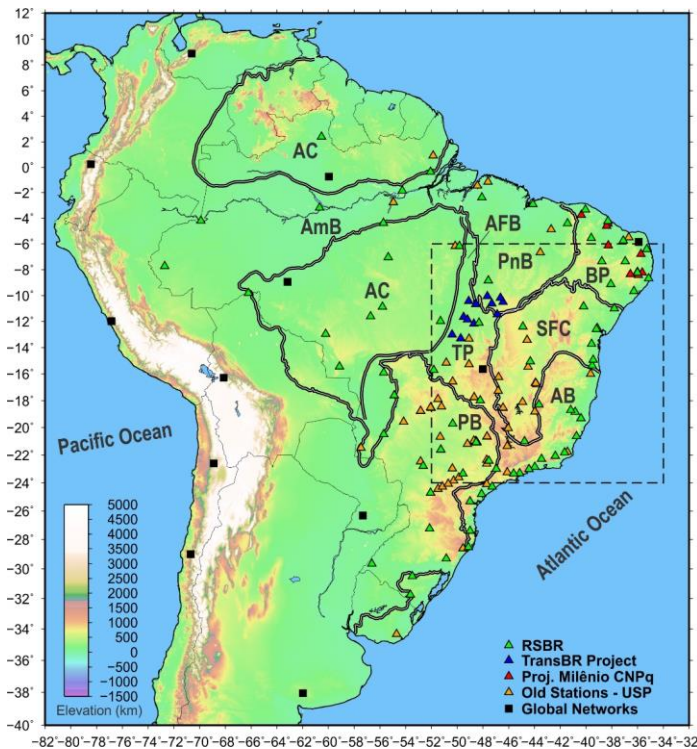


Figure 1 – Topographic map of South America with the indication of study area. Solid black lines are the boundaries of the countries and solid black & white lines are the main geological provinces. AC – Amazonian Craton; AmB – Amazonian Basin; PnB – Parnaíba Basin; AFB – Araguaia Fold Belt; TP – Tocantins Province; PB – Paraná Basin; BP – Borborema Province; AB – Araçuaí Fold Belt and SFC – São Francisco Craton. Green triangles are RSBP stations.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Our results are horizontal tomographic sections (Figure 2), where the velocity perturbations relative to the reference model are shown in an interval between cold (high velocities) and hot (low velocities) colors. Areas without data (ray density less than 20 rays/100 km³) are shown in black. Figure 2 shows horizontal sections in depths between 75 km and 250 km.

We can observe a predominance of high-velocity anomalies under SFC and beyond its surface boundaries with the fold belts (low-velocity anomalies), to the west and to the east. The central part of the figure has low ray coverage mainly for the sections at the shallowest depths (regions in black), however a continuity of the high-velocity anomaly can be observed, which suggests that it is a unique structure. The least sampled part is the northern boundary of SFC due to lack of stations, however, we can observe that next to the coast the high-velocity anomaly passes from SFC surface limit and enters under the Borborema Province. The high-velocity anomalies under the Tocantins Province discussed by Rocha et al. (2016, 2011), beyond the western surface limit of the SFC, remains, suggesting that it is robust. With the installation of the new RSBP stations along the coast, it was possible to improve the ray coverage and obtain more robust anomalies. Thus, it was possible to observe that the high-velocity anomaly under SFC also extends eastward underneath the entire Araçuaí Belt. A low-velocity anomaly can be observed in the centre of the SFC and apparently is robust since it is in a relatively well-covered area by a local network, that operates during at least one year (Montes Claros Network), and also by the RSBP stations.

From the results obtained in this work, the limits of the SFP in the lithospheric mantle was interpreted as the limits of the high-velocity anomaly under SFC, which extend beyond its superficial limits, both to the west and to the east, as proposed by Alkmim et al. (1993), and also to the north. The high-velocity signature is common for regions with cratonic characteristics once they are more stable and old, and thus more cold and stiff. The northern boundary of the SFP cannot be well determined by tomography due to the lack of stations in the region, however, part of this limit could be imaged in the region closest to the coast. The high-velocities under the Southern Domain would imply that it has a cratonic basement at lithosphere depths, and that the SFP are horizontally greater than the northern limits of the SFC. This interpretation is in accordance with the limits proposed by Pereira and Fuck (2005) based in gravimetric anomalies.

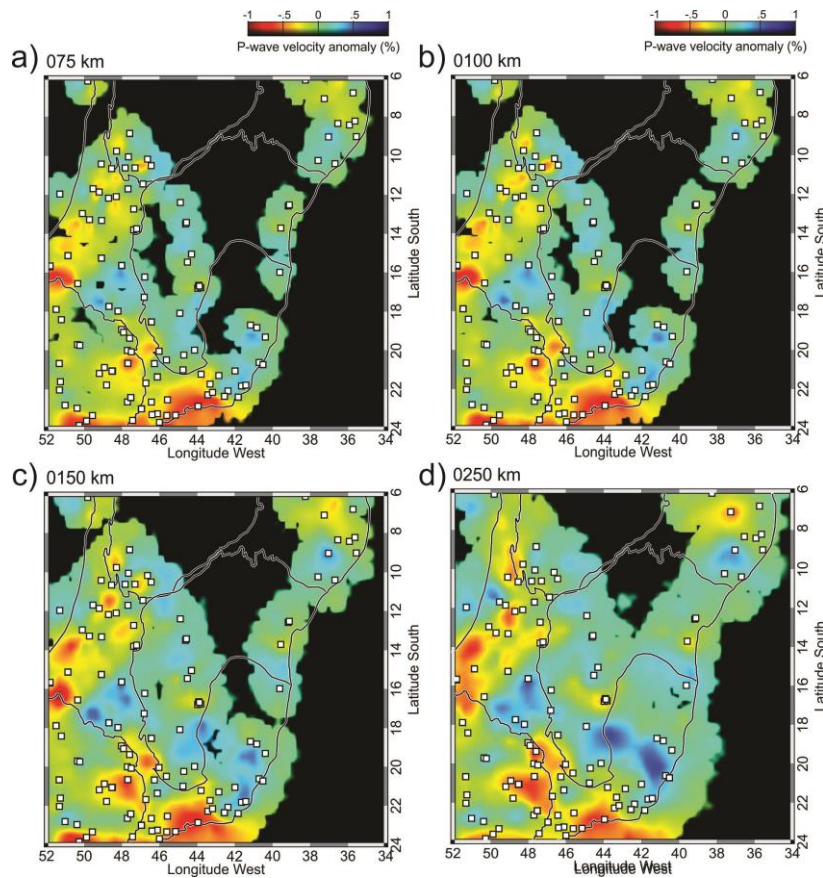


Figure 2 – Horizontal tomographic images for selected depths in the upper mantle. White squares are the stations and solid black lines the main geological boundaries, highlighting the São Francisco Craton in the center.

The high-velocities observed under Araçuaí Belt could be interpreted as part of the SFP, and that this paleocontinent extends to east until the Brazilian continental margin. This fact, allied to the Archaean and Paleoproterozoic ages of several segments of the AFB (Noce et al., 2007), has direct implications for the interpretation of the Atlantic Ocean opening process. If the SFP extends below the AFB, it could be connected to the Congo Palecontinent on its southern margin before the opening, acting as an obstacle to the separation of the South American and African continents. However, there are evidences of magmatic arc and ophiolites that would be related to the orogenic process of the AFB, suggesting the existence of a process of subduction on the margins of an Archaean paleocontinent (Noce et al., 2007; Pedrosa-Soares et al., 2007). These processes would have occurred before the Brazilian orogeny and could not be solved by the tomography, since being an old process, the AFB basement would have reached a certain level of stability and would have a "cratonic" seismic signature.

5. CONCLUSIONS

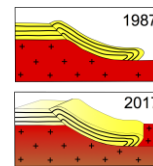
The São Francisco Palecontinent is larger than the visible part of SFC at lithospheric depths, with boundaries extending beyond the surface limits, both to the east and to the west, and in part of its northern limit.

The basement of the Araçuaí Belt has cratonic seismic signature and should be related to the eastward extension of SFP, with implications for the evolution of the process of opening the Atlantic Ocean.

Acknowledgments: To Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) and the Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia - Estudos Geotectônicos (INCT-ET) for the MSc and PhD scholarships granted to P. A. Azevedo. To CNPq for Research Productivity Grant provided to M. P. Rocha. To Petrobrás, for providing funding through the projects Brazilian Seismographic Network (RSBR) and Lineamento Tranbrasiliano.

REFERENCES

- Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Alves, J.A.A., 1993. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – Uma Revisão, in: *Simpósio Sobre O Cráton Do São Francisco*. SGB/SGM/CNPq, Salvador, pp. 45–62.
- Almeida, F.F.M. de, 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco, in: *Simpósio Do Cráton Do Scao Francisco E Suas Faixas Marginais*. SBG, Salvador, pp. 1–10.
- Assumpção, M., An, M., Bianchi, M., França, G.S.L., Rocha, M., Barbosa, J.R., Berrocal, J., 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics* 388, 173–185. doi:10.1016/j.tecto.2004.04.029
- Assumpção, M., Azevedo, P.A., Rocha, M.P., Bianchi, M.B., 2017. Lithospheric Features of the São Francisco Craton, in: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer International Publishing, Cham, pp. 15–25. doi:10.1007/978-3-319-01715-0_2
- Azevedo, P.A., Rocha, M.P., Soares, J.E.P., Fuck, R.A., 2015. Thin lithosphere between the Amazonian and São Francisco cratons, in central Brazil, revealed by seismic P-wave tomography. *Geophys. J. Int.* 201, 61–69. doi:10.1093/gji/ggv003
- Cline, A.K., 1981. FITPACK: A Software Package for Curve and Surface Fitting Employing Splines Under Tension. Dep. of Computer Sciences - University of Texas, Austin.
- Evans, J.R., Achauer, U., 1993. Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies, in: Iyer, H.M., Hirahara, K. (Eds.), *Seismic Tomography: Theory and Practice*. Chapman and Hall, London, pp. 319–360.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.* 105, 429–465. doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x
- Neele, F., VanDecar, J., Snieder, R., 1993. The use of P wave amplitude data in a joint inversion with travel times for upper mantle velocity structure. *J. Geophys. Res.* 98, 12033. doi:10.1029/93JB00189
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, a. C., Silva, L.C.S., Alkmim, F.F., 2007. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* 15, 17–23.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C.S., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C., 2007. Orógeno Araçuaí : Síntese Do Conhecimento 30 Anos Após Almeida 1977. *Geonomos* 15, 1–16.
- Pereira, R.S., Fuck, R. a, 2005. Archean Nucleii and the Distribution of Kimberlite and Related Rocks in the São Francisco Craton , Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 35, 93–104.
- Rocha, M.P., de Azevedo, P.A., Marotta, G.S., Schimmel, M., Fuck, R., 2016. Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. *Tectonophysics* 680, 1–7. doi:10.1016/j.tecto.2016.05.005
- Rocha, M.P., Schimmel, M., Assumpção, M., 2011. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional travelttime tomography. *Geophys. J. Int.* 184, 268–286. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04831.x
- Schimmel, M., 1999. Phase cross-correlations: Design, comparisons, and applications. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89, 1366–1378.
- Schimmel, M., Assumpção, M., VanDecar, J.C., 2003. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *J. Geophys. Res.* 108, 2191. doi:10.1029/2001JB000187
- Steenkamp, B., 1998. Some questions and answers about the Mesozoic diamond mineralization potential of the Paramirim Shield. Intern. Report, DeBeers Bras.
- Ussami, N., 1993. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas, in: *Simpósio Sobre O Cráton Do São Francisco*. SGB/SGM/CNPq, Salvador, pp. 35–44.
- VanDecar, J.C., Crosson, R.S., 1990. Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 150–169.
- VanDecar, J.C., James, D.E., Assumpção, M., 1995. Seismic evidence for a fossil matle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature* 378, 25–31.
- Zang, M.W., 1996. Magnetic and gravity study of Eastern Bahia. Intern. Report, DeBeers Bras.



DISCUSSÃO SOBRE O SIGNIFICADO TECTÔNICO DA NAPPE SERRA DE JABITACÁ NA REGIÃO DE FLORESTA-PE, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL

Lauro César M. de Lira Santos^{1,2}, Edilton J. Santos³, Elton L. Dantas¹, Haroldo M. Lima¹

¹ Universidade de Brasília, e-mail: lauromontefalco@gmail.com, elton@unb.br, haroldogeologo@gmail.com;

² Universidade Federal de Campina Grande;

³ Serviço Geológico do Brasil, e-mail: ediltonjsantos@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Províncias orogênicas são marcadas por complexa história evolutiva, envolvendo sequenciais eventos magmáticos, metamórficos e deformacionais, responsáveis por intenso retrabalhamento e crescimento crustal (Tatsumi, 2005; Cawood e Buchan, 2007). A combinação de tais processos, pode resultar em um mosaico de terrenos colados por meio de acreção e colisão continental, caracterizando assim, cinturões cordilheiranos. A Província Borborema localiza-se no nordeste do Brasil e compreende domínios e/ou terrenos Neoproterozoicos intercalados com domínios do embasamento Paleoproterozoico e núcleos Arqueanos, tendo sido consolidada durante a orogenia Brasiliana-Pan Africana (Brito Neves et al., 2000).

Na Subprovíncia Transversal desta província, são descritos uma série de terrenos que teriam sido amalgamados por meio de extensos lineamentos de direção preferencial NE-SW. Entretanto, a precisa definição de alguns limites estruturais é ainda problemática, em função da forte obliteração e transposição de estruturas dúcteis, dificultando estudos de análise regional e reconstrução estratigráfica. Este trabalho visa apresentar breve discussão sobre o significado e evolução da *Nappe* Serra de Jabitacá na região de Floresta, estado de Pernambuco. Esta estrutura é particularmente importante, pois é considerada limite entre os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú na região.

2. SIGNIFICADO DA NAPPE SERRA DE JABITACÁ NA REGIÃO DE FLORESTA

Na região de estudo, diversas zonas de cisalhamento de empurrão e transcorrentes foram mapeadas e estudadas preliminarmente (Figura 1). No caso específico da *Nappe* Serra de Jabitacá, esta é materializada por uma extensa zona de cisalhamento contracional. homônima Os principais tectonitos relacionados à esta estrutura, correspondem a *sheets* de ortognaisses bandados, caracterizando uma tectônica do tipo *flake*, bem como milonitos e protomilonitos à muscovita e granada, definindo um *fabric* plano-linear. Esta estrutura limita rochas Tonianas do Complexo São Caetano (muscovita paragnaisses e rochas metavulcânicas), com rochas Arqueanas e Paleoproterozoicas ortoderivadas relacionadas as Suítes Floresta, Riacho das Lajes e Riacho do Navio.

Localmente, os planos de foliação são caracterizados por baixo ângulo de mergulho ora para NNW próximo ao município de Floresta, ora para NNE próximo a localidade de Airí. Tal comportamento pode ser explicado pela intensa atividade de zonas de cisalhamento de rejeito direcional que atuam na área e em toda Subprovíncia Transversal, obliterando e transpondo regionalmente estes planos. Associado, ocorre sempre lineação mineral e de estiramento mineral caracterizada pela presença de alinhamentos de clorita, epidoto e quartzo recristalizado. Tal lineação possui sempre alta obliquidade, com mergulhos para N ou NE, podendo caracterizar cinemática *down-dip*. Eventualmente, lineações oblíquas são observadas em seções associadas a tectônica transcorrente, sugerindo, dentre outras possibilidades, o desenvolvimento de estruturas de interferência por trama polifásica, ou ainda, partição deformacional. Fases de dobramento associadas são marcadas por eixos de dobras que formam lineações do tipo eixo-b, podendo variar entre abertas a fechadas.

Ao longo dos tectonitos investigados, são observados diversos critérios cinemáticos, sempre nos planos XZ do elipsóide de deformação, incluindo porfiroclastos dos tipos δ e σ , *boudins* assimétricos, peixes de mica e tramas S-C, sugerindo sempre vergência regional para S-SE. Apesar da dificuldade do reconhecimento dos marcadores estruturais de tal trama, principalmente em função da obliteração posterior, sugerimos que tal estrutura forme um bloco do tipo *basement-core Nappe*, no qual o Terreno Alto Pajeú teria sido empurrado em direção ao Terreno Alto Moxotó em condição de aloctonia. Os dados de campo ainda que variados são ainda inconclusivos com respeito a idade desta deformação. A associação desta estrutura com rochas máficas e ultramáficas com assinaturas de raiz de arco magmático e remanescentes de crosta oceânica de idade toniana (ca.

1,0 Ga; Lages e Dantas, 2016) pode indicar associação ao evento orogênico Cariris Velhos, amplamente presente no Terreno Alto Pajeú, marcando assim uma colisão frontal para este período. Por outro lado, a estruturação marcante em toda Subprovinça Transversal é Brasiliana, desta forma, considera-se também a hipótese do episódio de colagem entre estes dois terrenos tenha ocorrido durante o Ediacarano, tal como é sugerido por diversos autores (eg. Santos e Medeiros, 1999).

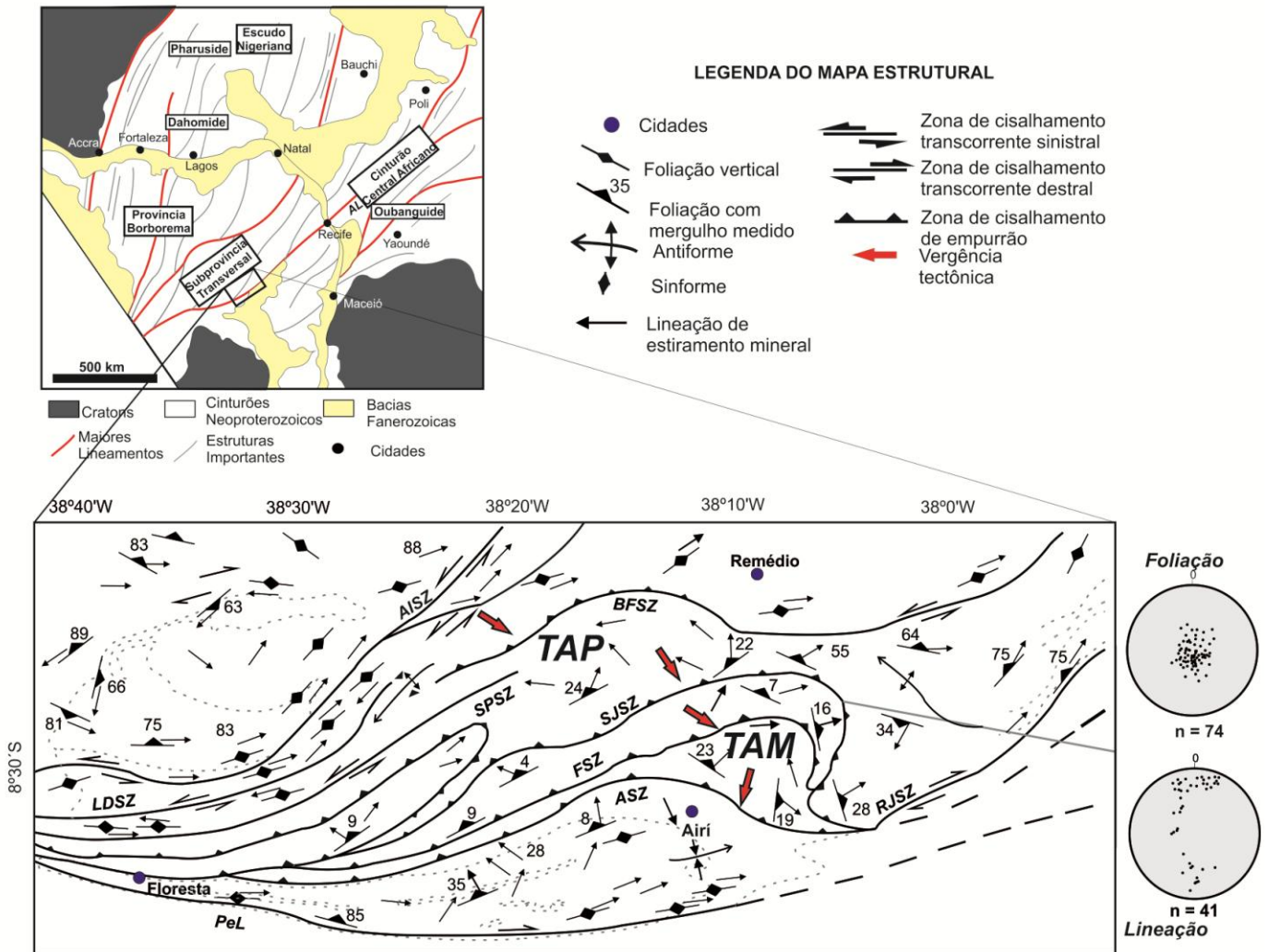


Figura 1 - Mapa estrutural preliminar da área de estudo com sua localização da Província Borborema e principais zonas de cisalhamentos mapeadas. Zonas de cisalhamento: AISZ = Afogados da Ingazeira, BFSZ = Barra da Forquilha - LDSZ = Lagoa do Defunto, SPSZ = São Pedro, SJSZ = Serra de Jabitacá, FSZ = Floresta, ASZ = Airí, RJSZ = Riacho Jacaré, PEL = Lineamento Pernambuco. TAM = Terreno Alto Moxotó, TAP = Terreno Alto Pajeú.

3. CONCLUSÕES

Apesar do avanço na discussão sobre a colagem ou não de blocos crustais na porção central da Província Borborema, as relações estruturais entre os principais limites entre os domínios é ainda problemática, principalmente em função da forte dispersão causada pela tectônica transcorrente Brasileira. Adicionalmente, a natureza e papel tectônico da *Nappe* Serra de Jabitacá, descrita como limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó é ainda mais complexa. Enquanto esta estrutura assume caráter predominantemente migmatítico em outras regiões, nas proximidades de Floresta, ela se materializa como uma sequência de empurrões com transporte tectônico de NNE para SSE. A idade desta estrutura é ainda controversa, podendo ter se desenvolvido durante a orogênese Cariris Velhos no Toniano, sendo associada ao ofiolito de Serrote das Pedras Pretas ou ainda ser de idade Brasileira, como são descritas algumas zonas de cisalhamento contracionais na região, tal como o Sistema de Empurrões de Riachão do Bacamarte.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

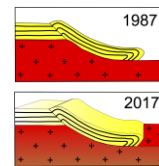
BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., SCHMUS, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Umberto Cordani; Edson José Milani; Antonio Thomaz Filho; Diogenes de Almeida Campos (Org.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, pp. 151-182. Special Publication.

CAWOOD, P.A.; BUCHAN, C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth Science Reviews* 82, 217-256.

LAGES, G.A., DANTAS, E.L. 2016. Floresta and Bodocó Mafic-Ultramafic Complexes, western Borborema Province, Brazil: geochemical and isotope constraints for evolution of a Neoproterozoic arc environment and retro-eclogitic hosted Ti-mineralization. *Precambrian Research* 280, 95-119.

TATSUMI, Y., 2005. The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. *GSA Today* 15, 4.

SANTOS, E.J., MEDEIROS, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE-Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 73-84.



ESTRUTURA CRUSTAL NA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA UTILIZANDO FUNÇÃO DO RECEPTOR

Chris Busnello Fianco¹, George Sand França¹, Carlos da Silva Vilar², Roberto Max Argollo², Diogo F. Albuquerque¹

¹ Universidade de Brasília, e-mail: chrisfianco@gmail.com; georgesand@unb.br; diogofarrapo@gmail.com

² Universidade da Bahia, e-mail: vilar@ufba.br; robmax@ufba.br

1. INTRODUÇÃO

Localizada no nordeste no Brasil, a Província Borborema possui embasamento Pré-Cambriano e arcabouço tectônico complexo estruturado a partir da orogenia Brasiliana no final do Neoproterozóico. A porção sul da Província Borborema apresenta pouca informação sobre a espessura crustal (Figura 1) que poderia auxiliar no entendimento da evolução geotectônica dos seus sub-domínios, e mostrar um possível afinamento ou espessamento da crosta, característica que influencia na diagênese dos do petróleo presente nas bacias sedimentares fanerozóicas que circundam a área onde estão localizadas as estações sismográficas.

Para este estudo foi utilizado o método da função do receptor no domínio do tempo com empilhamento Hk, que utilizam eventos telessísmicos registrados pelos sismógrafos da Rede Geoterm (Figura 1; Fianco *et al.*, 2016) que permitem obter espessuras da crosta e razão Vp/Vs. A Rede Geoterm foi instalada em maio de 2014 através de empréstimo do Pool de Equipamentos – OM-MCT. Para isto foram utilizadas 10 estações sismográficas, obtendo-se valores que variaram de 35,3 a 37,9 km nas estações mais para norte e 33,7 e 33,8 km para sul, com variação de velocidade Vp/Vs em torno de 1,7.

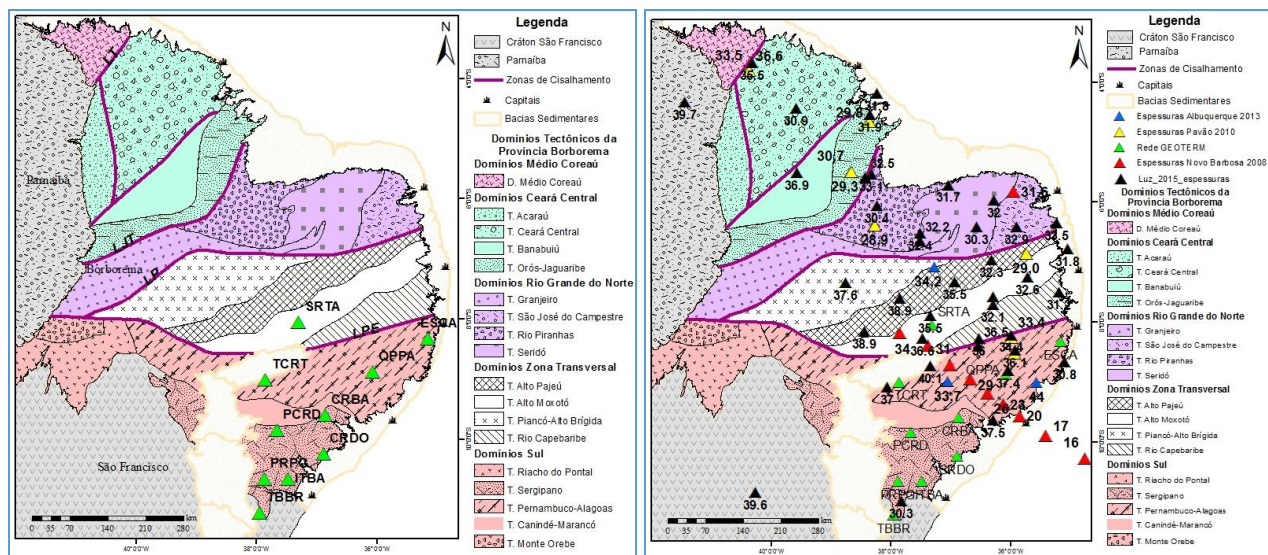


Figura 1: Mapas da compartimentação geotectônica da Província Borborema (modificado de Huhn *et al.*, 2011), do lado esquerdo com a localização das estações da Rede Geoterm, utilizada neste projeto, e do lado direito com resultados de espessura crustal obtida por outros autores, tais como: Luz (2015), Albuquerque (2013), Novo Barbosa (2008).

3. GEOTECTÔNICA

A Província Borborema é limitada a oeste pela Província do Parnaíba, a sul pelo Cráton São Francisco e a leste pelas bacias marginais costeiras (Figura 1). É caracterizada por uma evolução tectônica e magmática complexa, com estruturação a partir da orogenia Brasiliana (final do Neoproterozóico; Brito Neves, 1975), sofrendo forte deformação por processos de rifting no Mesozóico, tendo sido ainda, afetada por episódios de magmatismo e soerguimento após a separação dos continentes.

A compartimentação tectônica da Província mais aceita atualmente a divide em cinco grandes domínios tectônicos, alguns bem delimitados pelos Lineamentos Patos e Pernambuco, de sudeste para noroeste: 1) Domínio Sul, 2) Domínio da Zona Transversal, 3) Domínio Rio Grande do Norte, 4) Domínio Ceará Central e 5) Domínio Médio Coreau. As estações sismográficas da Rede Geoterm estão localizadas essencialmente nos domínios Sul (Figura 1), abaixo do Lineamento Pernambuco, e com uma estação na Zona Transversal, entre os dois lineamentos. No Domínio Sul estão distribuídas da seguinte forma: estações QPPA, ESCA e TCRT no Terreno Pernambuco-Alagoas, estando a TCRT quase na borda da Bacia Jatobá e, PCR, CRBA, PRPG, ITBA, CDRO e TBBR no Terreno Sergipano, sendo que a TBBR está localizada na borda do Cráton São Francisco (Figura). A estação SRTA, única localizada na Zona Transversal (ZT), está inserida no Terreno Alto Moxotó, que representa o embasamento da ZT com gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos.

4. METODOLOGIA

O registro de um terremoto pelo sismograma traz consigo informações de mecanismo de fonte, da estrutura próxima, do efeito de propagação e a resposta do instrumento. Segundo Ammon *et al.* (1991), tirando todas as influências da fonte e da propagação, o sismograma pode fornecer informações sobre a estrutura de velocidade abaixo do receptor.

O método da função do receptor (FR) no domínio do tempo foi escolhido para estimar a espessura da crosta e a razão V_p/V_s devido à sensibilidade decorrente das variações de velocidade na descontinuidade Moho através da identificação de fases convertidas e reverberadas (Ligorria e Ammon, 1999).

O método de empilhamento Hk de Zhu e Kanamori (2000) foi utilizado pela facilidade de trabalhar com uma grande quantidade de traços de FR sem que haja necessidade de identificar o tempo de chegada das fases de interesse, e permitindo o empilhamento de traços de diferentes distâncias e azimutes, suprimindo variações laterais de estrutura, e gerando modelos crustais médios.

5. PROCESSAMENTO

Os dados das estações da Rede Geoterm foram coletados pela equipe do DFTMA da UFBA sendo disponibilizados para a realização deste trabalho. Após a verificação da qualidade dos dados iniciaram-se os processamentos básicos de preparação dos dados, como inserir cabeçalho e transformar para um formato mais usual como miniseed. Os dados das estações ITBA, ESCA e PRPG ainda não foram processados.

A lista de eventos telessísmicos ocorridos no período de coleta de dados, e com as características como distância epicentral entre 30° e 100° e magnitude maior que 4 mb foi obtida através dos servidores do IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). As formas de ondas foram cortadas de acordo com os eventos ocorridos, e posteriormente os dados foram convertidos para o formato SAC (Seismic Analysis Code).

Para a FR no tempo foram utilizados como parâmetros 500 iterações e, filtro Gaussiano igual a 2,5. Com relação ao método do empilhamento Hk, a velocidade média da onda P foi obtida de Soares *et al.* (2009), e considerada igual a 6,4 km/s, sendo que pela metodologia utilizada a sensibilidade com relação à variação de velocidade é baixa; e os pesos para cada fase, $P_s=0,7$, $P_pP_{ms}=0,2$ e $P_pS_{ms}+P_sP_{ms}=0,1$, seguindo os pesos sugeridos por Zhu e Kanamori (2000), fazendo com que a P_s seja mais representativa.

5. RESULTADOS PRELIMINARES

Como é possível observar na Figura 2, os resultados obtidos, em sua maioria, apresentaram boa solução e mostram fases bem marcadas. Além da P direta e P_s , que representa a conversão da onda P em S na descontinuidade crosta-manto (Moho), nota-se também em algumas FRs em estações como CRBA, PCR e QPPA, a existência de um alinhamento de fases em torno de 2 seg, ou seja, entre a P e a P_s , que segundo Pavão (2010) e Pavão *et al.* (2013), pode indicar o limite entre a crosta superior e a crosta inferior. Outro alinhamento de fases observado ocorre em aproximadamente 15 seg depois da chegada da P direta, pode corresponder à fase P_sP_{ms} .

A Tabela 1 sintetiza os resultados obtidos através da aplicação dos métodos de FR no domínio do tempo de Ligorria e Ammon (1999) e empilhamento Hk (Zhu e Kanamori, 2000) para cada estação analisada até o momento. Os resultados de espessura da crosta podem ser observados também no mapa do modelo digital do

terreno (Figura 3). Nota-se que as espessuras encontradas variam de 33,7 km a 37,9 km, algumas estações com erro ainda elevado, e as velocidades V_p/V_s entre 1,66 e 1,75 (Tabela 1).

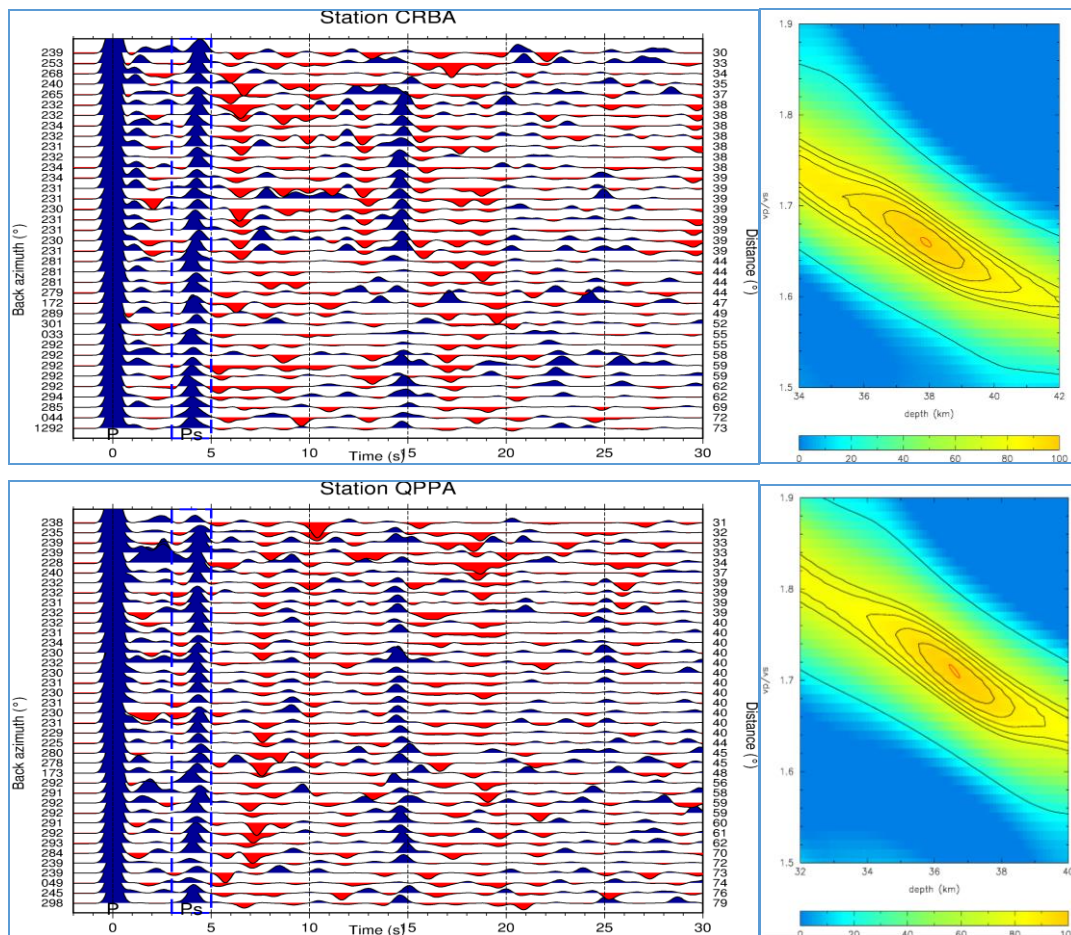


Figura 2: A esquerda tem-se os resultados de FR obtidos para as estações CRBA e QPPA com os alinhamentos de fase P e Ps. À direita estão os resultados do empilhamento Hk e espessuras para as mesmas estações.

Tabela 1: Tabela com os resultados obtidos para cada estação, contendo a altitude da estação, a espessura da crosta encontrada, bem como seu erro, valores de V_p/V_s e erro e, a V_p utilizada.

Estação	Altitude (m)	Espessura (km)	Erro (\pm)	V_p/V_s	Erro (\pm)	V_p (km/s)
CRDO	11	33,8	1,1	1,74	0,03	6,4
TBBR	186	33,7	1,8	1,74	0,04	6,4
CRBA	196	37,9	0,3	1,66	0,01	6,4
PCRD	275	35,3	2,9	1,73	0,07	6,4
TCRT	343	37,4	1,5	1,71	0,04	6,4
QPPA	560	36,6	0,3	1,71	0,01	6,4
SRTA	629	36,1	0,8	1,75	0,04	6,5

A princípio não foi observada nenhuma correlação entre os resultados obtidos e a compartimentação/evolução tectônica. Porém, Luz (2015) sugerem uma correlação positiva comparando-se as espessuras crustais com a topografia da região. Para Luz (2015) a região norte do planalto Borborema e as áreas circunvizinhas possuem crosta mais fina. Comparativamente, estações localizadas em terrenos com altitude maior, apresentaram espessura crustal maior, enquanto estações posicionadas em terrenos com altitudes menores resultaram em espessuras menores (Tabela 1 e Figura 3).

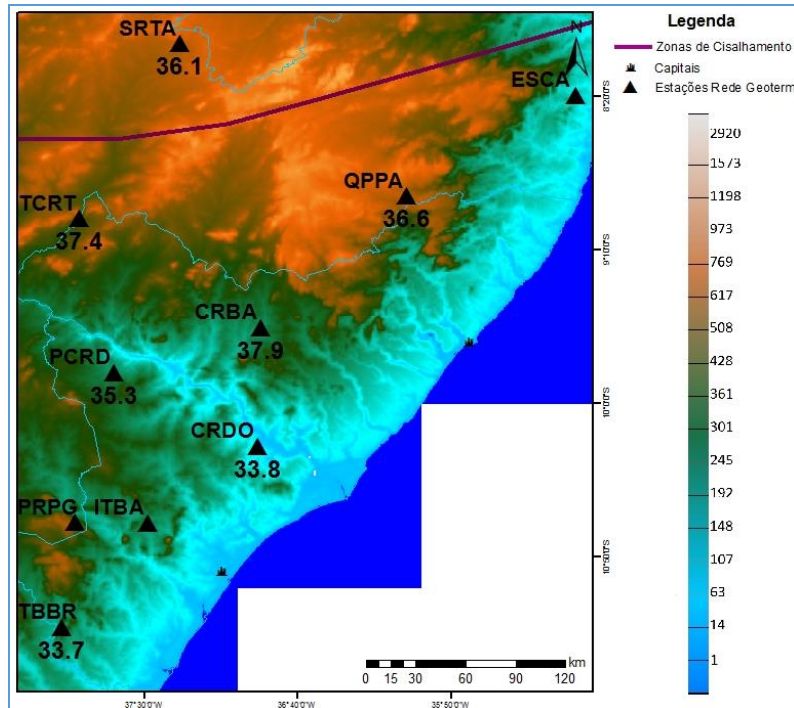
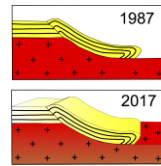


Figura 3: Mapa do modelo digital do terreno (obtido no Geosoft®) com a localização das estações e espessuras obtidas.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao DFTMA-UFBA e ao Obsis-UnB pelos dados e suporte dado para a realização do trabalho. À FAPDF pela bolsa de estudos à aluna.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, D. F. 2017. Estudos Crustais nas Regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil. Dis. de Mestrado. UnB. 55 p.
- AMMON, C. J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.
- BRITO NEVES, B. B. 1975. Regionalização Geotectônica do Precambriano Nordeste. Tese de Doutorado, IAG/USP, São Paulo, 198p.
- FIANCO, C. B., VILAR, C. S., FRANÇA, G. S. e ARGOLLO, R. M. 2015. Rede sismográfica para estudo de estimativa da crosta em embasamento adjacente à bacia sedimentar Sergipe-Alagoas. 1st Brazilian Symposium on Seismology, Brasília, DF. Resumo.
- HUHM, S. R. B., JUSTO, A. P., SOUZA FILHO, C. R. e MONTEIRO, L. V. S. 2011. Caracterização geológica do prospecto de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) Aurora, Ceará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3): p. 525-538.
- LIGORRÍA, J. P. e AMMON, C. J. 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 89 (5):1395-1400.
- LUZ, R. M. N. 2015. Estrutura crustal e mantélica da Província Borborema através de funções do receptor e dispersão de ondas superficiais. Tese de Doutorado, UFRN, Natal. 263 p.
- NOVO BARBOSA, M. F. 2008. Estimativa de espessura crustal na Príncia Borborema (NE/Brasil) através de Função do Receptor. Dissertação de Mestrado. UFRN, Natal, 66 p.
- PAVÃO, C. G. 2010. Estudo de espessura de descontinuidade rasas com Função do Receptor de alta frequência na província Borborema. Dissertação de Mestrado em Geociências Aplicadas. Universidade de Brasília,
- PAVÃO, C. G., FRANÇA, G. S., BIANCHI, M., DE ALMEIDA, T. e VON HUELSEN, M. G. 2013. Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function. *Jour. of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 242-249.
- SOARES, J. E. P., FUCK, R. A., MEJIA, N. I. M., TAVARES, E. J., SCHMIDT, K., MONTEIRO, L. R., CUSTÓDIO, M. e GUIMARÃES, V. O. M. 2009. Características sísmicas da litosfera do estado do Ceará resultados preliminares de experimento de refração sísmica profunda. XXIII Simpósio Nordeste de Geologia, Ceará, Brasil.
- ZHU, L. e KANAMORI, H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969-2980.



TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM ZIRCÃO APLICADA À ORTOGNAISSES DO EMBASAMENTO DO CINTURÃO ARAGUAIA

Airton N. C. Dias¹, Candido A. V. Moura², Farid Chemale Jr³, Thais P. R. Oliveira¹, Kelvin M. Masuyama¹

¹Dep. de Física, Química e Matemática, CCTS, UFSCar, campus Sorocaba, email: diasanc@ufscar.br, rosinha.thais@hotmail.com, kelvinmasuyama@gmail.com

² Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, email:candido@ufpa.br

³ Instituto de Geologia. Universidade do Vale do Rio dos Sinos, email: faridcj@unisinos.br

1. INTRODUÇÃO

A Termocronologia por Traço de Fissão, TTF, é uma ferramenta comumente usada no entendimento de diversos eventos geológicos e geomorfológicos como estudos de proveniência, processos de exumação e taxas erosivas (Carter & Gallagher, 2004; Donelick et al., 2005). A TTF é baseada no acúmulo de traços gerados pela passagem de fragmentos devido à fissão espontânea do ²³⁸U. Trata-se da técnica mais utilizada na reconstrução da história térmica de rochas em tempos geológicos, permitindo obter a idade de minerais cristalinos e amorfos, tais como obsidianas, apatita, zircão, epidoto, dentre outros, que em geral contêm algumas partes por milhão (ppm) de urânio.

Uma das vantagens do zircão, frente a outros minerais, é que seus grãos podem ser datados por Termocronologia por Traços de Fissão (TTF) e U-Pb, que, devido às suas diferentes sensibilidades térmicas, podem fornecer informações únicas, tanto sobre a idade e estrutura da fonte de sedimentos, bem como da evolução da própria bacia. Em consequência, a TTF em zircão tem sido extensivamente utilizada, juntamente com outros métodos de datação radiométricos, tais como U-Pb e U-Th/He, para compreender a termocronologia de rochas em uma variedade de ambientes geológicos: isto é, a análise da história térmica de rochas do embasamento, termocronologia usando grãos detriticos em rochas sedimentares para análise de proveniência e análise da história térmica em, ou, perto de falhas.

Desta forma, foi objetivo deste trabalho aplicar TTF no em gnaisses do embasamento do Cinturão Araguaia a fim de investigar a evolução termotectônica deste segmento crustal desde a amalgamação do Gondwana Ocidental. Os dados de TTF em zircão revelaram um evento de aquecimento em torno de 200 Ma, interpretado como associado ao magmatismo máfico jurássico na ruptura do Pangea. Esta informação é consistente com a hipótese que relaciona a geração de hidrocarbonetos na bacia do Parnaíba com este evento magmático.

2. AREA DE ESTUDO

O Cinturão do Araguaia (Hasui et al., 1980) é uma importante unidade geotectônica pertencente à Província Estrutural do Tocantins. Esta província é um sistema orogênico neoproterozóico formado durante a colisão entre paleocontinentes da Amazônia, São Francisco-Congo, Paranapanema e da África Ocidental, durante a formação da Gondwana Ocidental (Alkmin et al., 2015). O sistema do Tocantins no Brasil central inclui os cinturões de Araguaia e Paraguai desenvolvidos ao longo da margem do Craton Amazônico, o cinturão de Brasília que faz fronteira com a margem ocidental do Craton de São Francisco, o arco magmático de Goiás e o bloco arqueano Crixas-Goiás (Alkmin et al., 2015 e referências correlatas). Os embasamentos estão evidentes no núcleo de estruturas dômicas ao longo do lado oriental (Grupo Estrondo) do segmento norte do Cinturão Araguaia (Herz et al., 1989). Nas estruturas de Xambioá, Lontra, Grota Rica, Cocalândia e Colméia, as rochas basais são compostas principalmente de ortognaisses com afinidade TTG (Dall'Agnol et al., 1988) e foram agrupadas no Complexo de Colméia. As idades de evaporação de Pb em zircão (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) obtidas para a maioria destas orthogneisses estão em torno de 2860 Ma e uma idade de zircão U-Pb de 2789 ± 27 Ma para a orthogneisse da Cocalândia (Moura & Gaudette, 1999). Recentemente, foi apresentada uma idade U-Pb em zircão de 2930 ± 31 Ma, obtida LA-ICP-MS para o orthogneisse de Xambioá (Bordalo, 2016). Já no núcleo do Cantão, as estruturas de Rio Jardim e Cunhãs apresentam rochas graníticas fortemente deformadas. Uma idade Rb-Sr de 1774 ± 31 Ma levou Souza et al. (1985) considerar essas rochas mais jovens e intrusivas no TTG arqueano, e identifica-la com uma unidade distinta denominada Cantão Gneiss. As idades de evaporação de Pb

em zircão obtida foi de 1858 ± 68 Ma. Isso confirmou a idade paleoproterozóica dessas rochas graníticas (Moura & Gaudette, 1999).

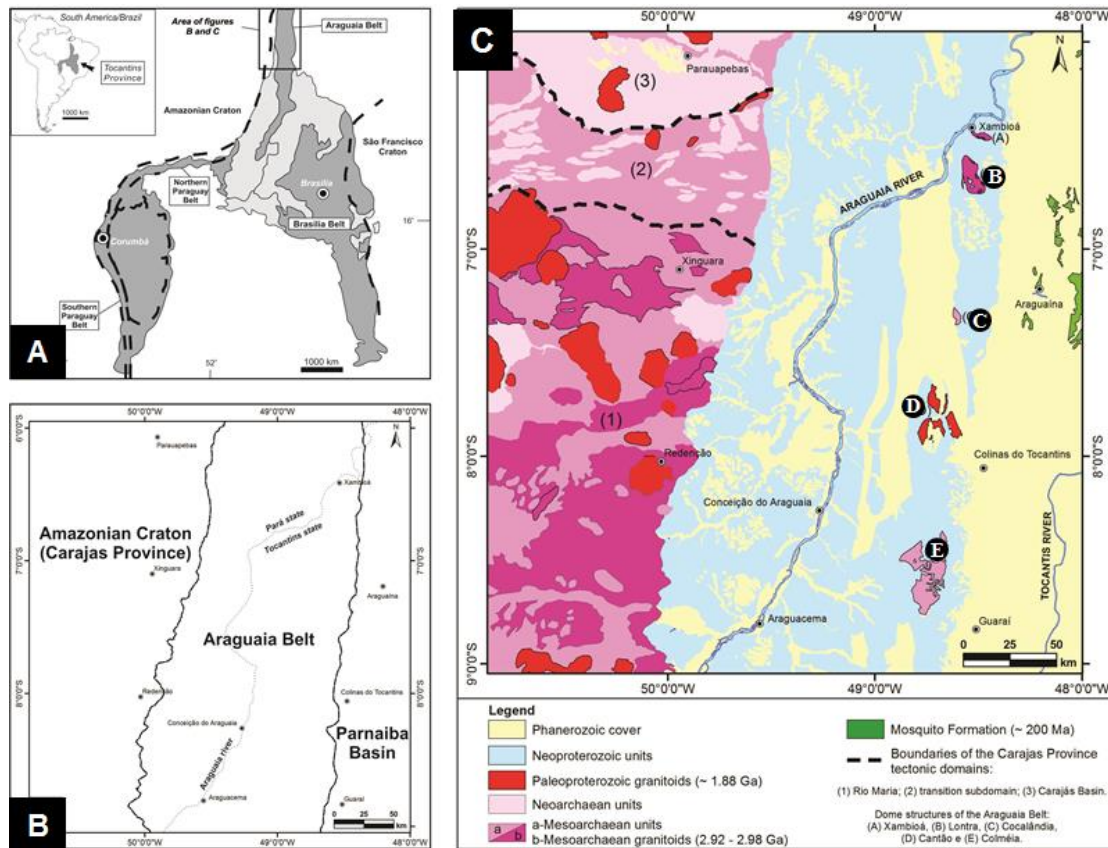


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo (modificado de Moura & Gaudette, 1993b). **(A)** Cinturão do Araguaia, juntamente com os cinturões do Paraguai e Brasília na parte central do Brasil; **(B)** limites a oeste (Cráton Amazônico) e a leste (Bacia do Parnaíba); **(C)** detalhe das estruturas dômicas. Os círculos pretos indicam os domos que foram estudados neste projeto: B) Lontra, C) Cocalandia, D) Cantão e E) Colmeia.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foram analisados 215 grãos de zircão através de TTF. De maneira geral é possível distinguir em todas as amostras apresentam picos majoritários de idades 200 Ma e 500 Ma, e um grupo subordinado de idades entre 300 e 400 Ma.

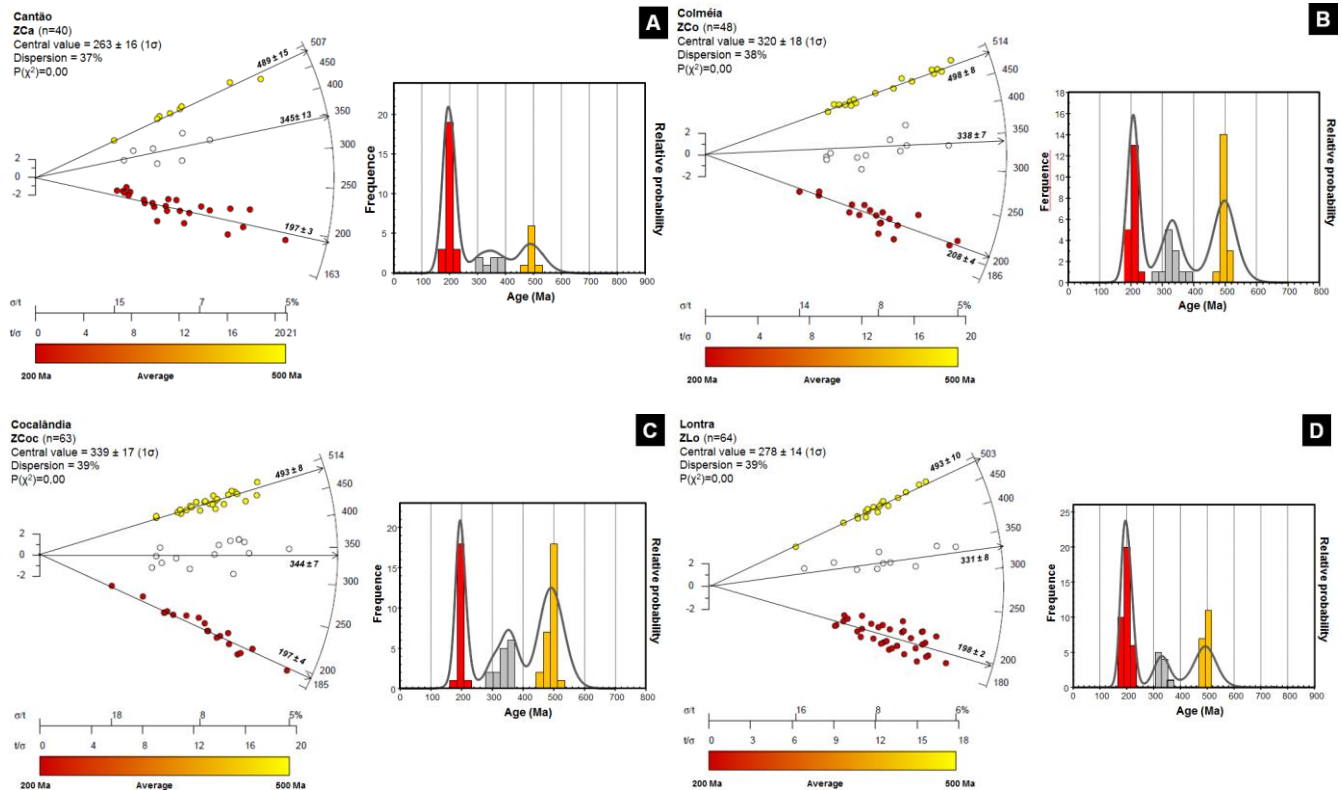


Figura 2: Radial Plot e histograma das idades TTF das amostras Cinturão Araguaia

Os resultados obtidos via TTF para os cristais de zircão permitem identificar o registro de eventos tectônicos fanerozóicos nas rochas do cinturão do Araguaia. Com base em todas as idades TTF, foi possível distinguir as principais populações de idade em torno de 190-210 Ma, 330-360 Ma, 480-520 Ma nas amostras analisadas. As idades TTF mais antigas (480-520 Ma) são correlacionadas ao processo de exumação crustal e colapso orogenético no Cinturão Araguaia, após o pico metamórfico estimado entre 530 Ma e 500 Ma. A idade mais antiga (~ 530 Ma) para o metamorfismo do Cinturão do Araguaia foi obtida na borda recristalizada de um zircão do Granito Santa Luzia. Devido ao baixo valor da razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (0,01-0,06) essa recristalização é interpretada como de origem metamórfica (Moura et al., 2008). Por outro lado, a idade mais jovem sugerida para o metamorfismo do Cinturão Araguaia se baseia em dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfíbolitos (500 - 502 Ma) e biotita de micaxistos (497-505 Ma) do Grupo Estrondo (Pinheiro, 2016).

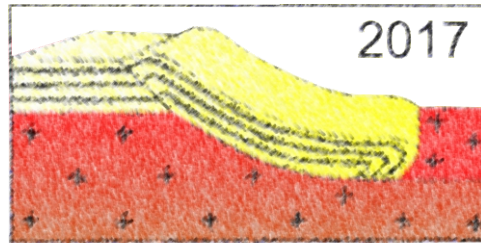
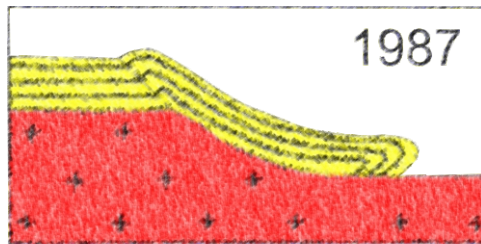
As idades intermediárias de 330-360 Ma podem ter relação aos processos iniciais que afetaram a margem oeste da América do Sul durante o evento Gondwanides (Dias et al., 2011) ou processo de denudação lenta nas antigas montanhas do Orógeno Araguaia.

Por sua vez, as idades mais jovens obtidas via TTF estão definidas com populações entre 190-210 Ma. Estes resultados representam um importante evento de aquecimento crustal ocorrido neste período seguido de um resfriamento. Este importante evento de aquecimento crustal é aqui relacionado à separação da América do Norte da América do Sul, com a formação da América Central e geração de magmatismo intraplaca em ambos os continentes. Na área de estudo e na Bacia do Parnaíba ocorre magmatismo básico intraplaca denominado de Formação Mosquito (figura 1C), com idades entre em 200-180 Ma. A extensão deste magmatismo foi significativa no território brasileiro chegando a formar espessas soleiras na bacia sedimentar do Amazonas (Wanderley Filho et al., 2006). Este magmatismo máfico estende-se para mais ao sul no território brasileiro onde, por exemplo, os derrames basálticos da Formação Tapirapuã (206 ± 6 Ma - Barros et al., 2006) estão associados com sucessões sedimentares da Bacia dos Parecis (Bahia et al., 2007), situada a SW da área de estudo. Estes dados são consistentes com a hipótese que relaciona a geração de hidrocarbonetos na Bacia do Parnaíba e do Amazonas com este evento magmático (Wanderley Filho et al., 2006).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmin, F.F., (2015). Geological background: A Tectonic panorama of Brazil. In: Vieira, B.C. Salgado, A.A.R., Santos, L.J.C. (Eds). Landscapes and Landform of Brazil. Springer. 9-17.
- Bahia, R. B. C. et al., (2007). Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37, 4:639-649.
- Barros, M.A.S. et al., (2006). Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil) *Pesquisas em Geociências*, 33:71-77.
- Bordalo, R.A., (2016). **Estudo estrutural e geocronológico do domínio norte da Faixa de Dobramentos Araguaia**. Master dissertation. Universidade de Campinas/UNICAMP, Campinas, Brasil.
- Carter, A. & Gallagher, K. (2004). Characterising the significance of provenance on the inference of thermal history models from apatite fission track data – A synthetic data study. *In: Detrital thermochronology – Provenance analysis, exhumation, and landscape evolution of mountain belts.* (Editors: Bernet, M. and Spiegel, C.). GSA Special Paper 378, 7-23.
- Donelick, R. A. et al., (2005). Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 58, 49-94.
- Hasui, Y. et al., (1980). Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriu, Soc. Bras. Geol., 5:2659-2667.
- Herz, N. et al., 1989. The Araguaia Fold Belt, Brazil: A reactivated Brasiliano-Pan-Africano cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Research*, 42:371-386.
- Moura, C.A.V. et al., (2008). U-Pb zircon age of the Santa Luzia Granite: Constraints on the age of metamorphism of the Araguaia Belt, Brazil. VI South American Symposium on Isotope Geology. San Carlos de Bariloche, CD-ROM.
- Moura, C. A. V. & Gaudette, H. E. (1999). Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: SINHA, A. K. (ed.) *Basement Tectonics 13*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 155–178.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. (1993b). Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, North - Central Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro Geoquímica, 4, Brasília, Resumos Expandidos, 232-234.
- Pinheiro, B. L. S. (2016). **Petrologia e Geotermobarometria das rochas metamórficas do Cinturão Araguaia: região de Xambioá-Araguanã (TO)**. PhD. Thesis. UFPA, Brasil.
- Souza, A.C.C., Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., (1985). Petrologia do gnaiss Cantão: implicações na evolução da faixa de dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo (GO). *Rev. Bras. Geociências*. 15:300-310.
- Wanderley Filho, J.R.; Travassos, W.A.S.; Alves, D.B., (2006). O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas – herói ou vilão. *Boletim de Geociências Petrobras*, 14:177-184.

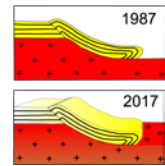
Apoio: Fundação de Amparo a Pesquisa, FAPESP (processo 2014/13792-5)



XVI SNET/X IST

SESSÃO 03

NEOTECTÔNICA



LINEAMENTS AND TECTONICS OF THE SÃO PEDRO AND BOTUCATU RIDGE REGION – SOUTHEASTERN BRAZIL

Marcos Roberto Pinheiro¹, Paola Cianfarra², Francesco Salvini³

¹ Laboratory of Pedology - Department of Geography of the University of São Paulo, m3279574@usp.br

² Laboratory of Quantitative Geodynamics and Remote Sensing – Roma Tre University, paola.cianfarra@uniroma3.it

³ Laboratory of Quantitative Geodynamics and Remote Sensing – Roma Tre University, francesco.salvini@uniroma3.it

ABSTRACT

The role of tectonics on the Brazilian landform has been demonstrated since the classical studies of Ruy Osorio de Freitas, Francis Ruellan and Aziz Ab'Sáber. However, it has been difficult to recognize the tectonic signature on the landscape in some regions, such as the Northeastern border of the Paraná Basin, considering that the outcropping faults have very small displacements and few kinematic indicators (i.e. slickensides) due the rheology of rocks (sandstones and unconsolidated sediments). In this context, the lineament domain analyses revealed an effective tool to unravel the tectonic evolution of a region, in fact lineaments reflect the geodynamic setting of the study area. This research presents the preliminary results of the lineament domain analysis of the São Pedro and Botucatu ridge region, close to the Northeastern border of the Paraná Basin (Brazil) that allowed determining the main structural trends, the upper crustal stress field, and the relations between these structures and the geological-geomorphological development of the area. The lineaments were automatically detected by SID software on the SRTM dataset (1 arc second spatial resolution), which were previously processed by Envi™ software. The detected lineaments were statistically analyzed by the Daisy software to identify the main azimuthal trends and compared with the field data surveyed in the São Pedro ridge region. The main lineament trends of the Botucatu and São Pedro region are NW-SE and NE-SW. Field structural data (faults and fractures) cluster around the same NW-SE and NE-SW directions suggesting their relations with the lineament domains, despite the difference of scale among these features. Following Wise et al. (1985) NW-SE and NE-SW lineament domains are parallel to the maximum horizontal (σ_1) and minimum horizontal (σ_3 or σ_2) crustal stress, respectively. This setting with two almost perpendicular main trends can be either interpreted as belonging to a systematic/non-systematic crustal deformation or to the occurrence of two separate geodynamic settings either in succession or, alternatively coeval. The first geodynamic setting with systematic/non-systematic lineament domain may relate to an overall extensional environment or to a regional arching resulting either from a NW-SE (crustal) tectonic compression or from a regional E-W trending strike-slip corridor whose right-lateral sense of shear create the NW-SE compression. The second geodynamic setting relates the development of the two lineament domains to a two different tectonic events that can be successive with time or alternatively coeval. In the first case includes the activity of a E-W shear zone inverted from an older left lateral movement to a more recent right-lateral one. The latter scenario implies the existence of a regional NE-SW main horizontal compression that combines with the discontinuous or successive activity of an E-W right-lateral shear zone.

Key-words: Lineaments, Tectonics, Paraná Basin

INTRODUCTION

The role of tectonics on the Brazilian landform has been demonstrated since the classical studies of FREITAS (1951), which also highlighted the role of the Cenozoic Tectonics. More recent studies have proved that Neotectonics, the current tectonic regime since Neogene (HASUI, 1990), also has an important influence on the landform development of Brazil.

Despite this information on Tectonics of the intraplate Brazilian territory, it has been difficult to understand its influence in some regions, such as in the border of the Northeastern Parana Basin, a large Paleozoic sedimentary basin in the central-eastern region of the South America Plate. In this region, faults generally present very small displacements and the kinematics indicators (i.e. slickensides) are inconspicuous

due rheology of the outcropping rocks (BJORNBERG, 1969; PINHEIRO & QUEIROZ NETO, 2015), thus complicating the inference of the (paleo) stress-fields. In these cases, tectonic studies are efficiently supported by other techniques of research, such as lineament domain analysis, that revealed particularly suited to unravel the tectonic framework of intraplate regions (Cianfarra and Salvini, 2014 and Cianfarra and Salvini, 2015), considering that, according to SALVINI et al. (1979) and CIANFARRA & SALVINI (2015), lineament domains are geodynamics effects of the active crustal stresses. In particular the main lineament domain of a region lies parallel to the maximum horizontal stress compression (that is, σ_1 in compressional and strike-slip tectonics, or σ_2 in extensional tectonics). In this way, lineament domain analyses are the base for the preparation of crustal stress models. The aim of this research is the study of the lineament domains of the São Pedro and Botucatu ridge region (figure 1), close to the Northeastern border of the Parana Basin, in order to determine the main lineament trends, the related crustal stress-fields, and the relations between these last and the geological-geomorphological evolution of the region.

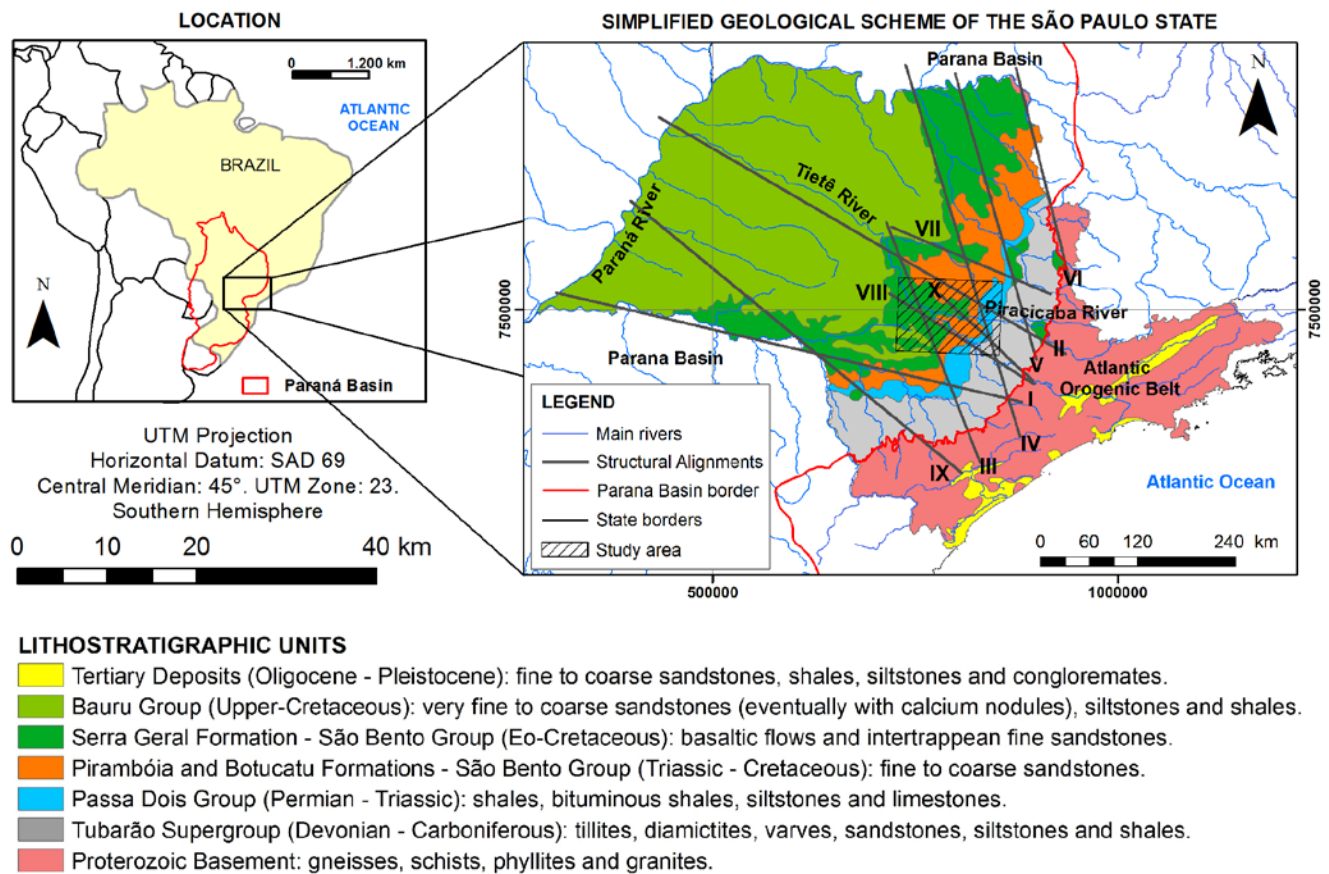


Figure 1: Location of the study area and simplified geological scheme of the São Paulo State. Source: Geological survey: ALMEIDA et al, 1981; Structural alignments: RICCOMINI, 1995.

STUDY AREA

The study area is at the transition between two large morpho-sculptural units, the Western Plateau and the Paulista Peripheral Depression. The plateau is formed by Eo-Cretaceous basalt flows of the Serra Geral Formation and fine aeolian sandstones of the Botucatu Formation, whereas the sector of the depression in the

study area is formed by fine to conglomerated sandstones of the Pirambóia Formation. According to many researches (i.e. SAAD, 1997), large NE-SW and NW-SE structural lineaments (mega-structural features) cross the Paulista Peripheral Depression and the Western Plateau. HASUI et al. (1993) considered that the NW-SE features are newer and their movement displaced and rotated the NE-SW structures. On the other hand, RICCOMINI (1995) considered that the main alignments are NW-SE, NNW-SSE and WNW-ESE directions.

METHODOLOGY

This research was performed at both regional and local scales. The regional analysis involves the Botucatu and São Pedro regions, whereas the local one is focused in the São Pedro area. The lineaments were identified on the DEM (Digital Elevation Model) of the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, 2000) data, whose spatial resolution is approximately 30 m/px at this latitude (1 arc-second). Shadow images according to 4 synthetic lighting conditions (direction 0°, 45°, 90° and 135° and elevation 20°) were generated. These images were processed with the Envi™ software, converted to grayscale and exported to bmp format. The lineaments were detected in these images by the SID 3 software, cumulated into databases and statistically analyzed by the Daisy software (SALVINI et al. 1999). Finally, field campaigns were realized in the São Pedro region (local scale area) in order to collect structural data.

RESULTS, DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The data presented (figure 2) suggest that the main lineament trends of the Botucatu and São Pedro region is NW-SE and NE-SW. These trends are dominant in the most part of the regions, presenting some local deviations due local factors, such as lithological variations, anisotropy of rocks and fault-crossing. The NW-SE direction is the most important, considering that it is the most frequent and defined and its scattering is lower. The NE-SW direction is characterized by higher standard deviation.

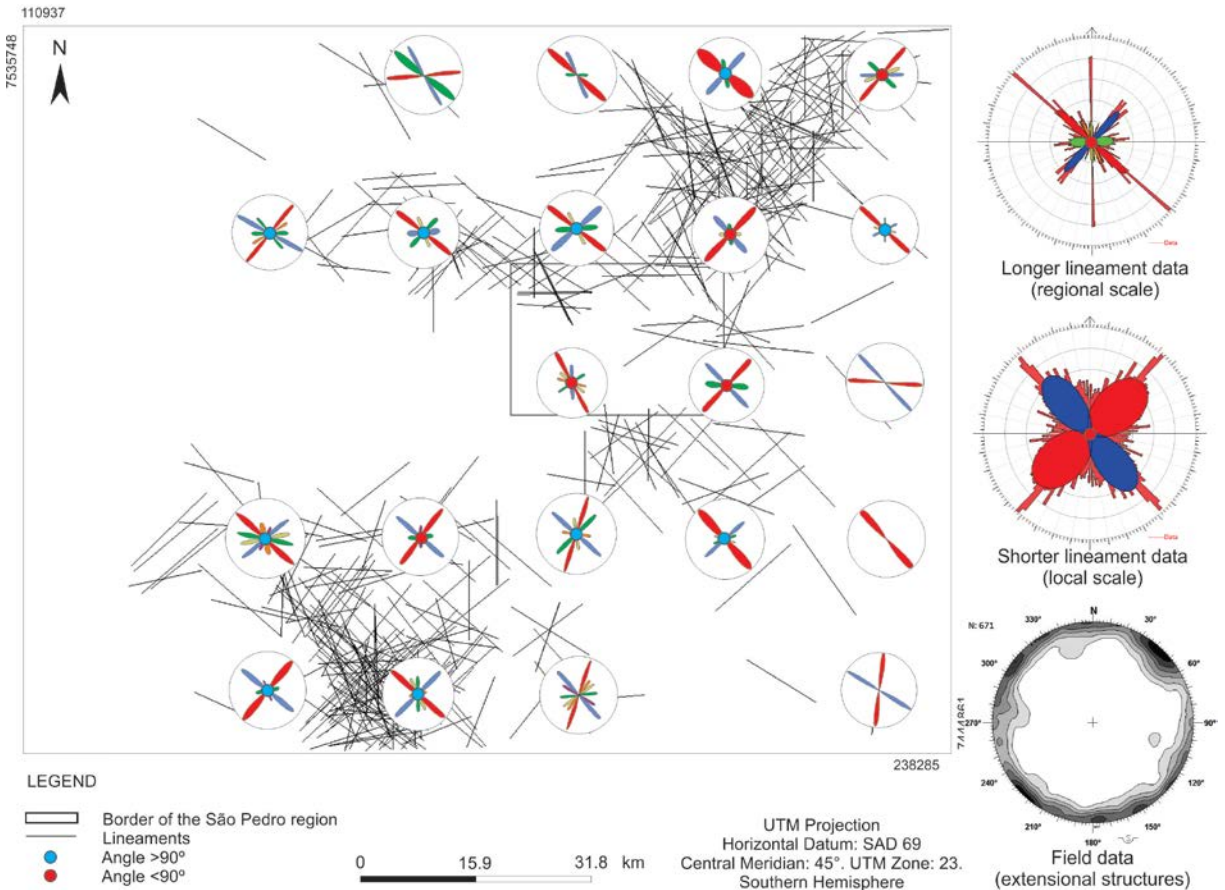


Figure 2: Lineaments of the Botucatu and São Pedro ridge region and field data of extensional structures.

The field structural data (figure 2) from the São Pedro region shows the similar main azimuthal trend found from the lineament analysis, despite the difference of over three order of magnitude in dimension between these features. The NW-SE direction of the field data is very well defined in the stereographic projection and more frequent than the other directions. The NE-SW trend is still present and other trends (NNE-SSW and ESE-WNW) are very scattered in the NE quadrant. All these data present the same orientation of the main lineaments of the Parana Basin as a whole, identified by ZALÁN et al. (1990).

This setting with two almost perpendicular main trends can be either interpreted as belonging to a systematic/non-systematic crustal deformation or to the occurrence of two separate geodynamic settings either in succession or, alternatively coeval. The first geodynamic setting with systematic/non-systematic lineament domain may relate to an overall extensional environment or to a regional arching resulting either from a NW-SE (crustal) tectonic compression or from a regional E-W trending strike-slip corridor whose right-lateral sense of shear creates the NW-SE compression (figure 3). The second geodynamic setting relates the development of the two lineament domains to a two different tectonic events that can be successive with time or alternatively coeval. In the first case includes the activity of an E-W shear zone that inverted from an older left lateral movement to a more recent right-lateral one. The latter scenario implies the existence of a regional NE-SW main horizontal compression that combines with the discontinuous or successive activity of an E-W right-lateral shear zone.

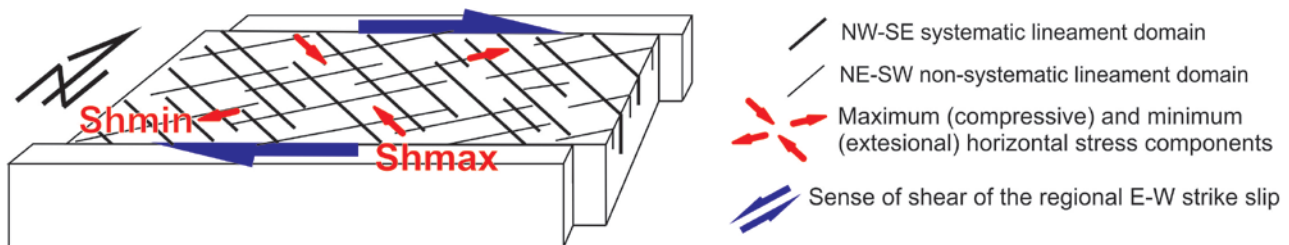
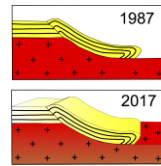


Figure 3: Tectonic model considering a regional E-W trending strike-slip corridor whose right-lateral sense of shear creates the NW-SE compression.

REFERENCES

- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., PONÇANO, W. L., DANTAS, A. S. L., CARNEIRO, C. D. R., MELO, M. S., & BISTRICHI, C. A. (1981). Mapa Geológico do Estado de São Paulo [Map - 1:500,000 scale].
- BJORNBERG, A. J. S. (1969). Contribuição ao estudo do cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia. (Unpublished titular-professor thesis) – São Carlos School of Engineering – University of São Paulo – Brazil.
- CIANFARRA, P. & SALVINI, F. (2015). Lineament Domain of Regional Strike-Slip Corridor: Insight from the Neogene Transensional. *Pure Appl. Geophys.* 172(5), pp. 1185-1201.
- FREITAS, R. O. (1951b). Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. *Rev.Bras.Geogr. RJ.* XIII(2):171-222.
- HASUI, Y. (1990). Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica do SE do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990. *Anais do SBG/MG. Boletim* 11, p. 1-32.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. (1993). Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, v. 12, p. 7-31.
- PINHEIRO, M.R., & QUEIROZ NETO, J.P. (2015). Neotectônica e evolução do relevo da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba – Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16 (4), 593-613.
- RICCOMINI, C. (1995). Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas. (Unpublished Free-docent Thesis) Institute of Geosciences. University of São Paulo – Brazil.
- SAAD, A. R. (1997). Análise da produção técnico-científica. 150 f. (Unpublished Free-docent Thesis) - Institute of Geosciences and Exact Science of UNESP, Rio Claro - Brazil.
- SALVINI, F., AMBROSETTI, P.L., CONTI, A.M., CARRARO, F., FUNICIELLO, R., GHISSETTI, A., PAROTTO, M., PRATURLON, A., VEZZANI, L. (1979). Tentativi di correlazione tra distribuzioni statistiche di lineamenti morfologici ed elementi di neotettonica, *Contr. Prel. Carta Neotettonica d'Italia*, pubbl. n. 51 P.F. Geodinamica, CNR.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras, p. 135-164.



ANÁLISE 3D DA DEFORMAÇÃO TECTÔNICA CENOZOICA EM AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO PINDAMONHANGABA (BACIA DE TAUBATÉ, RIFT CONTINENTAL DO SUDESTE DO BRASIL)

Cheyenne Campos da Silva¹, Claudio Limeira Mello², Aline Theophilo Silva³, Mathieu Moriss⁴

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia, IGEO/UFRJ – e-mail: cheyennegeol@gmail.com

² Departamento de Geologia, IGEO/UFRJ – e-mail: limeira@geologia.ufrj.br

³ PETROBRAS/CENPES – e-mail: alinet@petrobras.com.br

⁴ Paradigm – e-mail: mathieu.moriss@pdgm.com

1. INTRODUÇÃO

O Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB - Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004) é reconhecido como a feição geotectônica cenozoica mais notável do Sudeste brasileiro, destacando-se por seus aspectos estruturais, estratigráficos e geomorfológicos. Constitui também uma importante referência para o entendimento da evolução tectonossedimentar cenozoica da margem oceânica adjacente, onde estão localizadas importantes bacias petrolíferas.

A Bacia de Taubaté corresponde a um hemigráben de idade eocênica, que compõe, juntamente com as bacias de Volta Redonda, Resende e São Paulo, o segmento central do RCSB. Sua origem está relacionada a um evento distensivo de orientação NW-SE (evento E1), e sua evolução envolve quatro fases tectônicas deformadoras (eventos TS, TD, E2 e C), associadas a regimes de transcorrência, distensão e compressão, neogênicos e quaternários (Riccomini *et al.*, 2004). O primeiro evento deformador, ocorrido no Mioceno, foi caracterizado como um regime de transcorrência sinistral de orientação E-W, com direção de máxima distensão NW-SE e máxima compressão NE-SW. O segundo, de idade neogênica a quaternária, é caracterizado por uma movimentação transcorrente dextral de direção E-W, cujas máximas componentes distensiva e compressiva têm orientação, respectivamente, NE-SW e NW-SE, invertidas em relação à fase anterior (TS). O terceiro evento deformador ocorreu no Pleistoceno tardio/Holoceno, apresentando distensão variando de E-W a WNW-ESE. O último evento tectônico, de idade holocênica, tem caráter compressivo, com orientação aproximadamente E-W, correspondendo a esforços que ocorrem atualmente na bacia.

No preenchimento sedimentar da Bacia de Taubaté, a Formação Pindamonhangaba representa o registro de um sistema fluvial meandrante de idade miocênica a pliocênica, que se instalou em um momento de quiescência tectônica, ocorrido logo após o evento TS. Constitui-se basicamente de camadas tabulares a lenticulares extensas de arenitos (médios a grossos), siltitos e argilitos (maciços a laminados) - Riccomini (1989).

O objetivo do presente estudo foi a caracterização da deformação tectônica rúptil em afloramento da Formação Pindamonhangaba localizado no km 122 Norte da Rodovia Presidente Dutra, entre as cidades de Taubaté e Caçapava, integrando ferramentas numéricas de modelagem geológica às tradicionais técnicas de análise de afloramentos. Esse afloramento foi selecionado por sua complexidade estrutural, destacada por Riccomini (1989), e sua relevância para a reconstituição da história deformacional da bacia. Buscou-se, a partir da análise detalhada dos padrões estruturais superpostos, contribuir para a interpretação da história de deformação neotectônica no afloramento.

2. METODOLOGIA

O estudo foi iniciado com a elaboração de seção geológica a partir da interpretação de fotomosaico e checagem em campo, com a coleta de dados estruturais (pares falha/estria). Estes dados foram classificados com base na orientação, estilo estrutural (normal, transcorrente sinistral, transcorrente dextral, reversa) e unidade estratigráfica afetada.

Em seguida, foi realizada a análise de paleotensões em estereogramas Schmidt-Lambert (hemisfério inferior), com a aplicação do Método dos Diedros Retos (Angelier & Mechler, 1977), e posterior análise no programa *Win Tensor 5.0.7* (Delvaux & Sperner, 2003).

Por fim, foi construído o modelo geológico 3D do afloramento utilizando o programa *SKUA-GOCAD* (*Subsurface Knowledge Unified Approach – ©Paradigm*), com o objetivo de alcançar o melhor entendimento da distribuição e relação espacial das falhas e camadas sedimentares. O *SKUA-GOCAD* é um programa comercial utilizado na indústria petrolífera para a caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos, criando modelos geológicos completos (estratigráfico e estrutural), integrando dados de propriedades das rochas e de falhas. Os dados de entrada para o *SKUA-GOCAD* são usualmente obtidos da interpretação de dados sísmicos 2D ou 3D, perfis stratigráficos e elétricos de poços, análises em laboratório a partir de testemunhos e amostras laterais de poços e dados de modelagens numéricas do comportamento hidráulico das falhas e fraturas. No presente estudo, a base inicial para a modelagem 3D foi a seção geológica elaborada a partir da interpretação do fotomosaico.

3. RESULTADOS

O afloramento apresenta dois conjuntos litológicos bem distintos (Figura 1A): i) depósitos da Formação Pindamonhangaba, caracterizados por camadas tabulares a ocasionalmente lenticulares de folhelhos arroxeados a avermelhados, com intercalações de camadas lenticulares a tabulares de arenitos esbranquiçados a amarelados; e ii) depósitos areno-argilosos castanho-amarelados, relacionados à cobertura sedimentar neogênica/quaternária. O contato entre estes conjuntos litológicos é marcado por um nível conglomerático, na base da cobertura areno-argilosa. Estes conjuntos encontram-se seccionados e deslocados por falhas principalmente de caráter normal, produzindo um expressivo padrão horste e gráben. Uma destas falhas coloca em contato lateral os dois conjuntos litológicos observados. Falhas transcorrentes também controlam de forma significativa os elementos geométricos identificados, como o bloco em “V” na porção central do afloramento. Para a modelagem 3D realizada neste trabalho (Figura 1B), optou-se por considerar apenas a deformação na Formação Pindamonhangaba, não incluindo a porção da cobertura neogênica/quaternária, devido à ausência desta unidade mais recente na maior parte do afloramento, impossibilitando a sua correlação ao longo da seção geológica elaborada.

Um aspecto a ser destacado é que a camada arenítica mais basal da Formação Pindamonhangaba aparentemente não se encontra deformada, conforme já descrito por Riccomini (1989). Observações efetuadas em um afloramento no lado oposto da rodovia (km 122 Sul) permitiram confirmar que arenito exposto na base não está afetado por falhas e que a camada de folhelhos imediatamente acima deste se comporta como uma superfície de descolamento (Figura 1C).

Ao todo, foram obtidas 64 medidas estruturais (de fraturas e acamamento sedimentar), sendo 49 pares falha/estria afetando não apenas a Formação Pindamonhangaba como também a cobertura sedimentar mais recente. A análise estrutural e de paleotensões permitiu enquadrá-los em dois grupos distintos: o primeiro grupo inclui 8 pares falha/estria (3 falhas normais e dextrais NW-SE; 1 falha normal NW-SE; 2 falhas normais e sinistrais NNW-SSE e NNE-SSW; e 2 falhas sinistrais e reversas NE-SW); o segundo grupo inclui 36 falhas normais NNE-SSW, NNW-SSE e NE-SW, e 5 falhas oblíquas normais e dextrais NNW-SSE e NNE-SSW. As falhas do primeiro grupo são associadas a um campo de paleotensões com compressão máxima NW-SE e compressão mínima NE-SW. Os planos de falha reunidos no segundo grupo são relacionados a um campo distensivo WNW-ESE, ao qual é atribuída a configuração geométrica geral do afloramento. Em alguns planos de falha, foram identificadas relações de superposição de estrias, indicando movimentação normal superposta a uma movimentação transcorrente.

A modelagem geológica 3D foi uma importante ferramenta para a análise e interpretação dos dados estruturais e para a caracterização deformacional do afloramento, reproduzindo, em geral, muito bem o resultado da seção interpretada (Figura 1B), melhorando a visualização das feições geológicas e permitindo a percepção de possíveis incoerências na interpretação tectonoestratigráfica. A partir das inconsistências geológicas identificadas durante a construção do modelo, foi possível buscar soluções para aprimorar a interpretação do afloramento e do próprio modelo numérico. O objeto final representa a idealização de camadas deformadas, de acordo com os dados inseridos dentro do programa, com base nos conceitos da geologia estrutural e da estratigrafia.

4. CONCLUSÕES

A análise estrutural do afloramento investigado resultou na identificação de estruturas relacionadas a dois eventos de deformação tectônica quaternários, afetando tanto os depósitos da Formação Pindamonhangaba quanto a cobertura neogênica/quaternária. Estes eventos neotectônicos podem ser correlacionados aos regimes de Transcorrência Dextral E-W (TD) e de Distensão WNW-ESE (E2) do modelo de Riccomini (1989) e Riccomini *et al.* (2004), respectivamente datados do Pleistoceno/Holoceno e Holoceno. Na configuração do afloramento, destaca-se a estruturação relacionada à tectônica distensiva (geometrias de grábens e horstes), associada ao evento E2. Entretanto, o bloco com geometria em “V” presente na porção central da seção, que representa o aspecto estrutural de maior destaque no afloramento, pôde ser caracterizado como registro de movimentação transcorrente, com posterior reativação normal. Esta relação de superposição de eventos tectônicos pôde ser identificada em diversos outros planos de falha medidos e é responsável pela complexidade estrutural do afloramento. Os resultados alcançados concordam com aqueles apresentados por Riccomini (1989) para a descrição e interpretação desse afloramento.

Os dados obtidos no presente estudo forneceram informações adicionais para a interpretação estrutural da área, sugerindo que o fato de as camadas na base do afloramento não estarem deformadas relaciona-se a uma superfície de descolamento apoiada em um intervalo de folhelhos imediatamente em contato com a camada de arenito basal.

A inclusão da modelagem geológica 3D na metodologia de análise da deformação do afloramento foi de fundamental importância para solucionar problemas de interpretação, através de uma melhor representação espacial das estruturas tectônicas e das camadas sedimentares.

Agradecimentos: CENPES/PETROBRAS, ©Paradigm, CCR/Nova Dutra, PRF (Delegacia de Taubaté).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droit. Bulletin Société Géologique de France, n. 19, p. 1309-1318.

DELVAUX, D. & SPERNER, B. 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: New Insights into Structural Interpretation and Modelling (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.

RICCOMINI, C. 1989. O *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.

RICCOMINI, C.; SANT’ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Ed.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, p. 383-405.

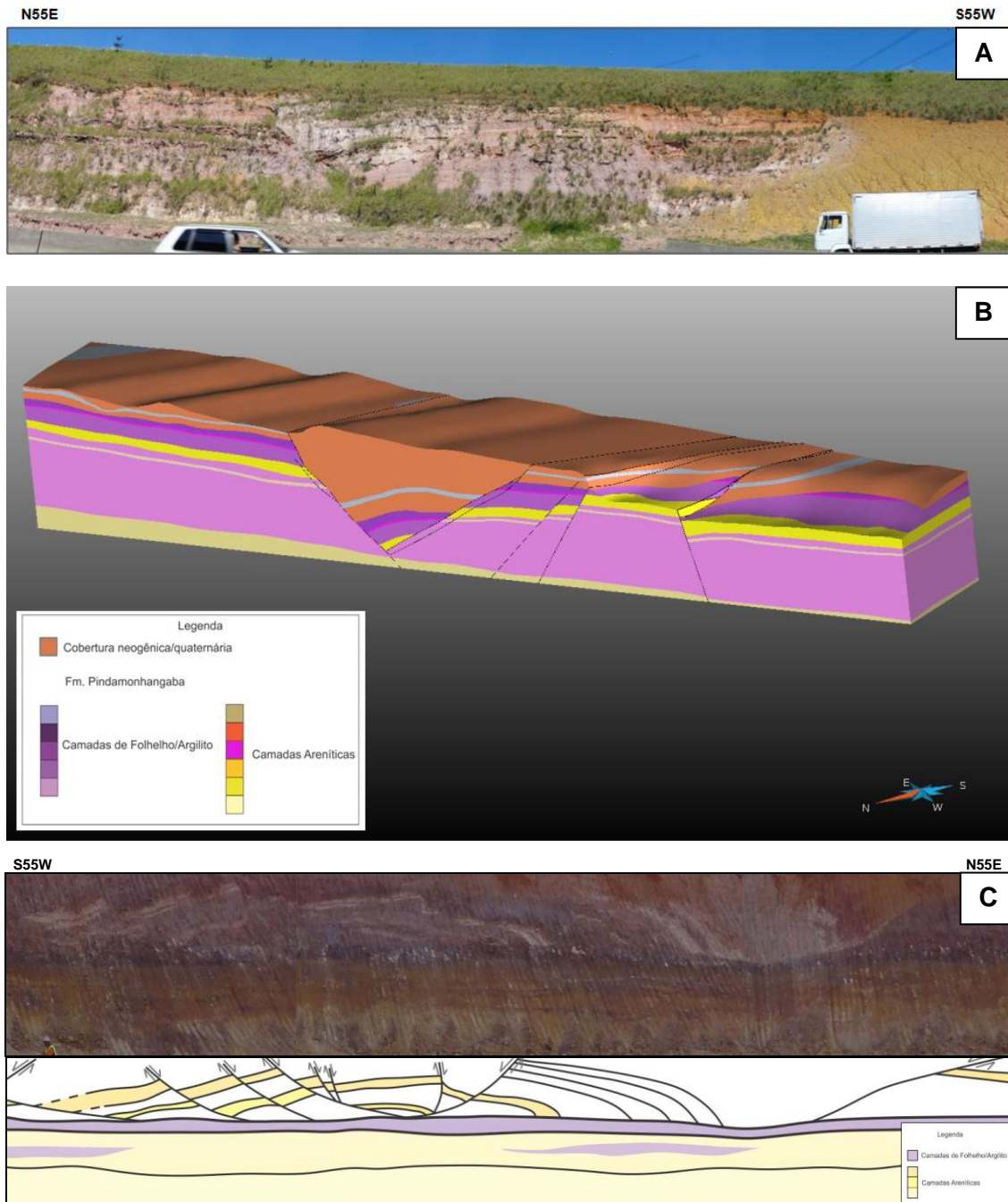
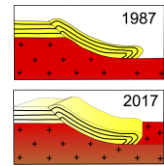


Figura 1: (A) Fotomosaico do afloramento investigado no km 122 Norte da Rodovia Presidente Dutra, entre as cidades de Taubaté e Caçapava, destacando-se o contato lateral, por falha, entre os depósitos da Formação Pindamonhangaba e a cobertura areno-argilosa amarelada. (B) Modelo geológico 3D elaborado para o afloramento acima, a partir da interpretação do fotomosaico, sem incluir a cobertura areno-argilosa. Destaca-se o padrão de grábens e horstes. (C) Fotomosaico e interpretação de afloramento no km 122 Sul da Rodovia Presidente Dutra. Notar que o intervalo arenítico da base não está deformado (ver discussões no texto).



FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM RADARGRAMA DE DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO RESENDE (BACIA DE VOLTA REDONDA, RJ)

Verônica de Carvalho Batista¹, Claudio Limeira Mello², Alípio José Pereira³, Amilsom Rangel Rodrigues⁴

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia, IGEO/UFRJ – veronicacbatis@gmail.com

² Departamento de Geologia, IGEO/UFRJ – limeira@geologia.ufrj.br

³ PETROBRAS/CENPES – alipiopereira@petrobras.com.br

⁴ COPPE/UFRJ- amilsomrr@gmail.com

INTRODUÇÃO

O GPR (*Ground Penetrating Radar*) é um método geofísico de alta resolução que utiliza a emissão de ondas eletromagnéticas de alta frequência (10 - 1000 MHz), sendo empregado com sucesso em investigações rasas, permitindo a identificação de feições de pequeno porte, com alto grau de detalhe. Os dados geofísicos provenientes deste método, quando integrados a dados sedimentológicos, estratigráficos e estruturais, possibilitam a modelagem de afloramentos como análogos a reservatórios, utilizando a escala de afloramento para simular geometrias e modelos de fluxos em reservatórios.

No presente trabalho, a aplicação do GPR foi voltada para a caracterização de estruturas de deformação rúptil em um afloramento da Formação Resende localizado nas proximidades da borda de falha da bacia de Volta Redonda (Segmento Central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil), com a finalidade de subsidiar a modelagem de materiais análogos a reservatórios siliciclásticos pouco consolidados e fraturados.

MATERIAL E MÉTODO

O afloramento estudado foi previamente descrito por Maciel (2016), que elaborou uma seção geológico-estrutural e perfis litológicos que serviram como base para a interpretação do radargrama.

Foi adquirida uma seção de GPR de 45 metros de comprimento, com o uso de antenas de 200 MHz, através do emprego da técnica de afastamento constante de antenas. O equipamento utilizado é do modelo GSSI/SIR 3000 – *Geophysical Survey Systems Inc.*, com o console de propriedade do LAGEF/UFF (Laboratório de Geografia Física, Universidade Federal Fluminense) e antenas de propriedade da PETROBRAS/CENPES.

A etapa metodológica seguinte consistiu no processamento dos dados geofísicos, utilizando o *software* Radan. Foram realizados processamentos básicos para melhoria das linhas de GPR, como: correção do tempo zero; aplicação do filtro no domínio da frequência; aplicação do filtro passa-banda; ajuste de ganhos; e conversão do tempo em profundidade.

Após o processamento, foi realizada a interpretação dos dados de GPR, sendo distinguidas fácies de radar, unidades de radar e estruturas de deformação. As feições texturais e as feições estruturais influenciam as respostas do radar e produzem efeitos característicos nas observações do radargrama. Os mais comuns são: amplitude da reflexão; continuidade da reflexão; configuração da reflexão; e geometria (Van Overmeren, 1998).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A partir da descrição elaborada por Maciel (2016) - Figura 1A, além de observações efetuadas durante a etapa de aquisição dos dados geofísicos, pôde ser reconhecido o predomínio de intervalos de arenitos feldspáticos finos a grossos no afloramento estudado. Estes intervalos apresentam até 3 metros de espessura, com geometria lenticular extensa a tabular, em geral com estratificações cruzadas acanaladas, mas também podem ser maciços e laminados. São observados, ainda, intervalos lenticulares extensos a tabulares, com até 2 metros de espessura, de conglomerados sustentados pelos clastos, com arcabouço de seixos finos a grossos, estratificação horizontal ou cruzada acanalada e frequentes intraclastos argilosos; e intervalos lenticulares e tabulares de siltitos e argilitos maciços, de coloração esverdeada, com até 2 metros de espessura. O pacote sedimentar está interceptado por duas falhas principais (F1 e F2 - Figura 1A), de caráter normal, com orientação N70E e mergulhos opostos. Estas falhas, atribuídas a evento de distensão NW-SE de idade holocênica,

compartimentam o afloramento em três blocos, controlando ainda a cimentação dos depósitos por óxido de ferro.

O radargrama exhibe dois padrões de reflexão principais (Figura 1B). Na porção superior do radargrama, os refletores apresentam maior amplitude e maior continuidade, enquanto que, abaixo, verifica-se um padrão de reflexão com menor amplitude. A forte atenuação da reflexão na profundidade 5 metros pode ser associada ao intervalo mais espesso de argilitos. No geral, os padrões que exibem reflexões mais atenuadas e com menor amplitude podem ser correlacionados a pacotes com maior conteúdo de argila, enquanto os padrões que exibem reflexões com maior amplitude podem ser correlacionados a pacotes areníticos e conglomeráticos.

Diversas estruturas de deformação foram interpretadas com base na ruptura e descontinuidade dos refletores e padrões de reflexão. Estas feições geram também um padrão de reflexão próprio, que pode ser reconhecido pela presença de refletores crenulados e irregulares.

As quatro unidades de radar identificadas encontram-se limitadas por contatos litológicos e/ou por feições estruturais. Os refletores da unidade de radar “A” apresentam amplitude baixa na parte superior e amplitude alta na parte inferior, sendo esta unidade composta por uma intercalação de argilitos e arenitos finos no topo e uma intercalação de arenitos grossos e conglomerados na base. A unidade de radar “B” exhibe refletores com amplitude média a alta e é composta por uma intercalação de arenitos grossos e conglomerados. A geometria lenticular dos pacotes conglomeráticos pode explicar o aspecto mais descontínuo dos refletores desta unidade. A unidade de radar “C” possui refletores com baixa a alta amplitude e é composta por intercalações de arenitos grossos e conglomerados. A amplitude alta presente na parte inferior desta unidade se deve à presença de pacotes mais conglomeráticos. A unidade de radar “D” exhibe refletores com média a alta amplitude e é composta por uma intercalação de arenitos grossos e conglomerados. A presença de diversas estruturas de deformação condiciona o aspecto crenulado dos refletores nesta unidade.

CONCLUSÕES

As unidades de radar e os elementos deformacionais identificados a partir da interpretação do radargrama puderam ser relativamente bem correlacionados com a seção geológico-estrutural. Não foi possível correlacionar com precisão as falhas de menor rejeito, pois são abundantes tanto na seção geológico-estrutural quanto no radargrama, sendo, assim, difícil afirmar a posição de cada estrutura.

As feições estruturais se apresentam bem marcadas no radargrama, sendo identificadas através da ruptura e descontinuidade dos refletores. A presença de falhas e fraturas condicionou a feição irregular e crenulada dos refletores, gerando, assim, um padrão próprio de reflexão.

As falhas principais da seção geológico-estrutural (F1 e F2) não apareceram tão nítidas no radargrama. No caso da falha F1, isso se deve ao posicionamento da seção de radar e pela forte atenuação causada pelo intervalo argiloso mais espesso. Com relação à falha F2, a presença de material argiloso próximo à falha (*clay smear*) pode ter causado a atenuação dos refletores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MACIEL, I.B. 2016. Caracterização da deformação rúptil em afloramento da Formação Resende, Bacia de Volta Redonda (estado do Rio de Janeiro). *Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro, 44p..

VAN OVERMEREN, R. A. 1998. Radar Facies of unconsolidated sediments in the Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics*. 40 (1-3), 1-18.

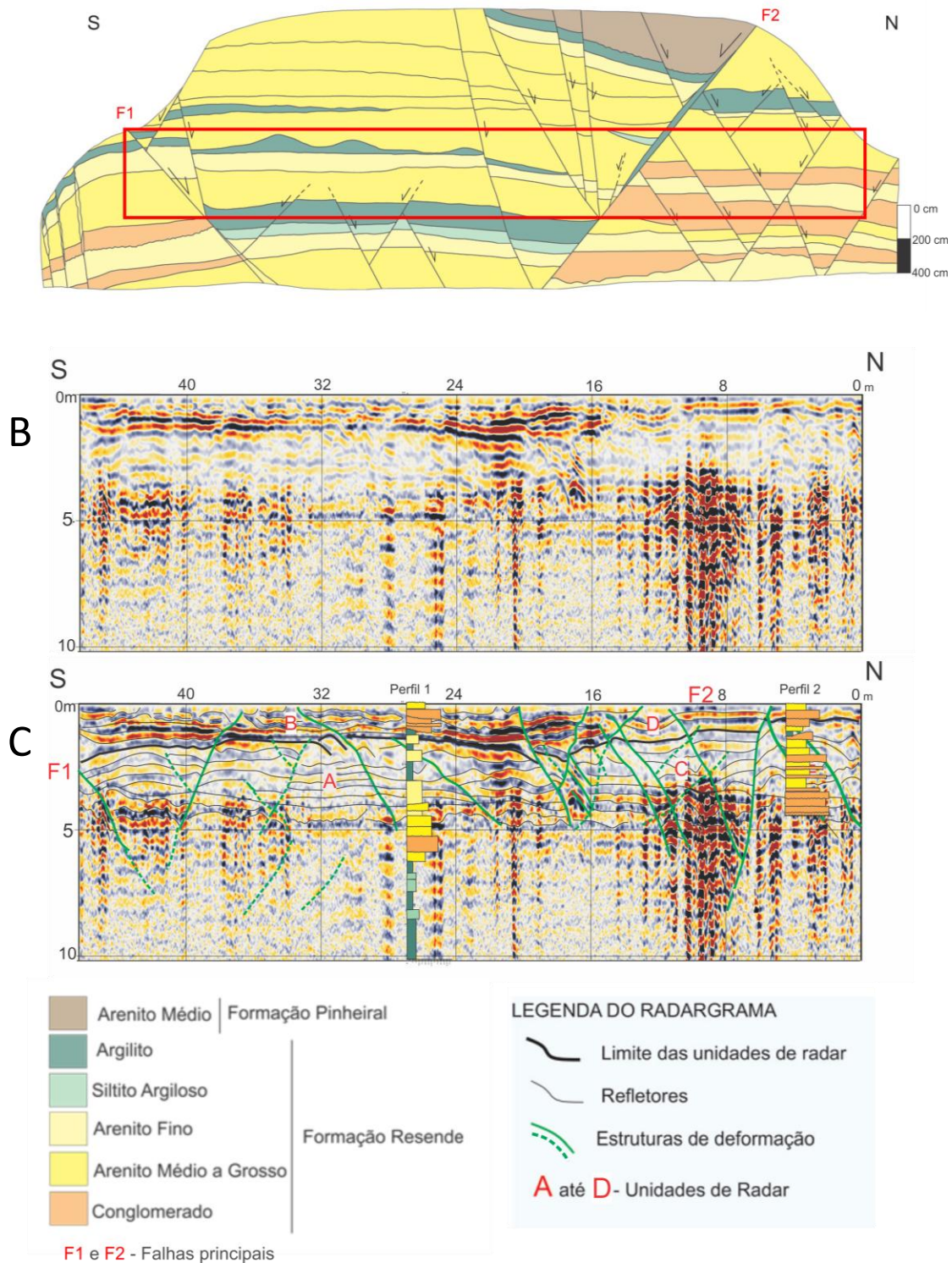
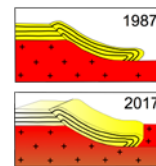


Figura 1: (A) Seção geológico-estrutural do afloramento estudado (Maciel, 2016), com a indicação da porção coberta pelo radargrama. (B) Radargrama não interpretado. (C) Radargrama interpretado, incluindo os perfis litológicos 1 e 2 (modificados de Maciel, 2016).



TELESEISMS REGISTERED IN SEISMOGRAPHIC STATION AQUIDAUANA - MS - BRAZIL IN 2015 YEAR

Danilo Cesar Silva Corrêa¹, Edna Maria Facincani¹, Tiago Gomes da Silva¹, Gustavo Marques e Amorim¹, Thamyres Lana Gehlen¹

¹ Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, e-mail: danilocesar.sc@hotmail.com

ABSTRACT

The study aims to identify, analyze and calculate teleseisms recorded by a seismographic station of Aquidauana (AQDB) in 2015. To determine the calculations, we used the programs SAC (Seismic Analysis Code) and Seisgram2k (Lomax, 2011). They identified 31 events, mainly from the Andean region, enabling an understanding of the seismic activity behavior, especially in western South America (Nazca and South American plates). Only events from Chile could be calculated. The values obtained by Mb were satisfactory and the reliability of AQDB station was suitable for recording teleseisms.

1 – INTRODUCTION

The Federal University of Mato Grosso do Sul is participating in the Integrated Seismographic Network of Brazil (BraSis), by the Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences (IAG) of the University of São Paulo (USP); according to Pirchiner et al., 2011, to understand the seismic activity and teleseisms, mainly in the Andean region, registered by the AQDB station.

The use of technologies for monitoring seismic activity has grown exponentially from the 90s and, nowadays, Brazil has a national monitoring network, the Brazilian Seismographic Network - RSBR, which derives from the Brazils network. It has 155 stations, specifically incorporated by the Seismograph Network of Southern and Southeastern Brazil - RSIS, under the coordination of the Ministry of Science, Technology, Innovation and Communications (MCTI) - National Observatory, the Seismograph Network of Northeastern Brazil - RSISNE, coordinated by the Federal University of Rio Grande do Norte, the BraSis, under the coordination of the Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences at the University of São Paulo, and Seismograph Network of the Centre and North of Brazil - RSCN, coordinated by the University of Brasília. The RSBR, as well as the predecessor networks, records events in real time, offering the public (Rgeotec, 2012; Brazilian, 2015).

Currently, the Mato Grosso do Sul seismological network comprises the Seismology Laboratory, belongs to the Institute of Physics and School of Engineering and Architecture and Geography (Faeng), it is composed of three permanent seismographic stations (Aquidauana - AQDB, Sonora - PPIB and Chapadão Sul C2SB). The type of recorded data follows an international standard known as miniSEED, characterized by being a product of SEED format, widely used in seismology, to save time series data. In simplified terms, the format resulting from a concatenation multiplexed to form a seismic event. The type of event, always in relation to the station position can be recorded and classified as teleseismic (distant earthquakes, more than 1500 km away), regional (earthquakes around 1000 km away) or local (earthquakes around 100 km away).

The type of event to be analyzed is an important factor, however, the quality of the records of the seisms are an extremely limiting factor. In a special way, there is a discrepancy between the number of events reported by international reports, the amount of events effectively at points of interest and events that present data to verify that/if the station actually recorded the earthquake (Rodrigues et al. 2012). Given this, it becomes clear that there is a need to check how efficient AQDB station is to record teleseismic events data.

In this work, there is special interest to identify, calculate and analyze the teleseisms obtained by the seismographic station of Aquidauana (AQDB) in 2015. More generally, teleseisms are earthquakes with far epicenter, where the epicentral distance is measured in km, or in degrees, corresponding to the measured angle

formed by terrestrial rays that pass through the epicenter and the recording station. Thus, choosing to seek teleseismic events assumes that they have a greater energy than other types of natural vibrations, in a large spectral signature amplitude of the environmental seismic vibrations spectrum. In this scenario, the teleseisms are ideal for events that have distances greater than 1500 km, where Mb magnitude scale is calculated using the P wave (Primary), which is the first wave to arrive at the station. Concern was also expressed in the quality control of the events reported by the National Earthquake Information Center (NEIC), which were recorded at the station and effectively confirmed after user analysis, aiming for a more effective control of the quality of events reported and recorded at the AQDB station.

2 – METHOD

The stages of work included the acquisition of data, the events display, identification of events in the NEIC web site and the calculation of the highlighted events, whose waves are sufficiently clear and evident to confirm real existence of a seismic event (teleseism).

The first step was the data acquisition, which was held directly in the data server of the Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences at the University of São Paulo - (IAG-USP), which is one of centralized institutions of seismic data BraSis project. At this stage, the Python Obspy Earthquake Tools script - POET (Collaço, 2016) was used, with the command: `$ Python poet.py -b 01/01/2015 -e 01/01/2016 6/10 -m -t 'BLAQDB'`

This command was used to select events hypothetically captured and recorded by the AQDB station, greater than 6.0 on the Richter scale in the period from 01/01/2015 to 31/12/2015. After the data acquisition, simplified confirmation of the events that occurred was performed through a simple "download" of the data event, the script does not download data that does not exist in the data servers.

In the second stage, there was a treatment of the downloaded event (Figure 1). This treatment includes an instrumental gain correction of the equipment, here represented by the gain factor of $4,07 \times 10^8$ sensor. After this, there was a viewing, redial and filtering of events in the SAC software (Tapley and Tull, 1992) and Seisgram2K (Lomax, 2011). At this point, markdowns and markups, in which assigned weights, ranging from 0% to 100%, sure the "mincing" indications of the waves P and S. The choices of filter and frequency band to be used are critical to the correct visualization of seismic events. In this work we chose the Butterworth filter (bp color) bandpass of frequencies from 0.3-0.8Hz, since this type of parameter prevents the cutoff values of interest, promoting "smoothing and harmonization" in the frequency display.

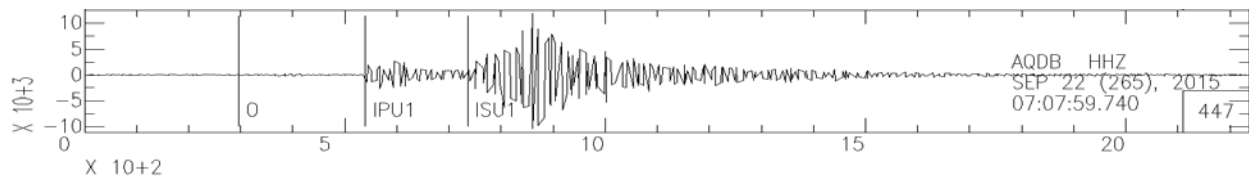


Figure 1 – Seismogram an event occurred in Chile's central region, latitude and longitude -31.40 -71.01, at 07h07min (UTC) on September 22, 2015, recorded in AQDB station.

Lastly, the calculation of magnitudes was performed, thereafter we compared the results with the data from NEIC. It was done after delimiting the arrival times of P and S waves, filtering and removing the gain of the station, and finding the value of the amplitude of the P wave of each event. Specifically, between the P and S waves the greatest amplitude wave was sought, which should be divided by 2π (period of oscillation). From the results obtained, we calculated the log (logarithmic) of the result which was added to the Q parameter (delta, depth), obtained from the Gutenberg-Richter diagram (Gutenberg and Richter, 1956).

3 – RESULTS

At the same time to the recorded data by the seismograph station and supplied AQDB, there is a POET script that shows the number of events captured stations, which showed a total of 70 events (Figure 2). The obtained results allow us to state that the POET script informs a greater amount of data than the station actually records. At first, when it conducted a search for events of magnitudes, ranging from January 1, 2015 (00:00:00) to December 31, 2015 (23:59:59), it obtained a preliminary result of 70 events, ranging from the range of 6 to 10 mW, as shown in Figure 3.

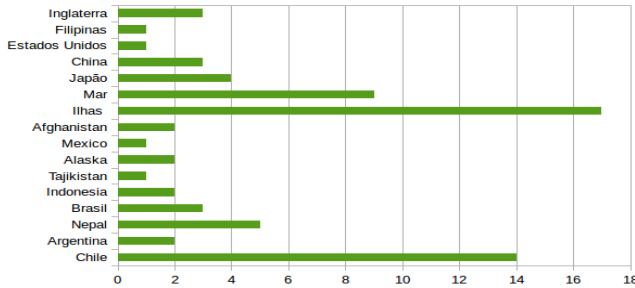


Figure 2 - Event Relationship with magnitude greater than 6.0 Richter, listed as registered by AQDB station for the surveyed period.

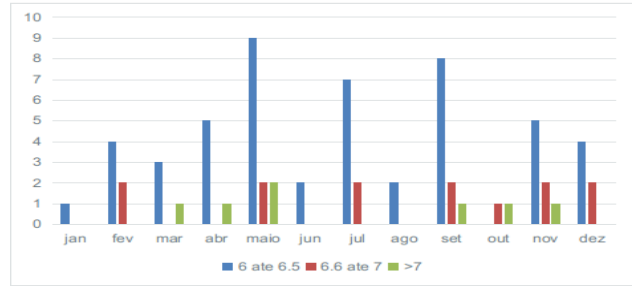


Figure 3 - Number of events reported for the year 2015, according to the POET script.

But when the data was downloaded, there were 47 events, of which 31 were recorded by the station, and only 14 were calculated as Mb magnitude of Figures 4. This narrow is due to variation of Δ and the presence of waves P and S. From the analysis of seismograms of AQDB station, 14 events originating from the Andean region were calculated, as shown in Figure 4. In selected events, it is possible to verify that there is a concentration of events with top scale at 6.0 on the Richter scale in Chile, which was affected 14 times by high-energy events. This means that it is much more likely to have tremors of interest in Chile for this study. One possible reason for this is the geological structure, due to the subduction of an oceanic plate with another oceanic plate, forming a deep trench and a bow of volcanic island, placing Chile as one of the seismogenic regions of the western part of South America. It was also observed that most of the countries that had registered events are located at the border of two lithospheric plates, with magnitudes above 6.0 on the Richter scale.

In the evaluation of all informed, registered and confirmed teleseisms, it was noted that the 70 events (POET), with values greater than or equal to 6.0 on the Richter scale, were decreased dramatically, because 67.1% (47) of the events had instrumental records, 44.3% (31) were captured by the station, and 20.0% (14) allowed more effective analysis, according to the quality of the records. The magnitude was also a variable to be considered, since the same way that there were significant differences between the number of reported events and the proven, also the additional data about the event was verified, in this case, the extent to each of the 14 events. The result shows a remarkable difference between the reported values and those actually calculated. This means that although there are several excellent and computational tools to detect automatically events, the systems do still rely on a human verification to analyze and confirm the events alone. It is worth emphasizing that there are percentages above and below 100%, since there are values calculated manually that exceed what was originally reported.

The correlation between calculated values and the magnitude informed was considered of good quality, both R - multiple (0.97), R-Square (0.95), adjusted R-squared (0.95) and the error standard (0.14). The plot of the data, allows a more direct way, notice the difference between the data reported, recorded, and effectively confirmed. Likewise, it is possible to note the area where they are concentrated (Figure 5).

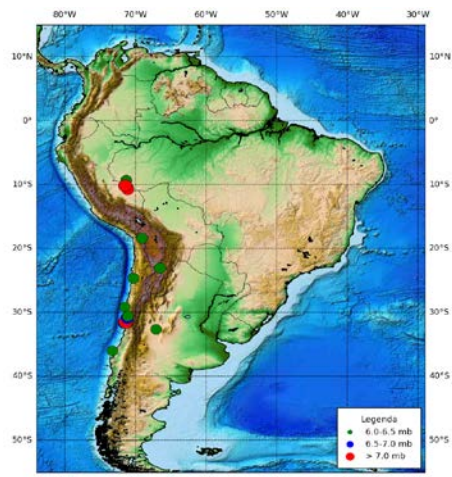


Figure 4 - Ratio calculated the location of the events listed as registered by AQDB station for the surveyed period. Circumferences: Green > 6.5, Yellow > 7, Red < 7.

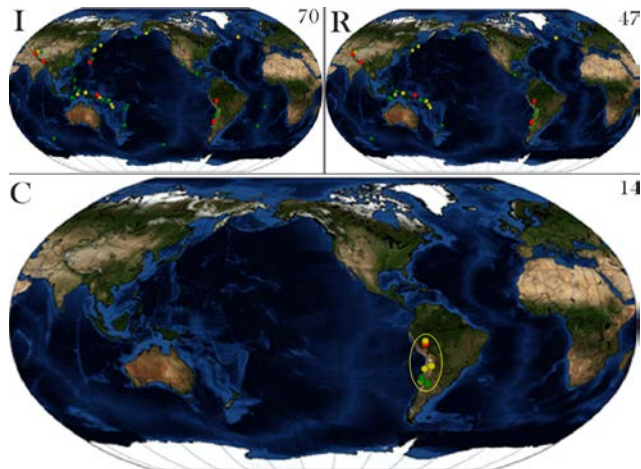


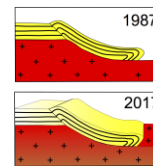
Figure 5 - Plotting on map of reported events (I = 70 events), the downloaded (R = 47 events), effectively calculated (C = 14 events). The circles indicate where the seismic activity occurred and that the green < 6.5; Yellow < 7; red > 7

4 - CONCLUSIONS

The seismographic station of Aquidauana (AQDB) presented in 2015 a completeness of data in the order of 98.4% of its operation, the equivalent of the monitoring of 8619 hours, or 359 days. This shows that the station has a high reliability index regarding the ability to record events, but a factor that should always be considered during the compilation of the data is the aspect to be addressed. The purpose of this study aimed to verify the station's ability to register teleseismic events, the scale was equal to or above 6.0 Richter, and in this situation, the station remains with good levels of effective records, showing that the reliability tends to decrease without impairing the station efficiency. The seismological data recorded by AQDB proved to be consistent compared to the NEIC bulletin for teleseisms, thus proving that the majority of the teleseisms registered comes from the Andean region (limit of the lithospheric Nazca and South American plates).

5 – REFERENCES

- COLLAÇO, B. **Python ObsPy Earthquake Tool Script**. Instituto de Astronomia e Geofísica - IAG: Universidade de São Paulo - USP 2016.
- GUTENBERG, B.; RICHTER, C. F. Magnitude and energy of earthquakes. **Annals of Geophysics**, v. 9, n. 1, p. 1-15, 1956. ISSN 1593-5213.
- LOMAX, A. **SeisGram2K Seismogram Viewer** 2011.
- PIRCHINER, M. I. et al. The Brazilian Seismographic Integrated Systems (BRASIS): infrastructure and data management. **ANNALS OF GEOPHYSICS**, v. 54, n. 1, p. 5, 2011. ISSN 1593-5213. Disponível em: < http://www.producao.usp.br/bitstream/handle/BDPI/15712/art_PIRCHINER_The_BRAZILIAN_Seismographic_Integrated_Systems_BRASIS_infrastructure_2011.pdf?sequence=1 >.
- RGEOTEC. Rede Sismográfica Brasileira. **1**, Rio de Janeiro, 2012. Disponível em: < <http://www.rsbr.gov.br/index.html> >. Acesso em: 07/09/2015.
- RODRIGUES, F. et al. Análise de telessismos andinos registrados na estação sismográfica de Aquidauana – MS (AQDB). **V Simpósio Brasileiro de Geofísica. Salvador**. 2012.
- _____. ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS DE MATO GROSSO DO SUL E SUA IMPORTÂNCIA PARA A ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL. **XV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS - IX INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS**, v. 1, n. 1, p. 2, 2015.
- TAPLEY, W. C.; TULL, J. E. SAC-Seismic Analysis Code: Users Manual. **Lawrence Livermore National Laboratory**, p. 388, 1992.



SIGNIFICADO TECTÔNICO DE PADRÕES DE LINEAMENTOS NA REGIÃO CONTINENTAL ADJACENTE ÀS BACIAS MARGINAIS DO SUDESTE DO BRASIL

Thais Coelho Brêda¹, Claudio Limeira Mello², Anderson Moraes³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGL) – UFRJ, thaisbreda@geologia.ufrj.br

² Departamento de Geologia – UFRJ, limeira@geologia.ufrj.br

³ PETROBRAS/CENPES, andersonmoraes@petrobras.com.br

INTRODUÇÃO

A investigação do significado tectônico dos lineamentos tem sido baseada, em geral, na comparação de mapas de lineamentos (ou domínios de lineamentos) com mapas geológico-estruturais regionais e dados estruturais de campo. Wise *et al.* (1985) propuseram que os enxames de lineamentos se originam de forma perpendicular à tensão principal horizontal mínima (S_h), associados a ambientes distensivos rúpteis, que ocorrem na porção superior da crosta, acima de feições tectônicas profundas de comportamento dúctil. Cianfarra & Salvini (2015) apresentaram três modelos tectônicos (para margens distensivas, compressivas e transformantes), em que se mantém a perpendicularidade entre a tensão principal horizontal mínima e o domínio principal de lineamentos.

Diversos trabalhos têm enfatizado a influência de eventos neotectônicos na configuração dos lineamentos na região do *Rift* Continental Sudeste do Brasil (área adjacente à bacia de Santos) e na área de ocorrência dos depósitos da Formação Barreiras na porção emersa das bacias de Campos e do Espírito Santo. A maioria dos estudos corresponde a análises locais, sendo o trabalho de maior abrangência regional desenvolvido por Bricalli & Mello (2013), para o estado do Espírito Santo.

O presente trabalho tem como objetivo discutir o significado tectônico de padrões de lineamentos reconhecidos na região emersa adjacente às bacias marginais do Sudeste do Brasil, a partir de uma análise regional (escala 1:500.000).

MATERIAIS E MÉTODOS

O presente estudo considerou como “lineamento” todas as feições retilíneas na paisagem identificáveis na escala de mapeamento (1:500.000), tais como alinhamento de cristas, vales, linhas de drenagem, contato geológico, foliação, etc, de comprimento até dezenas de quilômetros.

A metodologia utilizada neste estudo incluiu quatro etapas principais: 1. confecção de mapa de lineamentos (escala 1:500.000) extraídos com base na interpretação de *hillshades* gerados a partir de Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM/NASA, com a inserção de sombreamento artificial com iluminações de azimutes de 0°, 45°, 90° e 315° e altitude igual a 45°; 2. classificação dos lineamentos quanto ao comprimento e orientação (azimute); 3. definição e análise de compartimentos estruturais, com base em padrões de distribuição, comprimento, orientação (azimute) e densidade de lineamentos; 4. comparação dos compartimentos estruturais definidos e padrões de lineamentos observados com o mapa geológico da área de estudo (Bizzi *et al.*, 2003).

RESULTADOS

O mapa final apresenta 14.971 lineamentos (Figura 1A) que variam de aproximadamente 1 a 67 km de comprimento, predominando (87% do total) os lineamentos entre 1 e 10 km. Com relação à orientação dos lineamentos, foi observada uma ampla distribuição de azimutes, sendo mais frequentes os lineamentos no intervalo N45°-70°E (Figura 1B).

O mapa de densidade de lineamentos (Figura 1C) evidencia dois domínios principais: o Domínio do Embasamento, com densidades de lineamentos maiores que 0,6 km/km²; e o Domínio dos Depósitos Cenozoicos, com densidades de lineamentos menores que 0,6 km/km². O Domínio do Embasamento relaciona-se com regiões serranas, relevos de escarpa e colinas dissecadas a suaves, associadas a rochas de idade proterozoica a eopaleozoica do embasamento cristalino. O Domínio dos Depósitos Cenozoicos corresponde à região de colinas suaves, tabuleiros e planícies costeiras, associadas a depósitos sedimentares cenozoicos. As maiores

densidades de lineamentos ocorrem no Domínio do Embasamento, ao longo da região próxima ao limite com o Domínio dos Depósitos Cenozoicos.

Os limites dos compartimentos estruturais definidos no presente estudo refletem, em geral, a configuração regional da Província Mantiqueira (Bizzi *et al.*, 2003), com predomínio da orientação NE-SW na porção sul da área (Faixa Ribeira) e NNE-SSW a N-S na porção norte (Faixa Araçuaí). Limites discordantes da estruturação geral do embasamento ocorrem com orientação E-W, na região do Gráben da Guanabara e na porção central da área de estudo, e com orientação NNW-SSE na porção norte da área de estudo, sob influência do Feixe de Lineamentos Colatina.

Embora os limites dos compartimentos identificados evidenciem a influência da estruturação do embasamento nos padrões de lineamentos da área de estudo, a análise da frequência de orientação dos lineamentos para cada compartimento mostra uma ampla distribuição das classes de orientação, predominando as classes N45°-67,5°E e N67,5°-90°E (NE-SW a E-W) para a maioria dos compartimentos, tanto na porção sul quanto na porção norte da área, sem refletir a variação na estruturação das faixas Ribeira (porção sul) e Araçuaí (porção norte). No Domínio dos Depósitos Cenozoicos, a área emersa das bacias de Campos e do Espírito Santo apresenta predominância de lineamentos de orientação NW-SE a WNW-ESE.

Os lineamentos maiores que 10 km podem ser, em sua maioria, associados a feições de orientação NE-SW a N-S, de ampla distribuição na área de estudo, compatíveis com a estruturação do embasamento, e a um zona de orientação NNW-SSE com alta densidade de lineamentos na região do Feixe de Lineamentos Colatina (entre as cidades de Vitória e Ecoporanga). Ao longo da área de estudo, é possível observar *trends* de lineamentos maiores que 10 km de orientação aproximadamente E-W, não representados nos mapas geológicos da área.

A análise dos lineamentos menores que 10 km (Figura 2) mostra a ocorrência de todas as classes de orientação nos distintos contextos geológicos da área de estudo (Faixa Araçuaí, Faixa Ribeira e terrenos sedimentares). As classes de lineamentos N22,5°-45°E e N45°-67,5°E não se alteram em função dos domínios principais do embasamento (Faixa Ribeira e Faixa Araçuaí), apresentando, no entanto, variações de densidade de lineamentos que parecem se relacionar aos limites entre as bacias marginais adjacentes (Figura 2). Feixes contínuos de lineamentos das classes de orientação das N22,5°-45°W, N45°-67,5°W, N67,5°-90°E e N67,5°-90°W também atravessam a área de estudo desde terrenos do embasamento até regiões de ocorrência da Formação Barreiras. Os lineamentos das classes de azimutes N00-22,5W e N00-22,5E são menos frequentes e ocorrem em maior concentração na porção centro-norte da área. A variação de densidade dos lineamentos menores que 10 km guarda, ainda, uma influência da configuração estrutural do embasamento (NE-SW a NNE-SSW) e da estruturação do Feixe de Lineamentos Colatina (NNW-SSE).

CONCLUSÕES

Os padrões de orientação dos lineamentos maiores que 10 km (que perfazem 12% do total) parecem refletir a conformação litoestrutural geral do embasamento, sugerindo a reativação de estruturas proterozoicas a eopaleozoicas.

A distribuição dos lineamentos NE-SW a ENE-WSW menores que 10 km, que não acompanha a variação no *trend* estrutural do embasamento, parece indicar que estas feições refletem um controle associado a evolução mesozoica-cenozoica da área de estudo e da margem continental, com Sh segundo a orientação NW-SE a NNW-SSE. Esta hipótese é reforçada pela relação observada entre a variação na densidade destes lineamentos e os limites das bacias marginais adjacentes.

A ocorrência dos lineamentos NW-SE e E-W em feixes concentrados que atravessam a área de estudo, com forte representação sobre os depósitos da Formação Barreiras, indica a relação destas feições com estruturas reativadas e/ou neofornadas em eventos neotectônicos, sendo compatíveis com o regime de Transcorrência Dextral (TD) E-W (Pleistoceno-Holoceno), conforme já sugerido por Bricalli & Mello (2013) e outros autores.

A maior densidade de lineamentos no limite do Domínio do Embasamento com o Domínio dos Depósitos Cenozoicos reforça a correlação entre a maior parte dos padrões de lineamentos reconhecidos na área de estudo com a evolução mesozoica-cenozoica da margem continental.

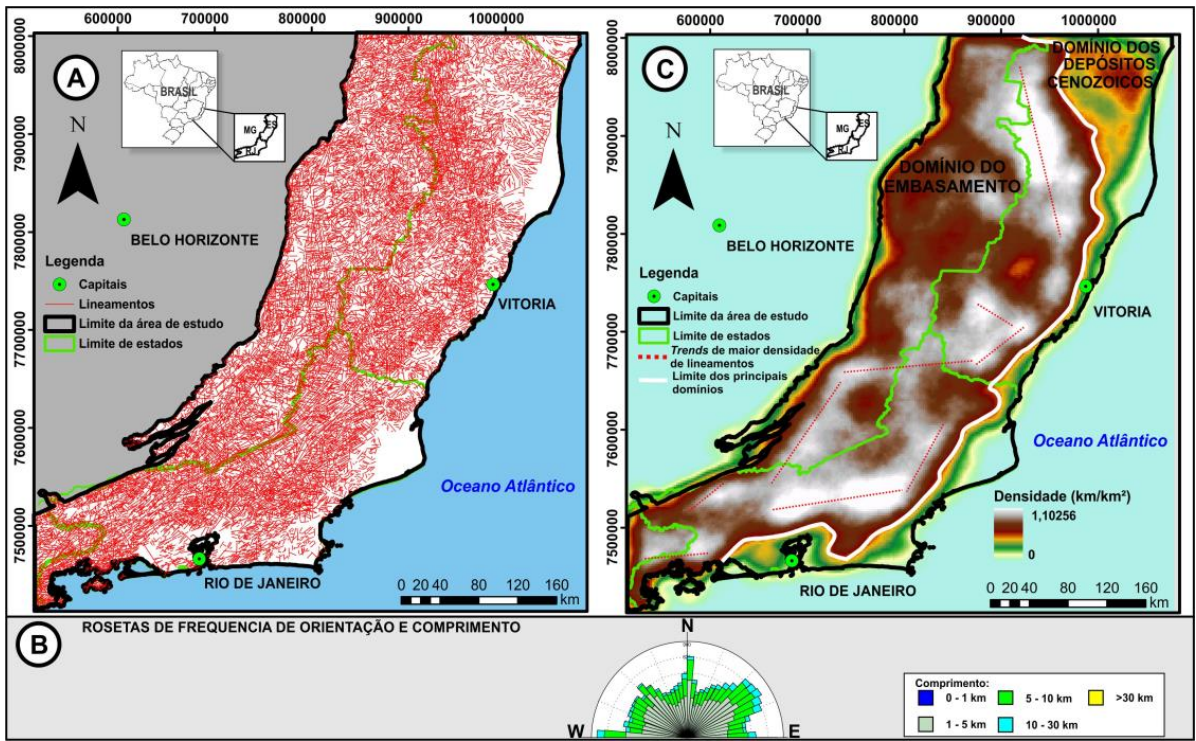


Figura 1: A) Mapa de lineamentos produzido para a área de estudo; B) roseta de frequência de orientação e comprimento de lineamentos; C) mapa de densidade de lineamentos, com o limite entre os domínios principais.

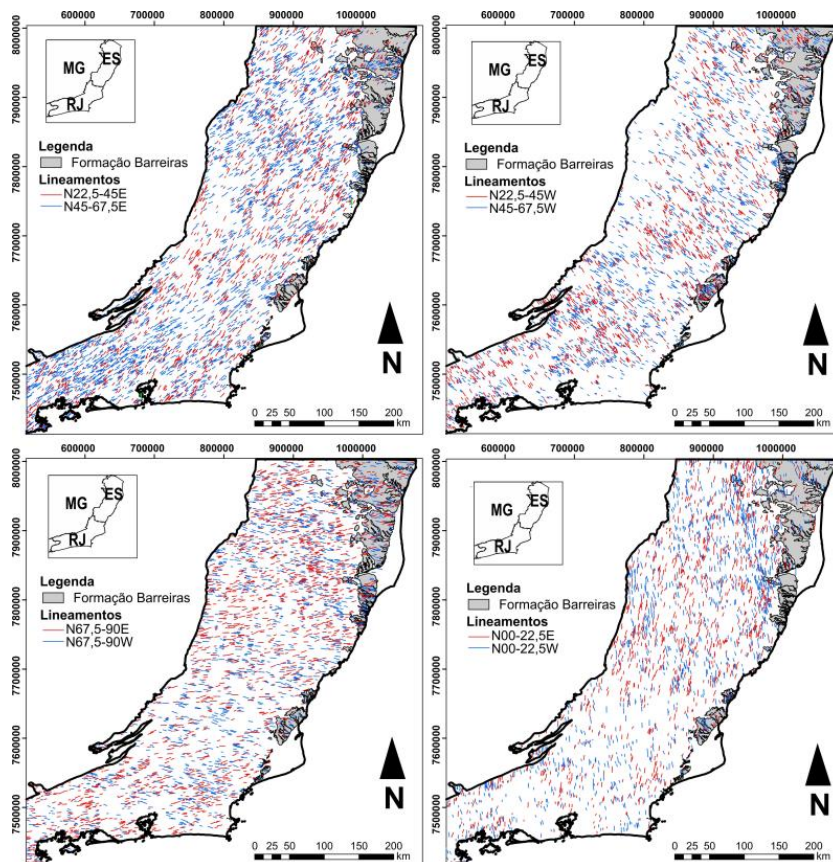
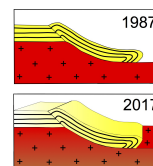


Figura 2: Mapas de lineamentos menores que 10 km correspondentes às classes de azimute N22,5°-45°E e N45-67,5°E; N22,5°-45°W e N45°-67,5°W; N67,5°-90°E e N67,5°-90°W; N00° -22,5°E e N00°-22,5°W.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.). (2003). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. Brasília: CPRM. 4 CD-ROM.
- BRICALLI, L. L. & MELLO, C. L. (2013). Padrões de Lineamentos Relacionados à Litoestrutura e ao Fraturamento Neotectônico (Estado do Espírito Santo, SE do Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, nº3, p.301-311.
- CIANFARRA, P. & SALVINI, F. (2015). Geodynamic Indicators of Crustal Stress Fields from Tectonic Lineament Analysis. Resumo expandido. *Anais do XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Vitória – ES. p.419-421.
- WISE, D. U., FUNICIELLO, R., PAROTTO, M., and SALVINI, F., 1985. Topographic lineament swarms: Clues to their origin from domain analysis of Italy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 952–967.



ANÁLISES SISMOLÓGICAS DA ESTAÇÃO DE AQUIDAUANA (AQDB) – TELESSISMOS E SISMOS REGIONAIS, NO PERÍODO DE 01/01/2013 A 31/12/2014

Estevão Vasconcello Campos Tadeu¹, Gustavo Marques e Amorim², Tiago Gomes da Silva³, Edna Maria Facincani⁴, Thamyres Lana Gehlen⁵, Leonardo Teixeira Sousa⁶

¹ Graduação em Física, Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS. Instituto de Física – INFI, Laboratório de Modelagem Computacional - Bloco 7A. Telefone: (67) 3345-7384, estevaoasconcellotadeu@gmail.com

² Fundação de Apoio ao Desenvolvimento do Ensino, Ciência e Tecnologia do Estado de Mato Grosso do Sul – FUNDECT. Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS. Laboratório de Modelagem Computacional.

³ Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Ambientais – PGTA - UFMS - Universidade Federal de Mato Grosso do Sul.

⁴ Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS. Faculdade de Engenharias, Arquitetura e Urbanismo e Geografia.

⁵ Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – INFI (Instituto de Física da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul) – Bloco 7A.

⁶ Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia de Mato Grosso do Sul – IFMS.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil, por estar localizado no interior da placa Sul-Americana, distante de suas bordas é um país de maior estabilidade tectônica em relação a países localizados na porção ocidental da América do Sul como Chile, Peru, Equador, Colômbia e Venezuela. Isso se deve ao fato destes países estarem em regiões de borda de placa tectônica, onde o contato com outras placas em movimento deforma a crosta e armazena altas tensões de energia cinética em uma velocidade maior do que no interior das placas. Observando o nosso país é sabido que temos em média um sismo de magnitude ≥ 5 a cada cinco anos, enquanto que na região andina, sismos de magnitude ≥ 5 ocorrem em média duas vezes por semana, o que evidencia a maior estabilidade tectônica do Brasil.

Ao longo do território brasileiro existem regiões sismogênicas indicando que o mesmo não está livre de tremores, destacando-se as regiões: nordeste (Rio Grande do Norte, Ceará, Pernambuco), Sudeste (São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais) e Centro – Oeste (Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Goiás) (Schobbenhaus et al., 1975). No Centro-Oeste brasileiro há uma faixa sísmica que se estende do Pantanal, atravessando o Estado de Goiás chegando a Tocantins, que está associada ao Lineamento Transbrasiliano. Os epicentros de abalos sísmicos no Pantanal parecem formar uma zona sísmica em continuação à faixa sísmica de Goiás-Tocantins, sugerindo relação com o Lineamento Transbrasiliano (Macedo *et al.*, 2014).

A primeira estação sismográfica permanente de Mato Grosso do Sul, a AQDB, inaugurada no dia 1º de agosto de 2011 está localizada dentro do Campo de Instrução do 9º Batalhão de Engenharia de Combate (9º BEC), distante nove quilômetros da cidade de Aquidauana-MS (Sabino *et al.*, 2006). No ano de 2012 foram instaladas mais duas estações no Mato Grosso do Sul, uma na Cidade de Sonora (PP1B) e outra em Chapadão do Sul (C2SB), conforme mostra a Figura 1.



Figura 1: Estações sismográficas instaladas no Estado de Mato Grosso do Sul, com silos, painéis, antenas e registradores instalados.

Em 2016 os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul receberam a instalação de 10 estações sismográficas temporárias da Rede Sismográfica Brasileira – RSBR através do projeto “Pantanal, Chaco and Paraná Basin (PCPB) Structural Studies Network. Que juntas as estações permanentes já existentes irão contribuir para um monitoramento eficaz da Bacia sedimentar do Pantanal.

O objetivo principal neste trabalho foi armazenar, catalogar e analisar a magnitude de atividades sísmicas provenientes da Bacia do Pantanal e das demais regiões do entorno que apresentam atividade sísmica. Posteriormente, os sismos encontrados nos sismogramas foram classificados como de classe regional, telessismos ou local. Especificamente buscou-se calcular as magnitudes m_b e M_S dos sismogramas que possuem evento, sendo eles provenientes da estação AQDB e encontrar os epicentros de cada abalo sísmico catalogado.

2. MÉTODOS

A estação Sismográfica de Aquidauana (AQDB) está localizada nas coordenadas S 20° 28' 32,88" e W 55° 41' 48,92", no município de Aquidauana no Estado de Mato Grosso do Sul (MS). Foram registrados 144 eventos sísmicos, sendo 42 ocorridos no ano de 2013 e 102 em 2014. No ano de 2013 foi usado o software Seisgram2K (Lomax, *et. al.* 1991), no qual, a partir da análise do sismograma completo separaram-se os dias que ocorreram eventos e classificou-se cada tipo de tremor (regional, local e telessismos). No ano de 2014 foi utilizado o scrip-software POET (Python ObsPy Earthquake Tool), criado pela equipe do IAG-USP, tendo-se conseguido sismogramas mais precisos e completos, que retratam somente o momento do evento, facilitando a armazenagem dos dados, como também, melhorando as etapas de localizar epicentros e de classificar cada tipo de tremor.

A estação AQDB usa um fator de correção $4,07 \times 10^{-8}$, para que se possa alterar a unidade de medida da amplitude sísmica, visto que, a unidade é em μm . Quando necessário, utiliza-se os filtros *bypass* para sismos de até 100km de profundidade, enquanto que para sismos mais profundos ou eventos regionais é usado um filtro *high pass*, para a M_S usa-se um *lowpass*. Foram calculadas as magnitudes m_b e M_S , onde a primeira foi feita para todos os sismos e a segunda somente para alguns eventos, visto que, para calcular a M_S , necessita-se de comparação com outras estações sismográficas e neste trabalho utilizou-se somente os dados da estação AQDB.

3. RESULTADOS

Foram identificados 142 telessismos e 2 sismos regionais, em um total de 144 eventos. No ano de 2013 foram registrados 41 telessismos, 1 um regional, no dia 06 de outubro às 12:53:24 localizado no ponto de coordenadas S 19° 35' 24" e W 56° 37' 48" com as seguintes características: magnitude de $3.1 m_R$, epicentro próximo a região de Miranda (MS), cujos dados foram evidenciados no sismograma mostrado na Figura 2.

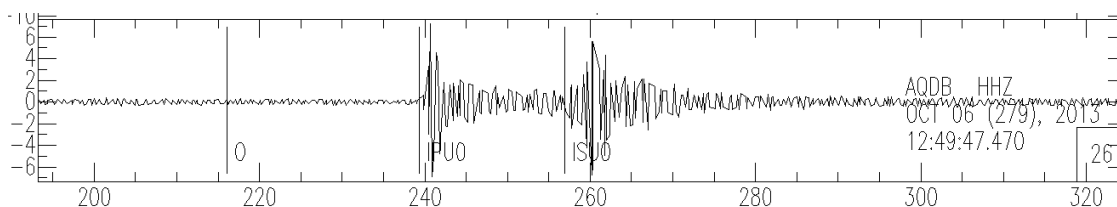


Figura 2: Sismograma do evento de Miranda, com magnitude de $3.1 m_R$ ocorrido no dia 06/10/2013.

No ano de 2014 foram reconhecidos 101 telessismos e 1 regional. O sismo regional, ocorreu no dia 02 de maio às 11:37:33, coordenadas S 19° 33' e W 57° 22' 12" e magnitude $3.7 m_R$, com epicentro próximo ao município de Ladário (MS), cujos dados foram evidenciados no sismograma mostrado na Figura 3.

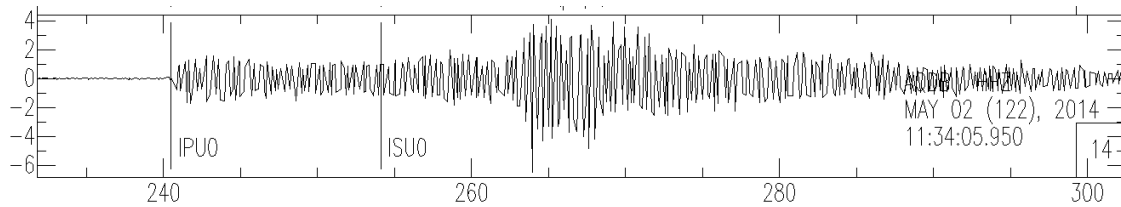


Figura 3: Sismograma do evento de Ladário, com magnitude de $3.7 m_R$ ocorrido no dia 02/05/2014.

Para cada sismograma foram interpretadas as seguintes características: data, dia Juliano, tempo de origem do evento, latitude, longitude, profundidade (km), distância (km) e epicentro. Além disso, foram calculadas as magnitudes m_R , m_b e M_S referentes aos anos de 2013 e 2014, sendo que a magnitude M_S foi calculada somente para o ano de 2013, por conseguinte, a energia a partir da magnitude M_S .

Os sismos registrados no ano de 2013 na estação AQDB possuem epicentros variando entre 824 e 5700km de distância da estação, sendo provenientes das Américas do Sul e Central. Os sismos de Santiago Del Estero, província da Argentina marcaram grandes profundidades, contudo o sismo que teve a maior magnitude m_b , fora o da Colômbia ($6,7 m_b$) sendo no dia Juliano 40, registrado em várias estações. Outro sismo relevante ocorreu no dia Juliano 196 às 14:03:39 na região das ilhas Sandwich com magnitude de $7,1 M_S$ com uma distância epicentral de 5053km e profundidade de 11km. Para os sismos que possuíam a magnitude M_S usou-se uma equação que relacionou intensidade e magnitude e fez-se uma tabela com seu dia Juliano, magnitude e energia (tabela 1).

Tabela 1: Dia Juliano, energia e a magnitude M_S .

Dia Juliano (2013)	Energia (J)	Magnitude (M_S)
30	7,08E+13	6,3
88	4,47E+12	5,5
132	2,82E+11	4,7
158	1,78E+13	5,9
175	7,08E+13	6,3
196	7,94E+14	7,1

No ano seguinte, registraram-se sismos com distâncias epicentrais entre 883km a 7213km, no qual, o sismo mais distante é proveniente da América Central, precisamente do México, ocorrido no dia Juliano 141, às 10:06:15, na região Oaxaca, tendo a profundidade de 120,3 km e a magnitude m_b 5,9. No entanto, o sismo mais profundo, possui epicentro na Colômbia, ocorrido no dia Juliano 329 às 20:20:14, com profundidade de 159 km e distância epicentral de 3560 km com magnitude m_b 5.0.

No dia 1 de abril ocorreu um tremor de grande magnitude ($8,2 m_b$) no Chile, mas com profundidade de 25 km às 23:46:47. Neste sismo não foi possível obter sua magnitude m_b , pois a escala m_b satura quando se aproxima de sismos acima de $7,8 m_b$, conforme evidenciado na figura 4. A saturação ocorre, devido ao fato de que as escalas m_b e M_S medem a amplitude das ondas, no entanto, para os sismos expressivos como, por exemplo, o de $8,2 m_b$, a liberação de energia se torna desproporcional a amplitude, logo não é possível medir com precisão a magnitude do sismo, com as escalas de magnitude fundamentais.

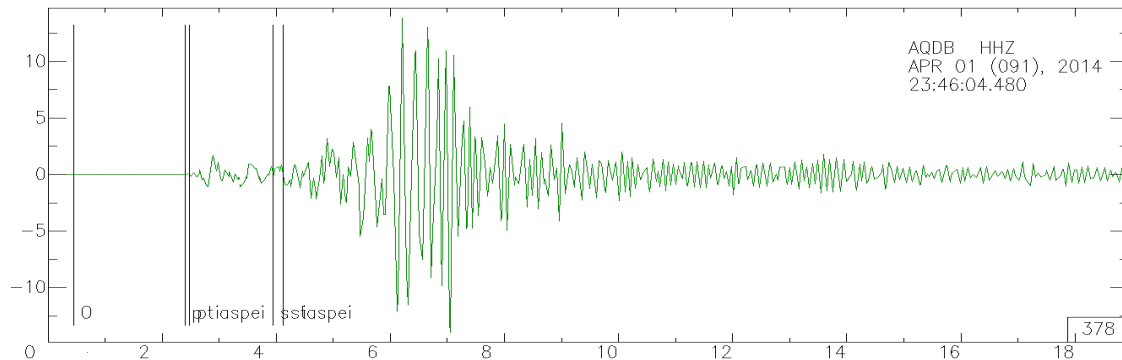


Figura 4: Sismograma de evento magnitude $8,2m_b$, com epicentro no Chile, no dia 01/04/2014.

4. CONCLUSÕES

A maioria dos epicentros está localizada na porção oeste da América do Sul, destacando-se Chile, Peru e Argentina, sendo que o primeiro possui o maior sismo no ano de 2014. No ano de 2013, o sismo que apresentou maior energia ocorreu nas ilhas Sandwich. A diferença de 60 sismos para mais no ano de 2013 em relação ao ano de 2014, sugere que o planeta Terra apresentou mais tremores, porém, significa que estamos melhorando tecnicamente e com isso obtendo mais registros. De acordo com a USGS (U.S. Geological Survey), ocorrem diariamente em média 100 tremores de intensidade abaixo de 2,5 graus. Contudo, este valor tende a aumentar, visto que, há um aumento no número de instalações de estações sismográficas, além da melhoria das tecnologias.

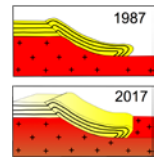
Embora o Brasil seja considerado uma região assísmica, por não possuir sismos de grande intensidade, tal afirmação não é verdadeira, pois há sismos de baixa e média intensidade, conforme os dados apresentados pela AQDB registrados no ano de 2013 e 2014 que comprovam a sismicidade do território. Anualmente são registrados uma média de 300 eventos, no entanto de 15 à 20 sismos são confirmados em nosso país com magnitude próxima à 2,5 graus, como os sismos regionais de Miranda (2013) e Ladário (2014), com magnitudes superiores à m_R 3.0.

5. AGRADECIMENTOS

À Fundação Universidade Federal de Mato Grosso do Sul e à Fundação de Apoio ao Desenvolvimento do Ensino, Ciência e Tecnologia do Estado de Mato Grosso do Sul (FUNDECT) pela concessão de bolsas de iniciação científica aos autores desse trabalho.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Macedo, H. de A.; ASSINE, M.L.; PUPIM, F. do N.; MERINO, E.R.; STEVAUX, J.C.; SILVA, A. Mudanças Paleohidrológicas na Planície do Rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 15, p. 75 – 85, 2014.
- LOMAX, A.; MICHELINI, A. A Duration-Amplitude Procedure for Rapid Determination of Earthquake Magnitude and Tsunamigenic Potential from P Waveforms. **Journal of Geophysical Research**. v.26, p. 200-214, 1991.
- SABINO, G.S.; ASSUMPCÃO, M.S.; FACINCANI, E.M.; FERREIRA, S.S. Sismicidade da Região de Aquidauana-MS. **Anais 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**. Campo Grande-MS. Brasil. Embrapa Informática Agropecuária/INPE. p.239-246. 2006.
- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. Folha Goiás (SD-22). In: **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**, Brasília: DNPM. 113 p. 1975.



TERREMOTOS NO PANTANAL: 2009 E 2015, MAGNITUDES 4.3 E 3.8 Mw

Edna Maria Facincani¹, Marcelo Assumpção², Tiago Gomes da Silva³, Fábio Luiz Dias⁴, Gustavo Marques e Amorim⁵

¹ Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, e-mail: edna.facincani@ufms.br

² Universidade de São Paulo, e-mail: marcelo.iagusp@gmail.com

³ Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, e-mail: tiago.gomes@ufms.br

⁴ Observatório Nacional do Rio de Janeiro, e-mail: fabioludias@gmail.com

⁵ Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, e-mail: gmamorim.ga@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O Pantanal é uma bacia sedimentar de idade quaternária, tectonicamente ativa localizada na Bacia do Alto Rio Paraguai, na Região Centro Oeste do Brasil. Circundada pelos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira a leste, dos Guimarães e Parecis a norte, do Urucum-Amolar a oeste e da Bodoquena a sul. (Figura 1). O rio Paraguai constitui o tronco coletor das águas de diversos megaleques fluviais, que se encontram situados na margem esquerda do rio. O Pantanal apresenta altitudes que variam entre cerca de 80 até 200 metros, com extensão de cerca de 400 km, 250 km de largura e espessura que ultrapassa 500 m de sedimentos cenozóicos, constituindo a maior expressão da Neotectônica no Estado de Mato Grosso do Sul (Facincani, 2007). O objetivo deste trabalho é caracterizar os sismos de 15 de junho de 2009 e de 06 de novembro de 2015, ocorrido nos Pantanal da Nhecolândia, megaleque do Taquari, destacando sua localização, magnitude, momento tensor e intensidade.

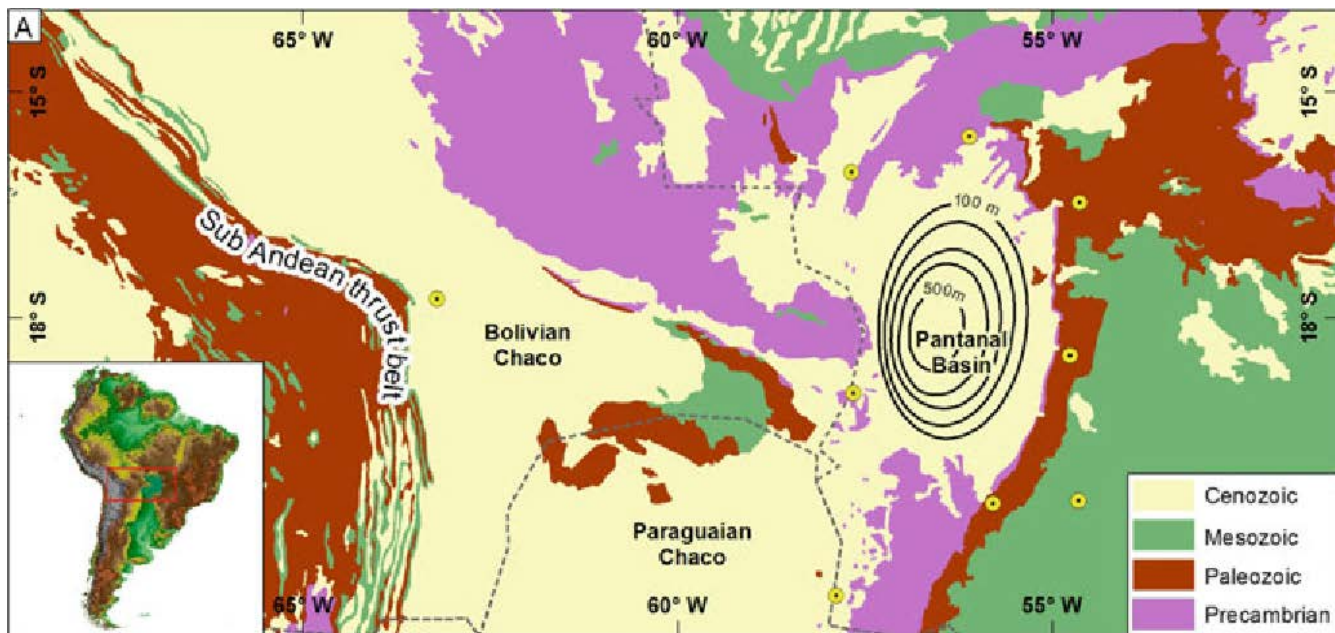


FIGURA 1 - Localização da Bacia Sedimentar do Pantanal. (A) mapa geológico (sedimentos em metros) Modificado de Assine, 2015.

1.1 SISMICIDADE NA BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL

Para Sykes (1978) e Talwani e Rajendran (1991), abalos sísmicos intraplaca resultam de rupturas ao longo de zonas de fraquezas preexistentes, localizadas próximas de inomogeneidades estruturais, as quais concentram esforços que, somados aos esforços regionais, são capazes de gerar terremotos. A Figura 2 apresenta os sismos registrados no período de 1906 a 2016, variando magnitudes de 0.5 - 5.4 mB.

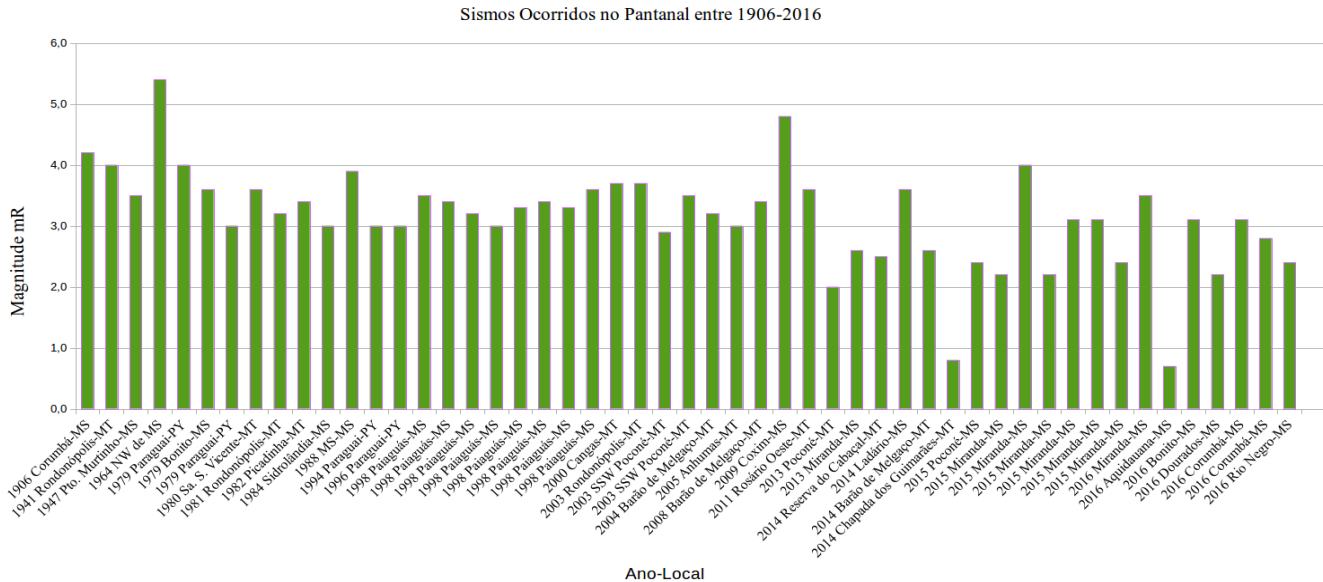


Figura 2. Sismos registrados na região Centro Oeste do Brasil no período de 1906 a 2016.

A borda Oeste do Pantanal é marcada pela presença de falhas de direções NE-SW e WNW e E-SE. O limite leste da bacia do Pantanal é marcado por falhas de direção NNE-SSW, onde afloram rochas Pré-Cambrianas do Grupo Cuiabá e rochas paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná. Esta borda também apresenta falhamentos importantes, mas a falha principal está encoberta por depósitos aluviais mais jovens, que recobrem em *onlap* o embasamento da bacia devido à regressão erosiva da escarpa para leste (Assine, 2003; Assine & Soares 2004; Facincani *et al.* 2011). Essas falhas condicionam a rede de drenagem, relevo e a sedimentação da bacia no seu interior: determinam barramentos de sedimentação holocênica e processos de avulsão fluvial no médio curso como registrado no Rio Paraguai e subsidência diferencial de blocos, favorecendo sítios de sedimentação atual (lobos distributários atuais: presente nos diversos megaleques que compõem a Bacia Sedimentar do Pantanal).

Os epicentros de abalos sísmicos no Pantanal parecem formar uma zona sísmica em continuação à faixa sísmica de Goiás-Tocantins, sugerindo relação com o Lineamento Transbrasiliano (Assine, 2003, Soares & Assine, 2004, Facincani 2007 e Facincani *et al.* 2011). Essas reativações na Bacia Sedimentar do Pantanal são registradas na sedimentação, tectônica, sismicidade e relevo/drenagem.

1.2. INTENSIDADES, MAGNITUDES E EPICENTRO

A aquisição e interpretação de dados levantados basearam-se em dois sismos registrados na região da Nhecolândia pertencentes ao Megaleque do Taquari: onde o primeiro ocorreu em 16 de junho de 2009, nacionalmente conhecido como Sismo de Coxim, cujo epicentro ocorreu na região da Nhecolândia- Megaleque do Taquari (fazendas São Paulo e Santo Antônio), apresentando magnitude 4.8 mb. O segundo evento ocorreu no dia 06 de novembro de 2015, apesar de conhecido regionalmente como sismo de Miranda, o epicentro foi determinado no município de Aquidauana, na baixa Nhecolândia na Fazenda São Roque, apresentando uma magnitude 4.0 mb.

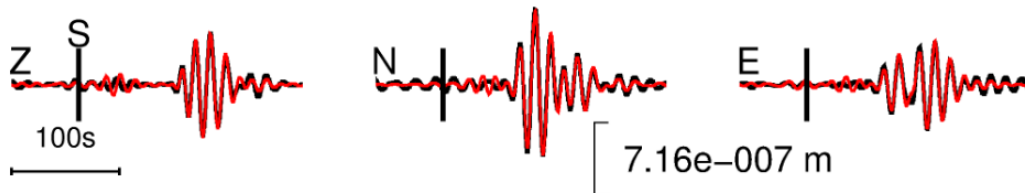
2. MECANISMOS FOCAIS

2.1 MECANISMO FOCAL DO SISMO DE 2009

O sismo de Coxim de 2009 é o segundo maior tremor na região do Pantanal, sendo somente superado por um evento de magnitude 5.4 mb ocorrido em 1964. O mecanismo de falha foi obtido através do estudo de polaridades de primeira chegada da onda P (Dias *et al.*, 2016a) e inversão completa de forma de onda (Dias *et al.*, 2016b). A Figura 3 mostra o ajuste de forma de onda para as estações sismográficas BEB4B (814 km) e SAML (1325 km). O mecanismo resultante do ajuste é uma falha inversa (strike/dip/rake= 318/67/69) com compressão ~ NE-SW com magnitude Mw 4.3. Na mesma Figura, a solução focal com as polaridades de onda P

(cruzes indicam compressão e círculos são dilatação) corrobora a compressão ~ NE-SW. A profundidade do evento de 6 km foi obtida por meio de modelagem das ondas P e pP (Dias *et al.*, 2016a).

BEB4B: Azi: 111° Dist: 814 km



SAML: Azi: 321° Dist: 1325 km

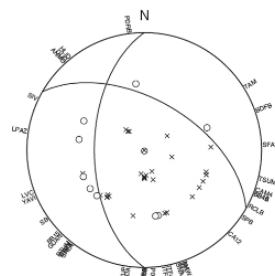
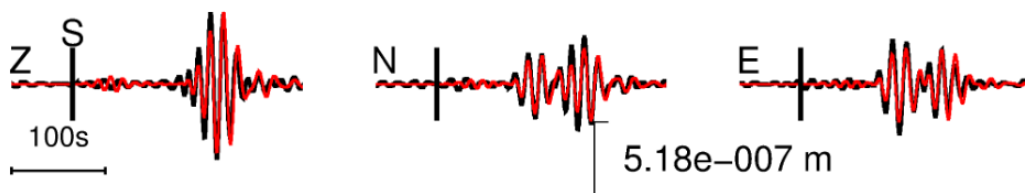
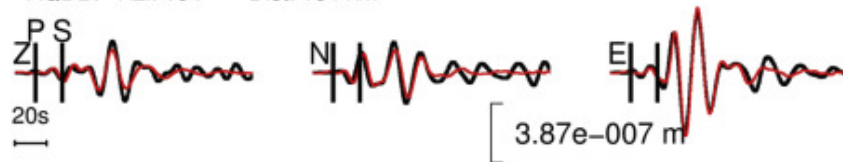


Figura 3: Ajuste de forma de onda entre o sismograma observado (preto) e o sintético (vermelho) para o sismo de Coxim de 2009. São mostrados os sismogramas das estações BEB4B e SAML na componente vertical (Z), norte-sul (N) e leste-oeste (E) com a marcação da chegada da onda S. Acima, temos a solução focal obtida usando a forma de onda (Dias *et al.*, 2016b) e sua incerteza. Abaixo, o mecanismo obtido com as primeiras polaridades de onda P, cruzeiros indicam compressão e círculos são dilatação (Dias *et al.*, 2016a).

2.2 MECANISMO FOCAL DO SISMO DE 2015

O sismo de Miranda de 2015 de magnitude mb 4 foi registrado pelas estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). Seu mecanismo focal foi obtido com a inversão de forma de onda de duas estações mais próximas: AQDB e PP1B a 134 e 245 km de distância (Assumpção, *et al.* 2016). O mecanismo é similar ao de Coxim de 2009: (strike/dip/rake= 198/29/124), ou seja, uma falha inversa de compressão ~ E-W (Figura 4) e magnitude Mw 3.8. A localização hipocentral de várias réplicas com magnitude entre 3.0 e 3.5 mb indica uma tendência NS para a falha (Figura 4, plano tracejado).

AQDB: Azi: 154° Dist: 134 km



PP1B: Azi: 36° Dist: 245 km

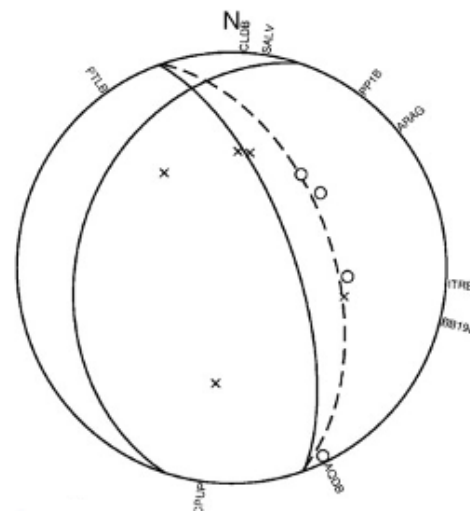


Figura 4: Ajuste de forma de onda entre o sismograma observado (preto) e o sintético (vermelho) para o sismo de Miranda de 2015. São mostrados os sismogramas das estações AQDB e PP1B na componente vertical (Z), norte-sul (N) e leste-oeste (E) com a marcação da chegada da onda P e S. É apresentada a solução focal obtida usando a forma de onda (Assumpção *et al.*, 2016) bem como polaridades de primeira chegada de onda P (cruzeiros indicam compressão e círculos são dilatação). A linha tracejada é o plano de falha obtido por meio da localização das réplicas.

3. CONCLUSÃO

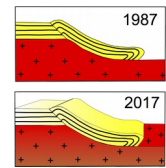
O maior sismo ocorrido na Bacia Sedimentar do Pantanal foi o de Miranda de 13 de fevereiro de 1964, com magnitude 5.4 foi resultado de fâlhamento inverso (Assumpção e Suárez, 1988). Os dois terremotos tiveram seus mecanismos focais calculados foram os de Coxim de 2009 e de Miranda de 2015, com magnitudes 4.8 e 4.0Mb respectivamente e profundidade em torno de 5Km, ambos resultados de esforços transpressivos/compressivos. Apesar de ser uma região em subsidência, as tensões neotectônicas na crosta superior são de compressão. Para os eventos sísmicos descritos foram levantados dados macrossísmicos nas imediações dos epicentros onde se pode observar danos em construções, quedas de telhados, queda de objetos de prateleiras, vigotas deslocadas, queda de rebocos através de relatos da percepção da população bem como a constatação *in loco*.

4. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem os projetos FUNDECT CNPq 30.9724/2009-0, 30.6547/2013-9 e 140/2014, FAPESP 2011/20165-9 e 2014/26015-7 e projeto Petrobras – BRASIS.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSINE, M. L. 2003. Sedimentação na bacia do Pantanal Mato-Grossense, centro-oeste do Brasil, **Tese de Livre Docência 106p, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro.**
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v. 114, n. 1, p. 23-34.
- ASSINE, M. L. *et al.* 2015. Geology and geomorphology of the Pantanal basin. In: (Ed.). **Dynamics of the Pantanal Wetland in South America**: Springer, p.23-50.
- ASSUMPCÃO, M., DIAS, F. L., ZEVALLOS, I., NALIBOFF, J. B., 2016. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Science* 71, 278-295
- DIAS, F.L., ASSUMPCÃO, M., FACINCANI, E.M., FRANÇA, G.S., ASSINE, M.L., PARANHOS FILHO, A.C., GAMARRA, R.M, 2016a. The 2009 earthquake, magnitude 4.8 mb, in the Pantanal Wetlands, western Brazil. **Ann. Braz. Acad. Sci. (2016)**
- DIAS F.L ., ZAHRANDNIK, J., ASSUMPCÃO, M., 2016b Path-specific, dispersion-based velocity models and moment tensors of moderate events recorded at few distant stations: examples from Brazil and Greece J. **South Am. Earth Sci. (2016)**
- FACINCANI, E. M., 2007. Geomorfologia e Geologia do Cenozóico do Médio Vale do Rio Aquidauana, Borda Sudeste da Bacia do Pantanal, MS. **Relatório de Pós-Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente-Rio Claro**, p. 100.
- FACINCANI, E. M., *et al* 2011. Sismicidade da Bacia do Pantanal Mato-Grossense. **Anais do XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (XIII SNET). Campinas, SP**, v. 1, p. 314-317, 2011.
- SYKES, L., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation, **Rev. Geophys. Space Phys.**, 16, 621–688, 1978
- TALWANI, P., RAJENDRAN, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics* 186, 19–41. Sykes, L., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation, **Rev. Geophys. Space Phys.**, 16, 621–688.



ANISOTROPIA SÍSMICA DO MANTO SUPERIOR SOB O NOROESTE DO PERU A PARTIR DA DIVISÃO DE ONDAS CISALHANTES SKS

Cristobal Condori^{1,2}, George Sand França¹, Hernando Tavera², Caroline Eakin³

¹ Universidade de Brasília, e-mail: cristobal.condori@igp.gob.pe, georgesand@unb.br

² Instituto Geofísico del Perú, e-mail: hernando.tavera@igp.gob.pe

³ The Australian National University, e-mail: caroline.eakin@anu.edu.au

1. INTRODUÇÃO

A região Noroeste do Peru, está localizado em uma das margens convergentes de placas tectônicas mais ativas do mundo, devido ao processo de subducção da placa litosférica de Nazca na placa continental Sul-Americana, que convergem com velocidade relativa de 6 a 7 cm/ano (Norabuena et al., 1999) (Figura 1). Essa região apresenta heterogeneidades litológicas complexas (Tavera e Buforn, 1998) como: a ausência de atividade vulcânica, geometria da placa de Nazca tipo sub-horizontal, mudança de orientação e baixa elevação topográfica da Cordilheira dos Andes, e a não recorrência de terremotos com magnitude maior a 8.0 Mw nos últimos 500 anos.

A dinâmica da estrutura interna da litosfera sob o norte do Peru é pouco conhecida. A aplicação do método de divisão de ondas cisalhante pode proporcionar informação vital sobre as propriedades da anisotropia sísmica que possa contribuir para o entendimento da dinâmica dos diferentes processos de deformação do presente e passado principalmente do manto superior da Terra. Este estudo tem como objetivo estimar os parâmetros da anisotropia sísmica sob das estações da rede regional do projeto SisNort (Figura 1), aplicando o método proposto por Silver e Chan (1991).

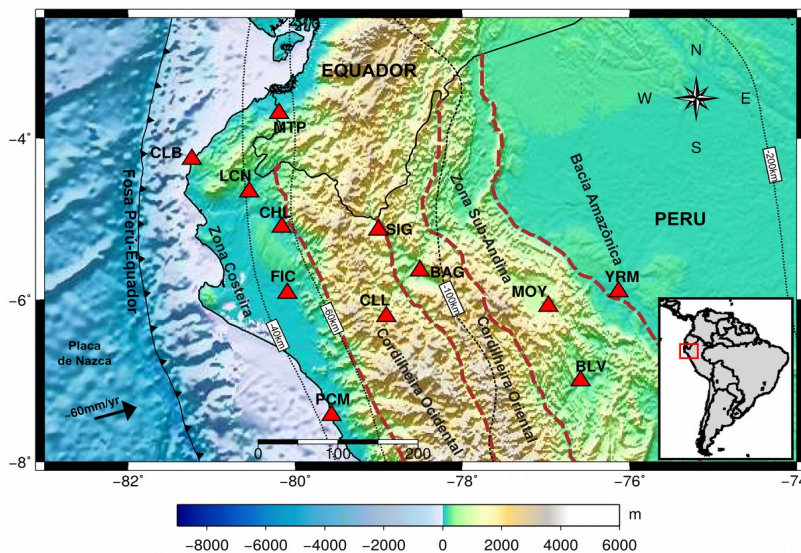


Figura 1: Mapa topográfico mostrando as principais características tectônicas e geomorfológicas dentro da área de estudo. Os triângulos vermelhos indicam as estações sismográficas do projeto SisNort. As linhas tracejadas de cor pretas são os contornos da placa de Nazca (modelo Slab1.0).

2. METODOLOGIA

A anisotropia sísmica ou a dependência direcional da velocidade da onda sísmica é uma importante observação sismológica, e o manto superior representa uma das regiões anisotrópicas mais importantes da Terra. No manto superior, a anisotropia resulta principalmente da orientação preferencial da olivina (*Lattice Preferred Orientation* – LOP).

LOP descreve a distribuição de eixos cristalográficos e resulta da deformação no regime de deslocamento do material que pode ser devido ao deslizamento da litosfera sobre a astenosfera (Savage, 1999),

ou por eventos tectônicos recentes e antigos, por exemplo, os processos orogênicos (Kuo-Chen et al., 2009). Se a relação entre a deformação e a fábrica de LPO de olivina resultante for conhecida, então as interpretações do campo de fluxo de manto podem ser feitas com base em observações de anisotropia sísmica.

A anisotropia sísmica ocorre quando uma onda cisalhante entra em uma região anisotrópica, ela se divide em duas ondas viajando com velocidades diferentes, e com polarização aproximadamente ortogonal (Figura 2). Nessa divisão, as ondas recebem o nome de S lenta e S rápida e estão polarizadas em direções ortogonais (Musumeci et al., 2005; Silver e Chan, 1991).

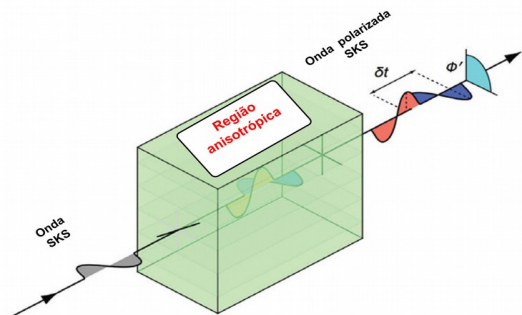


Figura 2: Esquema que mostra uma onda cisalhante (fase SKS), com polarização qualquer, se divide em outras duas ondas cisalhantes quando passa de um meio isotrópico para um meio anisotrópico. As ondas se propagam com velocidades diferentes (modificado de J-M Kendall et al., 2014).

Os parâmetros principais para esse estudo são a direção de polarização da onda S rápida e tempo de atraso (entre a onda S lenta e rápida), que será determinada pela metodologia de Silver e Chan (1991). O método consiste em determinar a direção de polarização rápida (ϕ) e o intervalo de tempo (δt) entre as ondas divididas rotacionando-se o sismograma das componentes norte-sul e leste-oeste para a componente radial e transversal.

3. DADOS E PROCESSAMENTO

Os dados analisados neste estudo correspondem ao período 2008-2009, todas registradas pelas estações da rede sismográfica temporal do projeto SisNort composto por 12 estações de banda larga de três componentes. Analisamos cerca de 47 eventos telessísmicos de magnitude superior a 6,0 Mw escolhidos a distância epicentral entre 88° e 130° (Figura 3).

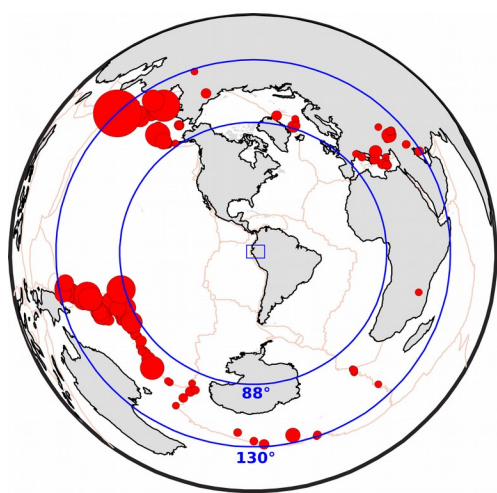


Figura 3: Distribuição espacial dos eventos, o mapa em projeção azimutal mostra os epicentros dos sismos utilizados para a análise da anisotropia sísmica. Os círculos de cor azul representam a distância epicentral de 88° a 130°.

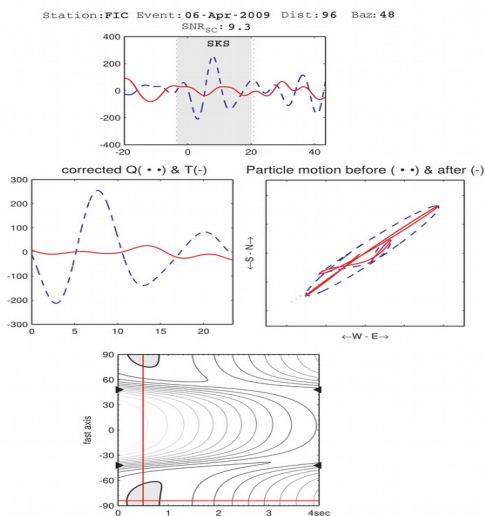


Figura 4: Exemplo de análise de anisotropia sísmica na estação Ficular (FIC) onde foi obtido os valores de $\phi = -4^\circ$ e $\delta t = 0.5$ s para uma fase SKS.

A Figura 4 mostra um exemplo sobre a análise de divisão de ondas de corte que foi realizada com o programa Splitlab (Wüstefeld et al., 2008) com interface gráfica em MatlabTM. Para uma maior confiabilidade da estimação dos parâmetros de divisão (ϕ e δt), foram utilizados dois métodos: O método de energia mínima da componente transversal (SC) de Silver e Chan (1991) e a correlação de rotação (RC) (Bowman e Ando, 1987).

Para minimizar o efeito de ruídos em sismogramas, e se obter uma maior precisão nas análises, todas as medidas de divisão foram inspecionadas visualmente e quantitativamente. A fim de melhorar a relação sinal ruído em cada sismograma, foi aplicado um filtro passa-banda, com frequência de corte de 0.04 – 0.12 Hz todas com sinal ruído (SNR) superior a 5.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados preliminares mostram evidencia de anisotropia sísmica complexa no manto superior em todas as estações na região do estudo, e refletem as características dos principais domínios tectônicos regionais presentes, os valores médios de δt variam entre 0,9 e 1,2 segundos, com orientação que predomina na direção ENE-WSW aproximadamente perpendicular à trincheira, coincidindo com a subducção da placa sub-horizontal de Nazca (Figura 4).

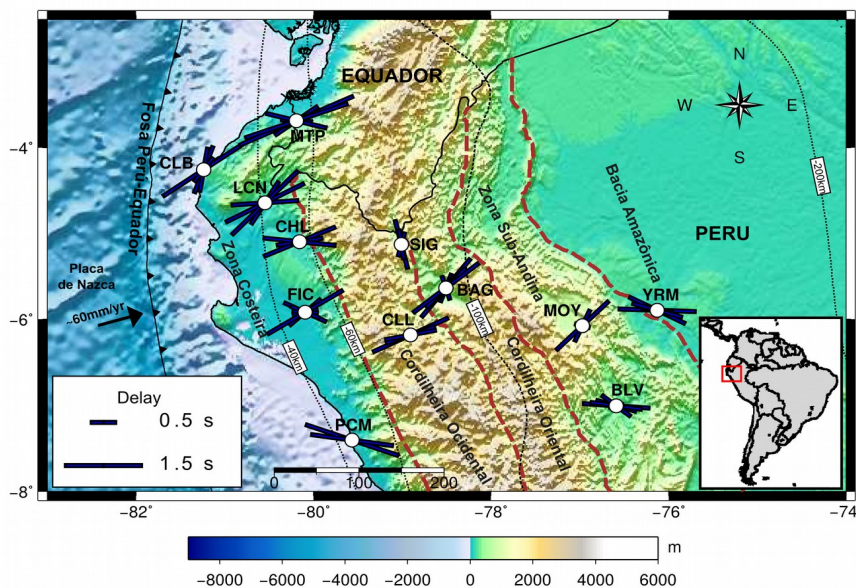


Figura 4: Mapa topográfico mostrando os resultados das medições da anisotropia sísmica, todas projetadas em cada estação. As barras representam a direção e tamanho do tempo de atraso (Delay) da onda polarizada no meio anisotrópico.

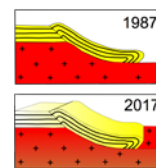
Essas características sugerem uma diferença fundamental entre as estruturas anisotrópicas e, portanto, nos processos do manto embaixo das porções centro e sul da placa sub-horizontal de Nazca estimadas por Eakin e Long (2013), Eakin et al. (2014, 2015a, 2015b) e Antonijevic et al. (2015). O fato se deve provavelmente à ausência da Dorsal de Nazca e a mudança da orientação dos Andes no norte.

5. CONCLUSÕES

Os resultados preliminares sobre as medições dos parâmetros da anisotropia sísmica sob o noroeste do Peru revelam consideráveis variações em relação com as estruturas anisotrópicas. Observamos a divisão consistente com direções rápidas orientadas aproximadamente perpendicular à trincheira em direção à subducção da placa sub-horizontal de Nazca, sugerindo que o fluxo mantélico depende da geometria da subducção influenciada provavelmente pela baixa acoplamento e velocidade da placa. No entanto, estes resultados serão corroborados com o uso de maior quantidade de dados e estações sismográficas nessa região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Antonijevic, S.K., Wagner, L.S., Kumar, A., Beck, S.L., Long, M.D., Zandt, G., Tavera, H., Condori, C., 2015. The role of ridges in the formation and longevity of flat slabs. *Nature* 524, 212–215. doi:10.1038/nature14648.
- Bowman, J.R., Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophysical Journal International* 88, 25–41. doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb01367.x.
- Eakin, C.M., Long, M.D., 2013. Complex anisotropy beneath the Peruvian flat slab from frequency-dependent, multiple-phase shear wave splitting analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 4794–4813. doi:10.1002/jgrb.50349.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Beck, S.L., Wagner, L.S., Tavera, H., Condori, C., 2014. Response of the mantle to flat slab evolution: Insights from local S splitting beneath Peru. *Geophysical Research Letters* 41, 3438–3446. doi:10.1002/2014GL059943.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Scire, A., Beck, S.L., Wagner, L.S., Zandt, G., Tavera, H., 2015a. Internal deformation of the subducted Nazca slab inferred from seismic anisotropy. *Nature Geoscience* 9, 56–59. doi:10.1038/ngeo2592.
- Eakin, C.M., Long, M.D., Wagner, L.S., Beck, S.L., Tavera, H., 2015b. Upper mantle anisotropy beneath Peru from SKS splitting: Constraints on flat slab dynamics and interaction with the Nazca Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 412, 152–162. doi:10.1016/j.epsl.2014.12.015.
- Kendall, JM, Verdon, J & Baird, A 2014, 'Evaluating fracture-induced anisotropy using borehole microseismic data' CSEG Recorder, vol 39, no. 02, pp. 56-63.
- Kuo-Chen, H., Wu, F.T., Okaya, D., Huang, B.-S., Liang, W.-T., 2009. SKS/SKKS splitting and Taiwan orogeny. *Geophysical Research Letters* 36, L12303. doi:10.1029/2009GL038148.
- Musumeci, C., Patane, D., Scarfi, L., Gresta, S., 2005. Stress Directions and Shear-Wave Anisotropy: Observations from Local Earthquakes in Southeastern Sicily, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95, 1359–1374. doi:10.1785/0120040108.
- Norabuena, E.O., Dixon, T.H., Stein, S., Harrison, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate motions. *Geophysical Research Letters* 26, 3405–3408. doi:10.1029/1999GL005394.
- Savage, M.K., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics* 37, 65–106. doi:10.1029/98RG02075.
- Silver, P.G., Chan, W.W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research* 96, 16429. doi:10.1029/91JB00899.
- Tavera, H., Buforn, E., 1998. Sismicidad y sismotectónica de Perú. *Física de la Tierra* 10, 187–219.
- Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C., Barruol, G., 2008. SplitLab: A shear-wave splitting environment in Matlab. *Computers & Geosciences* 34, 515–528. doi:10.1016/j.cageo.2007.08.002.



KNICKPOINTS NO OESTE DA BAHIA – AS CACHOEIRAS DO ACABA VIDA E DO REDONDO COMO PRODUTOS DA NEOTECTÔNICA

José Edson Anuniação Santos Filho¹, Clayton Ricardo Janoni¹, Éder Luís Mathias Medeiros¹

¹Universidade Federal do Oeste da Bahia, e-mail: edsonfilhoh5@gmail.com

1. APRESENTAÇÃO

Atualmente, inúmeras investigações buscam demonstrar que antigos movimentos da crosta são recorrentes ao longo do tempo por meio das zonas de fraqueza crustal, responsáveis diretos por estes processos, expressos através de estruturas refletidas na paisagem, como afirma Ferreira (2001).

Para isto, torna-se necessário investigar a influência da Neotectônica como sugere alguns autores, enfatizando o reconhecimento de falhas “neoformadas-nucleadas” ou reativadas como condicionantes na estruturação do relevo, da rede de drenagem e nas formas de ocorrências dos depósitos sedimentares cenozoicos. A proposta de realização deste estudo se dá através da análise neotectônica de Knickpoints, como as cachoeiras do Acaba Vida e do Redondo, na região de Barreiras e Luís Eduardo Magalhães, no Oeste da Bahia.

O enfoque proposto para o entendimento e busca de evidências que confirme a tectônica recente na região Oeste da Bahia, se apoia em elementos geomorfológicos e geológicos e nos seus possíveis condicionantes estruturais. A história evolutiva dos episódios geológicos ocorridos no Cenozoico, tem como suporte evidências geomorfológicas, estruturais, litoestratigráficas e pedológicas reconhecidas regionalmente, nesta tentativa de reconhecimento dos processos tectônicos na influência da paisagem local.

1.2 Localização e acessos

O acesso à região Oeste da Bahia pode ser realizado, partindo de Salvador (capital do estado) até Feira de Santana pela BR-324, seguindo posteriormente pela BR-116 até o entroncamento com a BR-242, passando pelas cidades de Itaberaba, Seabra, Ibotirama, Barreiras, e, finalmente atingindo à cidade de Luís Eduardo Magalhães, após percorrer um total de 980 km. O acesso também pode ser realizado, por Brasília (capital federal), pela BR-020, perfazendo um total de 650 km.

A área de estudo localiza-se fundamentalmente entre os municípios de Barreiras e Luís Eduardo Magalhães. O acesso à Cachoeira do Acaba Vida, pode ser realizado, partindo de Barreiras pela BR-242 até o entroncamento com o Anel da Soja, seguindo posteriormente pela BA-459, até a localidade. O acesso à Cachoeira do Redondo, partindo da cidade de Barreiras, se dá pela BR-135 até o entroncamento com a BA-827, seguindo aproximadamente 70 km para NW, margeando o Rio Branco (Figura 1).

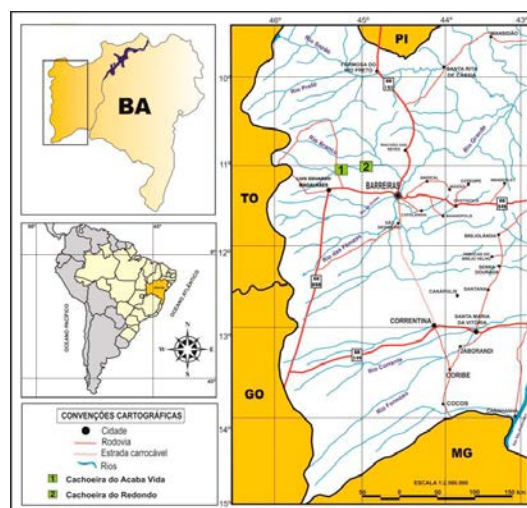


Figura 1: Mapa de localização das cachoeiras do Acaba Vida e do Redondo na região Oeste da Bahia. Fonte: (DNIT, 2002).

2. CONTEXTO GEOLOGÓGICO DO OESTE DA BAHIA

O Oeste da Bahia está inserido geologicamente nos domínios do Cráton do São Francisco (CSF) em seu setor setentrional, bordejado por faixas orogênicas (Barbosa et al. 2003). O embasamento do CSF neste setor encontra-se recoberto por extensas coberturas sedimentares marinhas e continentais, além das coberturas recentes, que ocorrem predominantemente junto ao limite norte com o Orógeno Rio Preto e nos vales dos principais rios.

Na região de Barreiras e Luís Eduardo Magalhães afloram rochas metapelíticas e metarcoseanas das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves do Grupo Bambuí, de idade neoproterozoica. Estas rochas afloram nas porções orientais e geralmente em cotas inferiores a 590m de altitude onde os processos erosivos de dissecação do relevo foram mais atuantes.

Sobrejacente aos litotipos do Grupo Bambuí ocorrem rochas areníticas do Grupo Urucuia. Essas rochas, que afloram principalmente nos sopés das vertentes e estruturam as escarpas de regressão do relevo, foram depositadas em ambiente eólico com retrabalhamento fluvial. Estas litologias afloram em cotas superiores a 560m e apresentam variações faciológicas laterais e verticais. Na área de estudo foram reconhecidos elementos arquiteturais e litofácies pertencentes às formações Posse e Serra das Araras.

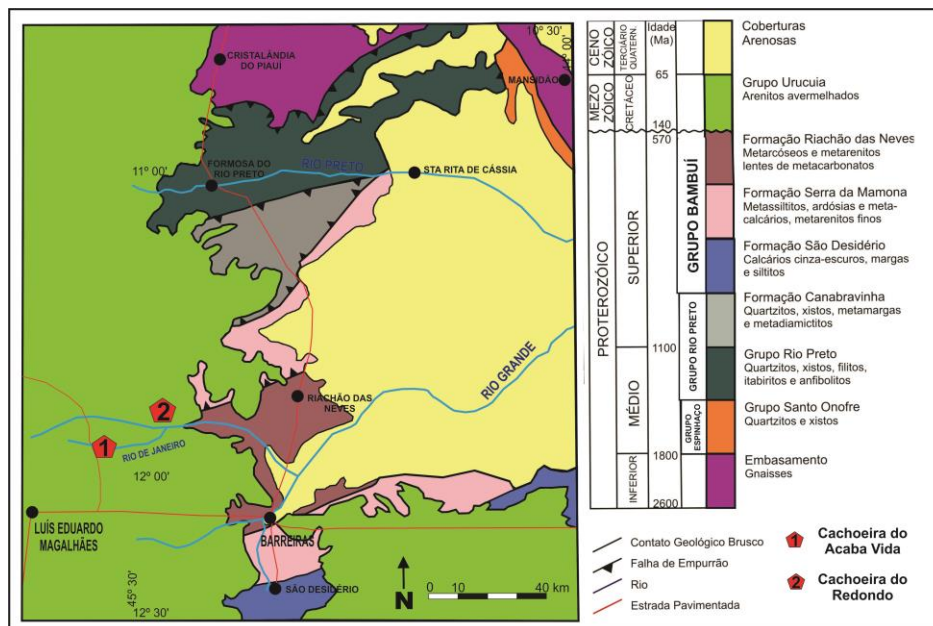


Figura 2: Mapa Geológico da região de Barreiras e Luís Eduardo Magalhães, no Oeste da Bahia. Fonte: Modificado de Bizzi et al. (2003).

3. NICKPOINTS E ANÁLISE ESTRUTURAL

A Cachoeira do Acaba Vida encontra-se assentada em arenitos feldspáticos, em meio aos litotipos da Formação Serra das Araras, unidade superior do Grupo Urucuia. A Cachoeira do Redondo por sua vez, está encaixada em quartzarenitos bimodais, característico da Formação Posse, unidade basal do Grupo Urucuia.

Embora muitas cachoeiras estejam ligadas a erosão diferencial em contatos litológicos, diques e dobramentos, a sua grande maioria está relacionada a falhas e fraturas, onde o deslocamento entre blocos de rochas, promove um desnível abrupto e a possibilidade de uma queda d'água, gerando os chamados Knickpoints. A argumentação para a origem dessas estruturas rúpteis, impressas no Grupo Urucuia, apoia-se nos subsídios da Neotectônica, onde as tensões intraplacas acabam por reativar estruturas deformacionais pretéritas e gerar estruturas "neoformadas", as quais passam a fazer parte do arcabouço estrutural de coberturas sedimentares mais recentes.

A análise estrutural permitiu identificar através de 20 medidas de fraturas com direção média N350°/82°NE predominantes, correspondendo a estruturas rúpteis brasileiras reativadas no cenozoico. Ambas as cachoeiras estão impressas segundo os lineamentos de direção NW/SE (Figura 3).

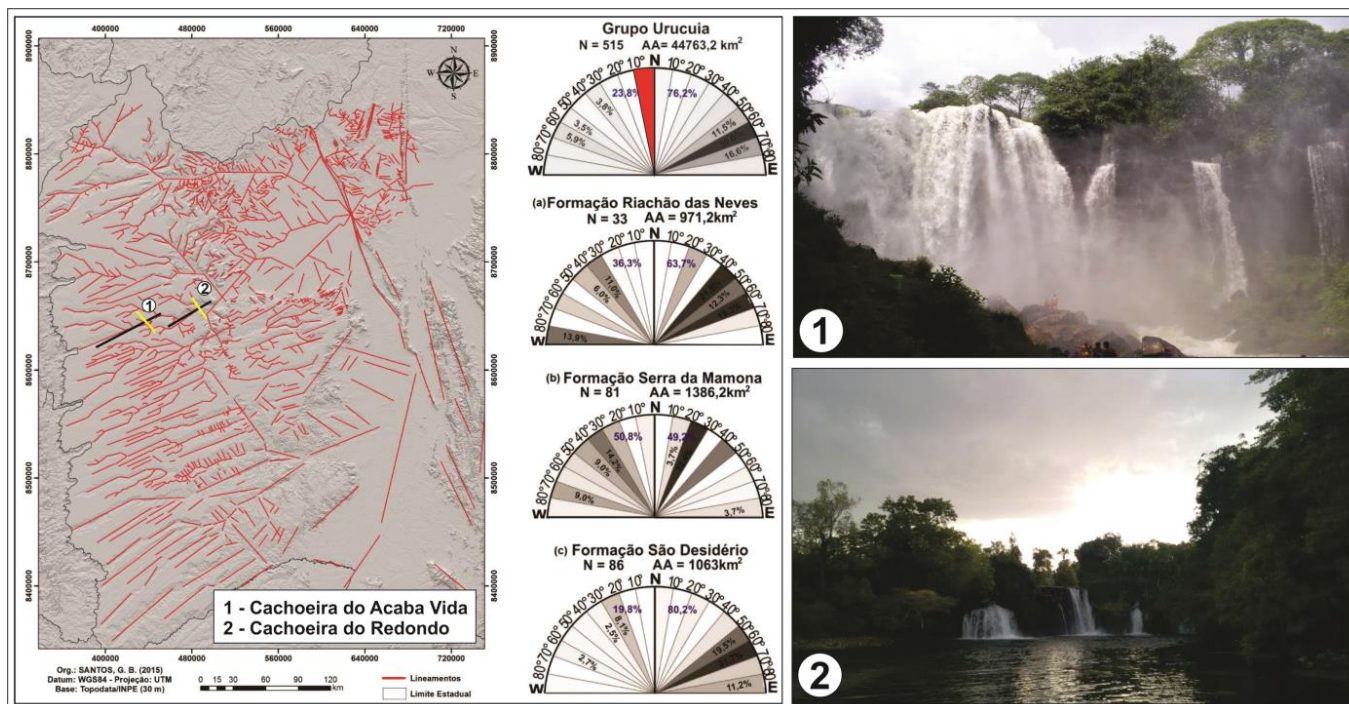


Figura 3. Mapa de Lineamentos e direções preferenciais do padrão de fraturas por unidades geológicas no Oeste da Bahia. Fonte: Modificado de Janoni et al. (2016).

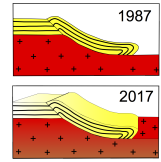
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Estruturas rúpteis são expressivas no Oeste da Bahia, sendo representadas por lineamentos que controlam a direção de rios e trechos de afluentes, e feições de relevo, como a direção geral das escarpas que limitam os Chapadões Urucúia, podendo, portanto, estar intimamente ligadas com a formação das cachoeiras do Acaba Vida e do Redondo.

Em síntese, os regimes tectônicos aplicados no Oeste da Bahia referem-se a atuação de um primeiro regime compressivo relacionado ao ciclo Brasileiro gerando zonas de cisalhamento dextrais NE-SW responsáveis pela instalação dos rios regionais, seguido por um evento transcorrente E-W associado a estruturas transcorrentes no Mioceno, e por fim, a implantação de um regime Plio-Pleistocênico transtensivo com falhamentos NW-SE e NE-SW, responsáveis pela estruturação das coberturas sedimentares cenozoicas e a presença de anomalias da rede de drenagem, infletindo na mudança de brusca de direção de alguns canais de drenagens

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P; MARINHO, M. M. (2003). O Cráton do São Francisco na Bahia. Uma síntese. Revista Brasileira de Geociências, Brasília, v. 33, n.1, p. 3-6.
- BIZZI, L. A. et al. (2003). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM. 692p.
- DNIT – Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes. 2002. Mapa Rodoviário da Bahia. Brasília.
- FERREIRA, M. F. M. (2001). Geomorfologia e análise morfotectônica do Alto Vale do Sapucaí - Pouso Alegre (MG). 2001, 225f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.
- JANONI, C. R.; CASTRO, M. S. S.; SANTOS, G. B.; JANONI, A. S. R.; SOUZA, D. P. C. Neotectônica nas Coberturas Sedimentares do Cráton do São Francisco no Oeste da Bahia. Revista de Geologia, UFC, v.29, n.1, 2016. p. 93-111.



ASPECTOS MICROESTRUTURAIS ASSOCIADOS A FEIÇÕES DE DEFORMAÇÃO EM ARENITOS POUCO CONSOLIDADOS DA FORMAÇÃO RESENDE (BACIA DE VOLTA REDONDA, RJ)

Teresa Rotava¹, Suelen do Nascimento Vogel², Claudio Limeira Mello³, Aline Theophilo Silva⁴

¹ Graduação em Geologia, IGEO/UFRJ – e-mail: tersrotava@gmail.com

² Programa de Pós-graduação em Geologia, IGEO/UFRJ – e-mail: sugeovogel@yahoo.com.br

³ Departamento de Geologia, IGEO/UFRJ – e-mail: limeira@geologia.ufrj.br

⁴ PETROBRAS/CENPES – e-mail: alinet@petrobras.com.br

INTRODUÇÃO

O presente estudo aborda a caracterização microestrutural de feições similares a bandas de deformação ou de compactação recentemente reportadas por Maciel (2016) em um afloramento da Formação Resende na bacia de Volta Redonda, inserida no segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB - Riccomini *et al.*, 2004).

Bandas de compactação e bandas de deformação correspondem a feições estruturais geradas pela concentração de tensão sobre arenitos pouco consolidados, aumentando o grau de empacotamento dos grãos (Aydin & Johnson, 1978; Fossen, 2010; Pei *et al.*, 2015). As bandas de deformação são formadas quando é atingido o estágio de cataclase, reduzindo assim a granulometria original, sem que seja atingido o limite de ruptura da rocha (*i.e.* sem a geração de falhas). Todas estas estruturas constituem feições delgadas (< 1cm de espessura) e ocorrem em feixes anastomosados, denominados zonas de bandas de deformação ou de compactação. No caso das bandas de deformação, por apresentarem porosidade e granulometria reduzidas em relação à rocha hospedeira, são capazes de afetar localmente as características petrofísicas de reservatórios de hidrocarbonetos ou de água, atuando fundamentalmente como barreiras ou estruturas de retardo de fluidos.

A Formação Resende se constitui no principal preenchimento das bacias sedimentares do segmento central do RCSB, sendo composta predominantemente por arenitos feldspáticos pouco consolidados, intercalados com lamitos. Outro aspecto a ser destacado é o intenso fraturamento neotectônico verificado nos seus depósitos, relacionado às diferentes fases evolutivas do RCSB. Dentro deste contexto, a Formação Resende representa um importante aquífero regional, cujas características permoporosas são bastante influenciadas pelos padrões de fraturamento neotectônico (Albuquerque *et al.*, 2003), justificando uma investigação mais aprofundada desta unidade e de suas estruturas de deformação tectônica, como um possível geomaterial análogo a importantes reservatórios siliciclásticos pouco consolidados e fraturados.

METODOLOGIA

As principais atividades desenvolvidas neste estudo envolveram a descrição macroscópica e microscópica de três blocos de arenitos deformados e oito amostras de arenitos não-deformados (estes incluídos como base para comparação).

Os blocos de arenitos deformados foram descritos macroscopicamente e, em seguida, tomografados em tomógrafo médico, para a caracterização mais detalhada dos aspectos macroscópicos observáveis. A partir da interpretação das imagens tomográficas foram selecionadas posições para a confecção de lâminas petrográficas.

As amostras de arenitos não-deformados foram descritas macroscopicamente e, em seguida, confeccionadas lâminas petrográficas.

Os aspectos analisados foram: granulometria; seleção; arredondamento/circularidade dos grãos; matriz; cimento; trama; porosidade; composição mineralógica; e arquitetura das zonas de falhas. Foram tomados como base trabalhos anteriores de caracterização petrográfica da Formação Resende realizados por Ramos (1997), Brêda *et al.* (2013) e Negrão (2014).

Para a confecção das lâminas delgadas, todas as amostras foram impregnadas com resina, sendo utilizado corante azul para ressaltar a porosidade das rochas.

RESULTADOS

Os arenitos analisados são finos a grossos, mal a moderadamente selecionados, com grãos em geral muito angulosos a subangulosos. Os contatos entre os grãos são dos tipos pontual e alongado, indicando a baixa compactação dessas rochas. A matriz encontrada é, predominantemente, do tipo epimatriz, ou seja, de origem secundária, não deposicional (associada, por exemplo, à substituição de feldspatos por argilominerais), com consequente infiltração nos poros intergranulares da rocha, contornando os grãos. A porosidade também é predominantemente de origem secundária (expansão e contração da matriz; móldica; e intragranular). O componente mineralógico majoritário é o quartzo, seguido dos feldspatos e de litoclastos, com presença esporádica de micas.

As estruturas de deformação analisadas se caracterizam como faixas estreitas (menos que 1 cm), subverticais, compondo zonas com espessuras de 30 a 60 cm, em padrão anastomosado. Cada faixa apresenta aspecto granular mais fino do que a rocha no entorno. A cimentação por óxido de ferro ocorre paralelamente a estas faixas (Figura 1).

As análises tomográficas ressaltaram a presença nos blocos de faixas verticais de maior densidade, identificadas por cores mais claras (Figura 1), devido à maior compactação dos grãos (menor porosidade), sendo interpretadas como de maior deformação (bandas de deformação/compactação). A cimentação por óxido de ferro foi identificada como faixas muito delgadas e ainda mais claras, no limite das faixas verticais descritas. Foi possível se reconhecer pequenas falhas e, também, padrões relacionados a estruturas sedimentares primárias (estratificações cruzadas acanaladas).

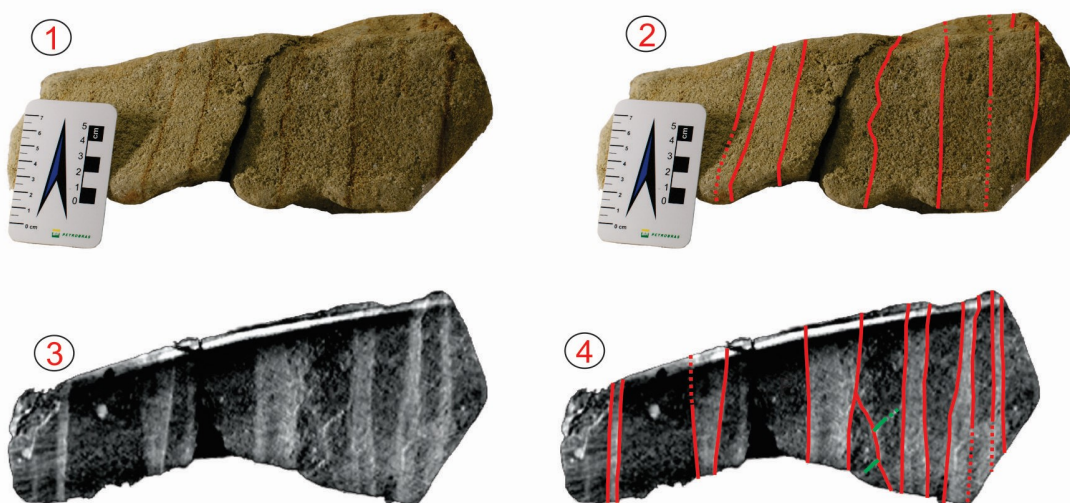


Figura 1 - Aspectos macroscópicos e em imagem tomográfica de bloco de arenito da Formação Resende deformado. 1) Aspecto macroscópico geral do bloco, podendo-se observar faixas delgadas verticais, aproximadamente paralelas, destacadas pela cimentação por óxido de ferro, interpretadas como estruturas de deformação tectônica. 2) Interpretação da imagem anterior. 3) Imagem tomográfica do bloco, destacando-se os contrastes de densidade, que acompanham o padrão vertical observado macroscopicamente (maior densidade associada às faixas mais claras). Notar faixas muito delgadas e ainda mais claras, que podem ser associadas à cimentação por óxido de ferro. Notar também, no canto inferior esquerdo, padrão entrecruzado, associado a estruturas sedimentares (estratificação cruzada acanalada) e uma pequena falha à direita (deslocamento das linhas em verde). 4) Interpretação da imagem anterior.

Em lâmina delgada, foi possível visualizar um padrão de variação de granulometria nos arenitos deformados, com a intercalação de faixas verticais com grãos de tamanho areia grossa, fraturados, e faixas de grãos de areia fina, muito angulosos e muito fraturados, com presença de matriz fina, sugerindo o efeito da cominuição dos grãos (Figura 2A). Estes aspectos não foram reconhecidos nos arenitos não deformados, embora tenham sido identificados alinhamentos de grãos não relacionados a estruturas sedimentares, sugerindo processo de fluxo granular, atribuído a uma deformação incipiente (Figura 2B). Superfícies ferruginosas acompanham invariavelmente os limites entre as faixas com granulometrias distintas (Figura 2C).

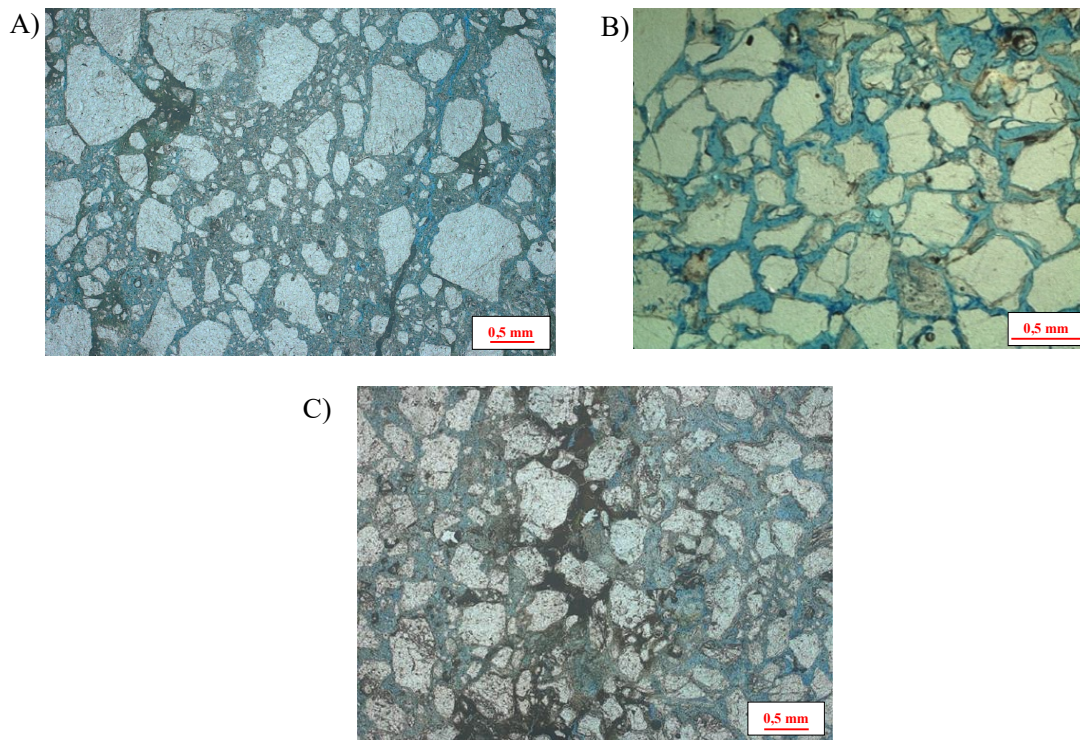


Figura 2 - A) Fotomicrografia (nicóis paralelos) de arenito deformado, destacando a variação granulométrica em faixas verticais. A faixa central exibe grãos mais finos e matriz abundante, sugerindo processo de cominuição. B) Fotomicrografia (nicóis paralelos) de arenito não-deformado, destacando a seleção moderada, ocorrência restrita de matriz e contatos pontuais entre os componentes. Notar alinhamento de grãos, associado a fluxo granular, caracterizando uma deformação incipiente. C) Fotomicrografia (nicóis paralelos) ilustrando a cimentação por óxido de ferro controlada pelas faixas de maior granulometria.

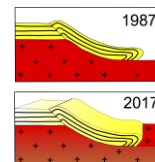
CONCLUSÃO

O padrão microestrutural observado nos arenitos deformados da Formação Resende indica feições geradas por processo cataclástico, reduzindo a granulometria original da rocha por cisalhamento e alinhando os grãos angulosos subparalelos à direção do movimento tectônico. Segundo Aydin & Johnson (1978), esse processo é característico da geração de bandas de deformação.

A cimentação por óxido de ferro paralelamente às estruturas tectônicas indica que essas feições atuaram como barreiras ou estruturas de retardo para a percolação da água, aumentando o tempo de residência do fluxo e condicionando a localização da precipitação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, A. P. B.; MELLO, C. L.; SILVA Jr., G. C.; PIZANI, T. C. (2003). Fraturamento neotectônico e a sua aplicação na avaliação hidrogeológica da bacia sedimentar de Resende (RJ). *Águas*, Informe Técnico, v.1, p.1 - 8.
- AYDIN, A.; JOHNSON, A. M. (1978). Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstone. *Pure Applied Geophysics*, v.116, p.931-942.
- BRÊDA, T. C.; Ramos, R.R.C.; Mello, C. L. (2013). Análise petrográfica da Formação Resende (bacia de Resende, RJ). *Geociências*, v.32, n.4, p.659-676.
- FOSSEN, H. (2010). Deformation bands formed during softsediment deformation: observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology*, v.27, p. 215-222.
- MACIEL, I. B. (2016). Caracterização da formação rúptil em afloramento da Formação Resende, bacia de Volta Redonda (RJ). Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 80p.
- NEGRÃO, A. P. (2014). Evolução tectonossedimentar e deformação rúptil cenozoica da região da bacia sedimentar de Volta Redonda (Segmento Central do Rift Continental do Sudeste do Brasil, RJ). Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 249p.
- PEI, Y.; PATON, D. A.; KNIPE, R. J.; WU, K. (2015). A review of fault sealing behaviour and its evaluation in siliciclastic rocks. *Earth-Science Reviews*, v.150, p.121-138.
- RAMOS, R. R. C. (1997). Estratigrafia da sucessão sedimentar terciária da bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com ênfase na caracterização das litofácies, ciclicidade e paleocorrentes. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 208p.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. (2004). Evolução geológica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Dal Ré Carneiro, C.; Brito Neves, B. B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 383-405.



A SISMICIDADE EM SOBRAL-CE

Afonso Rodrigues de Almeida¹, Robert de Lima Muniz²

RESUMO

A região noroeste do Estado do Ceará, em particular o município de Sobral, tem se mostrado como a região mais sismicamente ativa do Nordeste do Brasil. Desde 2008 até hoje foram registrados mais de 5000 sismos, somente alguns com instensidade superior a 3. Os registros em sua maioria se devem à rede sismográfica do Laboratório Sismológico da UFRN (LabSis/UFRN). À falha (fratura) Riacho Fundo tem sido atribuída toda a sismicidade daquela região descartando-se a natureza sísmica das zonas de cisalhamento principais. Aqui mostramos que as zonas de cisalhamento Sobral Pedro II, Café Ipueiras e Massapê, cada uma delas ao seu tempo, são as reponsáveis pela sismicidade regional.

Palavras Chave: Sismicidade no Ceará. Zonas de cisalhamento.

ABSTRACT

The Northwest region of the State of Ceará, in particular the city of Sobral, has shown with the most seismically active region in the northeast of Brazil. From 2008 until today have already been registered more than 5000 earthquakes, only a few with magnitude of more than 3. The records are due to the seismograph network of Seismological Lab of UFRN (LabSis/UFRN). To Riacho Fundo fault (fracture) has been assigned all the seismicity of the region dropping the seismic nature of principal shear zones. Here we show that Sobral Pedro II, Café Ipueiras and Massapê shear zones, each of them to your time, are responsible by the regional seismicity.

Key words: Seismicity in Ceará. Shear zones.

INTRODUÇÃO

A região de Sobral tem se destacado como uma das mais sismicamente ativas no Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. Cerca de 90% dos sismos que ocorreram nestes últimos cinco anos neste Estado (geralmente com magnitudes inferiores a 2,5) se distribuem ao longo dos cisalhamentos Sobral-Pedro II e Café Ipueiras, ambos de direção NE-SW e estruturas secundárias menores associadas.

Os terremotos são o resultado de uma rápida movimentação de blocos em resposta a um esforço aplicado. Uma falha geológica é portanto, o foco deste movimento que libera energia sísmica que se dispersa em todas as direções. O ponto central de dispersão desta energia é chamado hipocentro, enquanto sua projeção vertical na superfície é chamado de epicentro. A concentração de sismos nesta região levou aos pesquisadores do INCT – Estudos Tectônicos, a instalação de sismômetros nas região de Sobral com o objetivo de realizar estudos de neotectônica nas áreas sismogênicas do Nordeste, visando entender a evolução crustal, tendo como foco a reativação de grandes estruturas crustais. Resultados destes estudos são discutidos a base da estruturação tectônica regional e tensores produzidos pela expansão da bacia oceânica atlântica adjacente.

Estes estudos foram desenvolvidos para fornecer interpretações alternativas às encontradas na literatura. Para realiza-lo utilizamos principalmente os dados fornecidos pelo Laboratório de

¹ Professor Associado Depto. Geologia da Universidade Federal do Ceará. afonso_almeida@uol.com.br

² Discente Curso de Geologia Universidade Federal do Ceará. Robert.muniz.geo@gmail.com

A análise estrutural regional e dados locais nos levam a conclusões diferentes daquelas dos autores supracitados. Os nossos argumentos são como segue:

- a. Ao longo de toda a borda nordeste do granito Meruoca, no contato deste com os sedimentos Jaibaras, são frequentes e abundantes os pseudotaquilitos sugerindo que a zona de cisalhamento Café-Ipueiras foi, no passado, sismicamente ativa.
- b. Na bacia do Jaibaras, o contato “tectônico” (ZCCI) dos corpos graníticos (Meruoca e Mocambo) com as seqüências vulcano-sedimentares é marcado por ocorrências de granito tipo Red Dragon (uma designação comercial dada para o granito meruoca vermelho contendo veios de hematita-magnetita), de brechas de cataclásticas associadas a alterações hidrotermais no granito e sulfetos de Cu e Fe, bem como carbonatos de Cu (Parente et al, 2005a, b, Garcia et al., 2006), indicando reativções frágeis em todo o cisalhamento. Os riolitos Mumbaba que ocorrem ao longo da rodovia Sobral-Tuina mostram estruturais similares às dos granitos do tipo Red Dragon, como resultado da reativação frágil da ZCSPII. Situação similar é observada ao longo da ZC Massapê.
- c. Conforme o Laboratório Sismológico da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN – Labsis), entre 2008 e 2012 foram registrados quase quatro mil tremores na região noroeste do Ceará. Há registros de “tremores” ocorridos em Alcantaras, Meruoca, Hidrolândia, Granja, Senador Sá, etc.. Dentre estes, Santana do Acaraú, Morrinhos, Frecheirinha e Massapê se mostram ao longo dos cisalhamentos SPII, CI e M, enquanto Alcantaras e Meruoca no Granito Meruoca.
- d. As atividades sísmicas mais recentes (março de 2017) se concentraram no Município de Santana do Acaraú ao longo da ZCM.

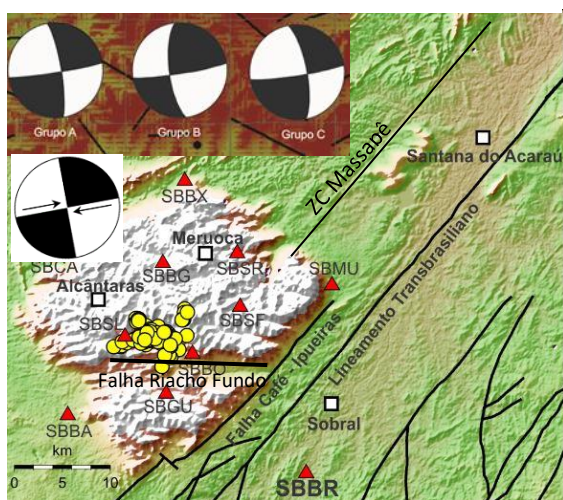


Fig.2 Mapa epicentral dos sismos da Serra da Meruoca em 2008. Os círculos amarelos = epicentros. Os triângulos vermelhos = estações sismográficas

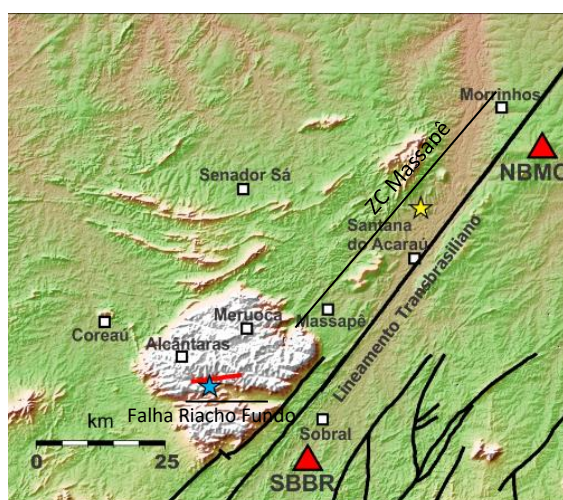


Fig.3 Entre os dia 03 e 09/11 foram registrados 13 eventos na área epicentral da Serra da Meruoca (blue star) e 9 eventos em Santana do Acaraú (Yellow star).

DISCUSSÃO

O enxame de sismos que definiu a Falha Riacho Fundo nos parece bastante disperso, e concentrado na extremidade oeste da estrutura, sugerindo que isso possa ser resultante de uma propagação de fratura, como acontece na região Hawaiana. Considerando-se o ângulo que ela forma com a ZCCI, ela seria muito mais compatível com uma fratura extensional associada a um movimento sinistral da ZCCI.

Caracterizar esta estrutura como uma falha transcorrente dextral exige um sigma 1 com direção de cerca de 315°Az.. Esta direção de sigma 1 é totalmente incompatível com os tensores regionais ocasionados pela expansão do assoalho oceânico (E-W). Oliveira (2014) acredita que esta falha seja originada da mesma que as fraturas que abrigam os diques básicos que ocorrem regionalmente. O problema é que as fraturas que abrigam os diques são extensionais e foram produzidas por tensores sigma 1 de direção E-W (expansão da crosta oceânica).

Acreditar que esta falha Riacho Fundo seja produzida desta forma, é acreditar que os tensores regionais advindos de uma fonte desconhecida, uma vez atuando na região, não reativaria as estruturas pre-existentes, o que é pouco provável. Por outro lado, não há ou pelo menos até hoje nunca foi publicado, evidências texturais e/ou estruturais desta falha, exceptuando-se o “vale” sobre o qual ela foi desenhada.

A ocorrência sincrônica de sismos tanto no granito Meruoca como em Santana do Acaraú mostra que não há uma relação de exclusividade de tensores para a Meruoca, havendo a necessidade de se compatibilizar um único para os dois. Eles alinham, pelo menos superficialmente, ao longo de uma linha que é compatível com a ZC Massapê. Se tomarmos os demais sismos que ocorrem na região (Fig.1) concluímos que as zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II, Café Ipueiras e Massape, todas elas, cada uma em sua vez, é responsável pelos movimentos regionais que produzem os sismos da região.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Garcia M.G.M., Parente C.V., Souza R.R., Albuquerque Júnior I.F., 2006. Controle estrutural de depósitos tipo IOCG: Dados preliminares da Bacia do Jaibaras-CE, Província Borborema. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju-SE. Anais..., p.353.

Moura A.C.A., Oliveira, P.H.S., Bezerra, F.H.R., Fuck R. A. ¹, Ferreira² J. M., Nascimento² A. F., Soares¹ J. E., 2012 Tectônica Rúptil e Sismicidade no Granito Meruoca, NW do Ceará – Província Borborema

Oliveira, P. H. S., 2014. Sismicidade e esforços tectônicos na zona sísmica Acaraú, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado apresentado ao IG-UFRN, Natal – RN. Inédito.

Oliveira, P.H.S, Ferreira, J.M., Nascimento, A.F. Bezerra, F.H.R., Soares J.E., Fuck R.A., 2010. Estudo da Sismicidade na Região de Sobral – CE, NE do Brasil, em 2008. IV Simpósio Brasileiro da SBGf – Brasília 2010.

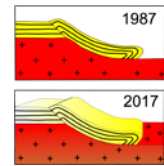
Parente C.V., Garcia M.G.M., Botelho N.F., Souza R.R., Albuquerque Júnior I.F., 2005b. Aspectos geológicos e tipológicos das ocorrências de Fe-Cu da bacia eo-paleozóica Jaibaras-CE. *In*: Simp. Geol. do Nordeste, 21, Recife-PE, 1995. Bol. Resumos: 168-172.

Parente C.V., Silva Filho W.F., Almeida A.R., 2004. Bacias do Estágio de Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, p. 525-536.

Parente C.V., Silva Filho W.F., Fernandes N.H., Almeida A.R., Gouveia C., Garcia M.G.M., 2005a. Geologia e tipologia da ocorrência de ferro da bacia eoproterozóica Jaibaras, CE. I Simpósio de Metalogenia, Gramado-RS, CD ROM Volume.

Parente, C.V., Almeida, A.R., Castro, D.L., Fambrini, G.L., Garcia, M.G.M., Botelho, N.F., Silva Filho, W.F., 2009. Estratigrafia, magnetometria, tipologia e gênese das ocorrências de Fe-Cu da Bacia eo-paleozoica Jaibaras, CE. Relatório Final CNPq– Proc.472656/2006-6, 253p. (inédito).

Santos, A.C.L., Padilha, A.L., Fuck, R.A., Pires, A.C.B., Vitorello, I., Padua, M.B., 2014. Deep structure of a stretched lithosphere: magnetotelluric imaging of the southeastern Borborema province, NE Brazil. *Tectonophys. Amst.* 610, 39-50.



Morfometria e possíveis implicações tectônicas da bacia hidrográfica do Rio das Mortes, regiões de Campo Verde e Primavera do Leste, MT

Lena Simone Barata Souza¹, Marvim F. M. Alves², Danilo Guilherme Queiroz R. da Silva³, Jackson Douglas Silva da Paz⁴, Caiubi Emanuel Souza Kuhn⁵.

¹Professora Departamento de Geologia, UFRR, lenabarata@yahoo.com.br

²Graduando Faculdade de Geociências, UFMT, marvim.mota@gmail.com

³Pesquisador Colaborador, FAPEMAT, danilogrs@hotmail.com

⁴Professor Departamento de Geologia, UFRR, jackdspaz@yahoo.com.br

⁵Professor Engenharia de Minas, UFMT - caubigeologia@hotmail.com

INTRODUÇÃO

É ampla a variedade de trabalhos que fazem uso das ferramentas de sensoriamento remoto para fins geomorfológicos, litológicos e estruturais (p. e., Paradella *et al.* 2000; Roza *et al.* 2005; Souza & Rossetti, 2011). Caracterizar a geometria da rede de drenagem, no que diz respeito a morfometria, confere a possibilidade da delimitação da disposição espacial dos rios, controlada, em grande parte, pelas características geológicas (Howard, 1967). A disposição espacial de um rio é definida como padrão de drenagem (Howard, 1967), que geralmente estão ligados à topografia, posicionamento de rochas e situações intempéricas (Bloom, 1991) e muitos dos padrões de drenagem denotam anomalias que auxiliam no reconhecimento de áreas com controle tectônico, o que também é sugerido por mudanças súbitas entre os padrões. Segundo, Hobbs (1904), os lineamentos morfoestruturais corresponde à expressão espacial de feições morfológicas da paisagem que possam ter relação com feições geológicas, podendo revelar seu comportamento tectônico. Esses lineamentos são, em geral, expressos por cristas de cordilheiras ou limites de áreas elevadas, linhas de drenagem, linhas de costa e linhas representativas de contatos litológicos.

O canal de drenagem do Rio das Mortes, objeto deste trabalho, tem cerca de 1.200 km de extensão e quase 300 km na região. Abrange área de drenagem de 11.997 km², cortando grandes porções territoriais dos municípios Campo Verde e Primavera do Leste (Figura 1a). A montante este rio é composto por cerca de 30 bacias de drenagem, limitadas por serras e/ou quebras de relevo em suas bordas (Figura 1b). Assim, buscou-se identificar os aspectos estruturais no interior na região, baseado em características de anomalia de drenagens recentes.

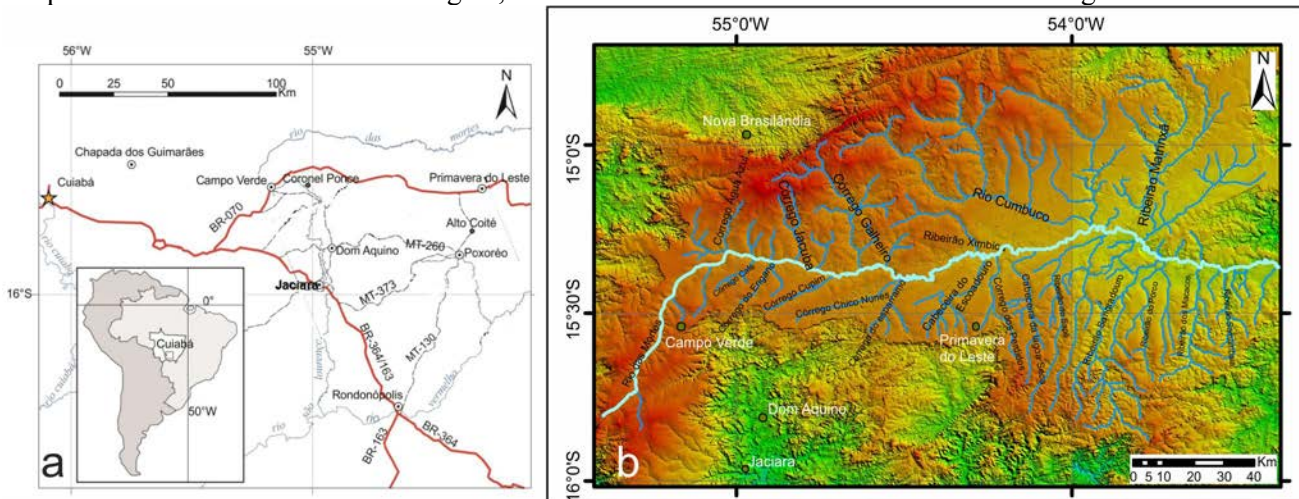


Figura 1 - Mapas da área. 1a. Localização do Rio das Mortes. 1b. Bacia hidrográfica do Rio das Mortes e seus afluentes.

CONTEXTO REGIONAL

Na porção sudeste do Estado de Mato Grosso, a Bacia do Paraná, tem sido influenciada pela megaestrutura Lineamento Transbrasiliiano, especialmente desde o Neocretáceo, estes movimentos tectônicos ocasionaram o desenvolvimento das Bacias Cambambe e Poxoréo (Coimbra 1991; Kuhn 2014). Através das reativações de descontinuidades crustais, (Curto *et al.*, 2014), originadas ao final do Ciclo Brasiliano, têm-se registrado em rochas Fanerozóicas da região, deformações em especial, as de natureza rúptil, pela ativação de falhas direcionais. O Rio das Mortes, entalha unidades, especialmente, NeoDevoniano, Neocretáceo e Terciário.

Parcialmente, aparecem rochas do Grupo Paraguai e Formação Aquidauana nas bordas. O contexto está relacionado às bacias Cambambe e Poxoréo.

MÉTODO

Para identificação das propriedades da drenagem utilizou-se imagens *Radar Topography Mission* (SRTM), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com resolução de aproximadamente 30 metros. A extração da drenagem, foram executadas através do software *ArcMap*/Laboratório de Sensoriamento Remoto da Faculdade de Geologia (FAGEO/UFMT). As caracterização da rede de drenagem da bacia hidrográfica do Rio das Mortes obedeceram parâmetros elucidados na literatura como tropia, grau de controle, sinuosidade, angularidade e ângulo de junção e fator de assimetria (Berger, 1994; Deffontaines & Chorowicz, 1991; Fiori & Soares, 1976; Holmes, 1965; Howard, 1967).

RESULTADOS/DISCUSSÃO

A tabela 1 e figura 2 configuram o caráter morfométrico da rede de drenagem da bacia hidrográfica do Rio das Mortes. Analisando-se os elementos texturais de drenagem foi possível também determinar associação de respostas de canais de drenagem com falhas direcionais e sugerir em diferentes pontos o sentido do movimento (Silva & Paz, 2015). Em geral, as rochas sedimentares pertinentes a área de estudo, proporcionaram o padrão de drenagem uniformemente dendrítico à subdendrítico. A presença de estruturas pré-existentes do embasamento, especialmente, da Faixa Paraguai de idade Neoproterozóica, juntamente com a sua recente reativação leva ao aparecimento dos padrões de drenagem como a treliça, contorcida e subparalela. É válido mencionar que as sub-bacias Ribeirão do Sapê, Rio Sangradouro Grande, Ribeirão Couro de Porco, que abrangem em parte um padrão subparalelo está alinhado com *trend* N-S, configurando um leve basculamento.

As formas circulares associadas a uma tropia multidirecional ordenada nas sub-bacias dos rios Cumbuco e Matrinxã (margem esquerda), permite dizer que há um forte soerguimento. O cálculo do Fator de Assimetria, encontrou dois terços dos resultados com valores entre 50 e 60, enquanto outras 9 sub-bacias alcançaram valores 61 e 70. Apenas em um obteve-se o valor 81. Os altos valores obtidos para Cumbuco e Matrinxã, denotam também o efeito de soerguimento da sub-bacia. Drenagens, recorrentemente, unidirecionais, de alto grau de controle, sinuosidade retilíneas, e eventualmente, tendo alinhamento entre os padrões subparalelos e treliças, apresentam forte indícios de falhamento direcional. Estes alinhamentos são *trends de* direções NE-SW e N-S. O fator de assimetria corroborou para afirmar o soerguimento de áreas relacionadas as formas circulares (sub-bacias Cumbuco e Matrinxã) (Figuras 2 e 3). A maior parte destas sub-bacias assimétricas ocorreram na margem esquerda da bacia principal (i. e., Rio das Mortes).

Em parte de algumas sub-bacias, Córrego dos Perdidos e Sangradouro Grande, onde foram identificados os padrões contorcidos associados aos ângulos de junção obtusos (Figura 2 e tabela 1), sugerem rejuvenescimento nos canais de drenagem, especialmente próximo ao Rio das Mortes. Através da associação pelos alinhamentos anômalos, de diferentes elementos texturais de drenagem foi possível determinar respostas de deslocamento por falhas direcional (Schumm et al., 2002). É provável que estes deslocamentos direcionais por falhas, tenham ocorrido repetidas vezes em várias subbacias, levando alguma captura de drenagem. O canal principal da bacia, o Rio das Mortes, também tem vários deslocamentos do eixo drenagem sugerindo pequenos *offsets*, sendo mais marcante à jusante (Figura 3).

A associação das anomalias dos elementos texturais de drenagem com movimentos direcionais, possibilitam colocar dados robustos sobre geologia estrutural em uma região até hoje de difícil definição. Os dados gerados a partir das análises permitem complementar-se com trabalhos anteriores como Santos (2014) sobre o Sistema de Riedel e a cinemática; e Silva & Paz (2015) sobre as estruturas resultantes do mesmo sistema na região.

Tabela 1- Propriedades morfométricas da área.

Identificação		PROPRIEDADES DE DRENAGENS					
		Tropia	Grau de controle	Sinuosidade	Angularidade	Ângulo de Junção	Fator de Assimetria (FA)
1	Rio das Mortes	bidirecional	médio	mistos	baixa	Agudo	forte
2	Córrego Cafê	bidirecional	médio	mistos	baixa	Agudo	forte
3	Córrego do Engano	bidirecional	médio	mistos	baixa	Agudo	forte
4	Córrego Cupim	unidirecional	alto	retilíneos	alta	Reto	forte
5	Córrego do Chico Nunes	unidirecional	alto	retilíneos	alta	Reto	moderada a fraca
6	Córrego do Esparramo	bidirecional	médio	mistos	média	Agudo	forte
7	Cabeceira do Escoadouro	bidirecional	médio	mistos	média	Agudo	moderada a fraca
8	Ribeirão dos Perdidos	unidirecional	alto	mistos	baixa	Obtuso	moderada a fraca
9	Cabeceira da Lagoa Seca	bidirecional	médio	mistos	baixa	Obtuso	moderada a fraca
10	Ribeirão do Sapê	bidirecional	médio	mistos	média	Obtuso	forte
11	Rio Sangradouro Grande	multidirecional ordenada	baixo	mistos	média	Obtuso	moderada a fraca
12	Ribeirão Couro de Porco	unidirecional	alto	mistos	média	Agudo	moderada a fraca
13	Ribeirão dos Macacos	bidirecional	médio	retilíneos	média	Agudo	moderada a fraca
14	Ribeirão Samambaia	bidirecional	médio	mistos	média	Agudo	moderada a fraca
15	Córrego Água Limpa	unidirecional	alto	mistos	baixa	Agudo	moderada a fraca
16	Córrego Água Azul	bidirecional	médio	retilíneos	baixa	Reto	moderada a fraca
17	Córrego Jacuba	unidirecional	alto	mistos	baixa	Agudo	moderada a fraca
18	Corrego Galheiro	tridirecional	baixo	mistos	alta	Obtuso	forte
19	Ribeirão Ximbica	bidirecional	médio	curvo	alta	Obtuso	forte
20	Rio Cumbuco	multidirecional ordenada	baixo	mistos	alta	Obtuso	forte
21	Rio Matrinxã	multidirecional ordenada	baixo	mistos	média	Obtuso	forte

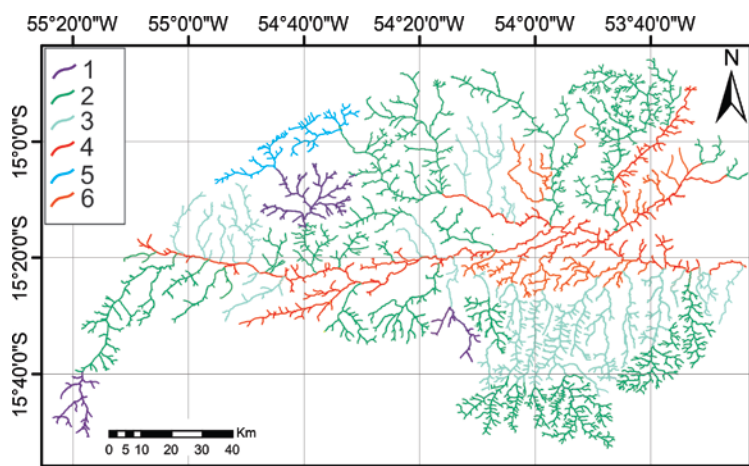


Figura 2 - Mapa da rede de drenagem do Rio da Morte, destacando os padrões de drenagem: (1) dendrítico, (2) subdendrítico, (3) subparalelo, (4) treliça, (5) treliça direcional, e (6) contorcido.

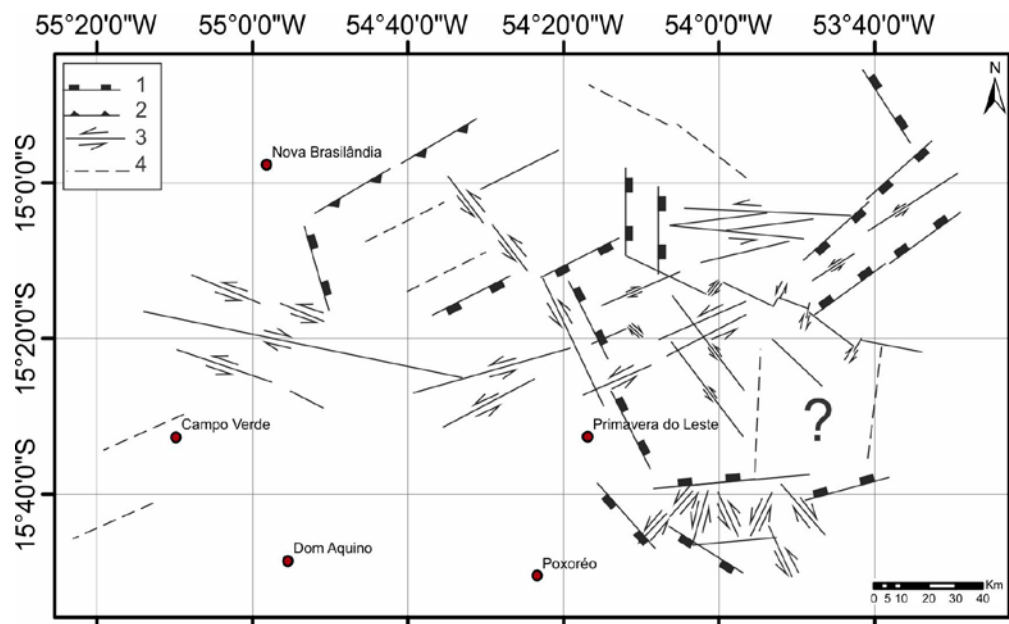


Figura 3 - Mapa de estruturas neotectônicas obtidas pelas análises morfométricas: (1) falhas normais, (2) falhas inversas, (3) falhas direcionais, (4) lineamento não identificado.

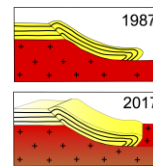
CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar da região drenada pela bacia hidrográfica do Rio das Mortes possuírem espessos pacotes de latossolos são observados indicadores de neotectônica, pois indicam soerguimento da borda norte da bacia. Notavelmente, estas deformações atingiriam a bacia, levando a formação de anomalias de drenagem, que não teriam sido concebidas apenas pelo processo de denudação região ou/ sedimentação de detritos nos canais. Somente a análise das propriedades morfométricas na região, não permite uma abordagem contundente sobre a estrutural, tal como o uso de dados de medidas estruturais obtidas por bússola diretamente na rocha. No entanto, onde a exposição de rocha coesas são de baixa ocorrência, tanto pelo baixo relevo como pela predominância de rochas inconsolidadas, a morfometria e os lineamentos extraídos da SRTM, torna-se potencialmente uma boa abordagem, tanto como se deu o desenvolvimento de estruturas tectônicas na região. Este trabalho mostra vários avanços na compreensão das estruturas tectônicas da região, contudo, há outros elementos estruturais da atividade tectônica para serem elucidados.

AGRADECIMENTOS: Fundação de Apoio à Pesquisa ao Estado de Mato Grosso (FAPEMAT) - Projeto n°. 223560/2015, FAGEO/UFMT.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BLOOM, A. L. 1991. *Geomorphology: A systematic analysis of late Cenozoic landforms*. Englewood Cliffs: Prentice Hall. 532p.
- CURTO, J. B., VIDOTTI, R. M., FUCK, R. A., BLAKELY, R. J., ALVARENGA, C. J. S., DANTAS, E. L. (2014). The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data, *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*.
- HOBBS, W. H. 1904. Lineaments of the Atlantic border region. *Geological Society of America Bulletin*, n. 15: 483-506.
- HOWARD, A. D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51: 2246-2259.
- KUHN C. E. S., (2014). *Fácies sedimentares e estratigrafia da Bacia do Cambambe, Chapada dos Guimarães, Mato Grosso, Brasil*, Dissertação (Mestrado) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso. 109 p.
- OLIVA, L.A., OLIVATTI, O., RIBEIRO FILHO, W. (1979). Folha-SD21 Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. DNPM, Brasília, Brasil.
- PARADELLA, W. R.; SANTOS, A. R.; VENEZIANI, P.; MORAIS, M. C. 2000. Synthetic aperture Radar for geological applications in the moist tropics: experiences from the Brazilian Amazon Region. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 538-542.
- ROZO, J. M. G.; NOGUEIRA, A. C. R.; CARVALHO, A. S. 2005. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a Ilha do Careiro e a Foz do Rio Madeira. In: 12^o. Simp. Bras. Sensoriamento Remoto. Goiânia/GO. Anais.
- SCHUMM SA., DUMONT J.F. and HOLBROOK JM. (2002). *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge Univ Press, Melbourne, 276 p.
- SANTOS T.B., 2014. Proveniência de zircões detríticos e implicações para a paleogeografia da formação Furnas no noroeste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, 119p.
- SILVA, D. G. Q. R., PAZ, J. D. S. (2015) A Bacia de Poxoréo (MT) e A Dinâmica de Riedel. Sbgco 14^o simpósio de geologia do sudeste.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P. (1976). Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v.16, n.32, p.71-104.
- SOUZA, L. S. B. & ROSSETTI, D. F. (2011). Caracterização da rede de drenagem na porção leste da Ilha do Marajó e implicações tectônicas. *Rev. Bras. de Geomorfologia*, 12 (1): 69-83.



RIBEIRÃO DAS LAJES GRABEN: A MORPHOTECTONIC STRUCTURE DEVELOPED IN THE NORTHWESTERN BORDER OF GUANABARA GRABEN, RJ, BRAZIL

Sílvia Real e Silva¹, Gabriel Pinheiro Souza², Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti³

¹Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, e-mail: silviarealgeo@gmail.com

²Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: gb_pinheiro@yahoo.com

³Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, e-mail: ahgontijo@gmail.com

1. INTRODUCTION

The magnitude and significance of neotectonics mechanisms at the intraplate setting can be evidenced by the geological structure of the Brazilian' southeastern. Several researchers seek to understand the geological and geomorphological evolution of this region, attesting that the control of the landscape and sedimentary dynamics is evidence of tectonic pulses with quiescence phases. Although the understanding and interpretation of these reactivations may indicate some variations, all authors recognize that those occurring between the Neogene and Quaternary are neotectonics (eg. Riccomini et al., 1989; Gontijo-Pascutti et al., 2010; Hasui, 2010; Morales et al. 2014; Real, 2016). As the tectonics of the Paleogene that originate the Continental Rift of Southeastern Brazil (eg. Almeida, 1976; Riccomini et al., 1989), the neotectonics reactivations occurs mainly along the major lineaments given by principal shear zones of Precambrian promoting changes in the landscape in different scales. Therefore, Quaternary small grabens have been described along the southeast Brazilian shoreline, and Serra do Mar ridge escarpments. Localized at Guanabara Graben edge, two features are identified in full graben geometry and named as Rio Santana and Ribeirão das Lajes Grabens (Penha et al.1997; Gontijo-Pascutti et al., 2010 and 2012; Pinheiro, 2016; Real, 2016). These are two important morphotectonic features that together form a single structure, controlled by NE-SW faults and disrupted by NW-SE faults, besides other secondary directions as E-W. The purpose of this research is to comprehend the structural and morphotectonic framework of Ribeirão das Lajes Graben (RLG), located at the Metropolitan Region in the State of Rio de Janeiro, between Pirai, Paracambi, Itaguaí e Seropédica cities. This area is included in the central segment of Ribeira Orogen, encompassing Precambrian rocks belonging to it, such as granitoids of Serra das Araras, gneisses of Rio Negro and metasedimentary rocks of Paraíba do Sul (Heilbron et al., 1995). There are plenty of cretaceous diabase and magmatic dykes intrusions trending NE-SW direction. The alluvial and colluvial Cenozoic deposits are present in the area filling the depression of the RLG plain, as well as along the major valleys funds.

2. MATERIALS AND METHODS

The methodology approached in this study has an interdisciplinary character, with a field-based approach along with procedures in the laboratory using GIS tools. The initial phase of the work was based on the collection of bibliographies and digital cartographic data. Field procedures included a structural survey for paleostress analysis, as well as observation of relief, drainage and its alterations characteristics. The first product was a map produced by using statistical analysis of lineament identified in SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 90m satellite images (<http://srtm.usgs.gov/>). The procedure was performed within the environment of ArcMap 10.2.2. The rose diagram was generated in the software Spring 5, providing results of frequency/length, and the structural analysis of fieldwork data were conducted with the assistance of Wintensor 5.8.4. Within the environment of Global Mapper, topography profiles and tridimensional model derived from the SRTM images were generated. The 3D image was exported into the CorelDRAW X6, where the major morphotectonic sets were defined, and the major faults that shape and disrupt the RLG were outlined and named, in accordance to the neotectonic project of Morales et al. (2014).

3. RESULTS

3.1. Structural framework

The lineaments obtained give the pattern of structures orientation, coincidentally with the dominant strike of the faults and joints measured, which is marked by NE-SW trend. The shear zones and the lithological

contacts are the main structures of this direction. The basement discontinuities are related to processes and structures developed in the current tectonic regime. The trend NW-SE matches some geological structures that compartmentalize and dissect the graben. Souza et al. (2009) documented offshore Transfer Faults (FTs) in the Santos Basin, whose extensions correspond to Continental Lineaments (FCs), with similar deformation and evolution. A quantity of seismic sections points to reactivation of FTs, intersecting horizons from the bottom up to the recent layers. The named FT-6 in aforesaid article corresponds to Continental Lineament (FC6) that extends toward offshore, and it goes through the study area. NS directions (NNE-SSW to NNW-SSE) and EW (ENE-WSW to ESE-WNW) define relief breaks that truncate and compartmentalize the graben. Using the same methodological procedure, several authors observed these same directions and features in lineaments within the Southeast region of Brazil (eg. Hasui, 2010; Souza et al., 2009).

The faults were individualized into 4 groups, G1, G2, G3 and G4 (Fig. 1). G1 provided data about bedrock faults without neotectonic reactivation. It was a baseline group with NW-SE and NE-SW mainly directions, with high to medium angle of dip. Strike-slips faults are the most common type, but normal and reverse also occurs. The analysis of focal mechanism reveals NE-SW compression. G2, G3 and G4 are here considered neotectonics, these fault planes were identified by slickenlines often filled with kaolinic and/or oxidation deposit, revealing a reactivation after the weathering. The faults of G2 were individualized according to kinematics: normal, reverse and strike-slip faults. The most frequent occurrences in G2 are sinistral faults, and they indicate preminent NW-SE trend, dipping with high angle. Some faults in G3 display a generation of slickensides in two different directions, indicating a second reactivation movement along this fault plane. These planes are characterized by WNW-ESE to NW-SE direction, with high angle of dip. The less marked slickenlines, considered oldest, evidenced E-W compression. The most protruding stretch marks, designed relatively younger than the other, revealed WNW-ESE compression. It was observed that the strike-slip deformation is overlying the normal or reverse movement in G3. G4 indicates the most recent fault planes established in this study, by reason of clearly deform soil and rock basement, and also displaced a stonelayer. NW-SE to WNW-ESE and NNE-SSW to NE-SW trends are substantial in G4, with high angle of dip. The resulting paleostress exhibit NW-SE compression (σ_1 125/20) and NE-SW tension (σ_3 032/07).

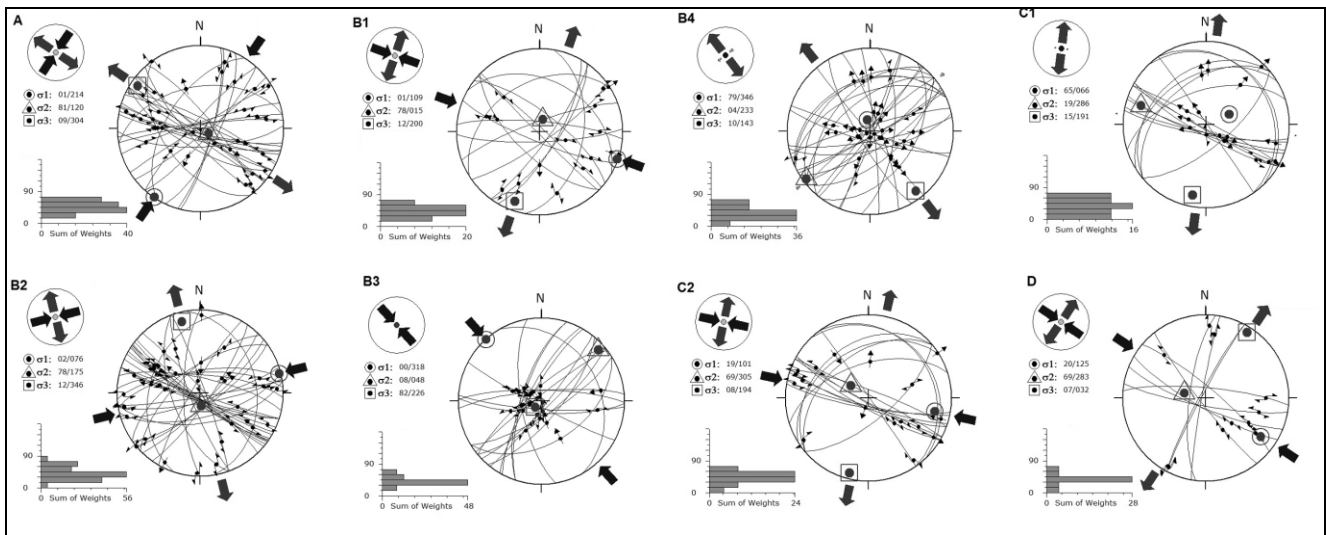


Figure 1: Stereographic diagram (Schmidt-Lambert, lower hemisphere) and paleostress of (A) bedrock faults within G1; (B1) Dextral Faults of G2; (B2) Sinistral Faults of G2; (B3) Reverse Faults of G2; (B4) Normal Faults of G2. (C1) Neotectonic faults of G3 displaying the oldest striae. (C2) Neotectonic faults of G3 displaying the most recent slickenlines. (D) The most recent faults established in this study, related to G4.

3.2. Morphotectonic Analysis

The 3D model shown in Fig. 2 presents the topographical layout of RLG, highlighting the main NE-trending neotectonic faults that generate the graben, besides the secondary ones that compartmentalize it. Three

major morphotectonic sets were identified (CMt1, CMt2, CMt3), separated by different landscape breaks, setting suspended and built-in zones. The sequence of topographic profiles chart reveals landscape compartments and the full-graben structure. The northwest edge dips to southeast in steps of diverse amplitudes. The southeast edge also has steps towards the main axis of the graben, and this edge displays wider steps, where the routes of the main watercourses are housed.

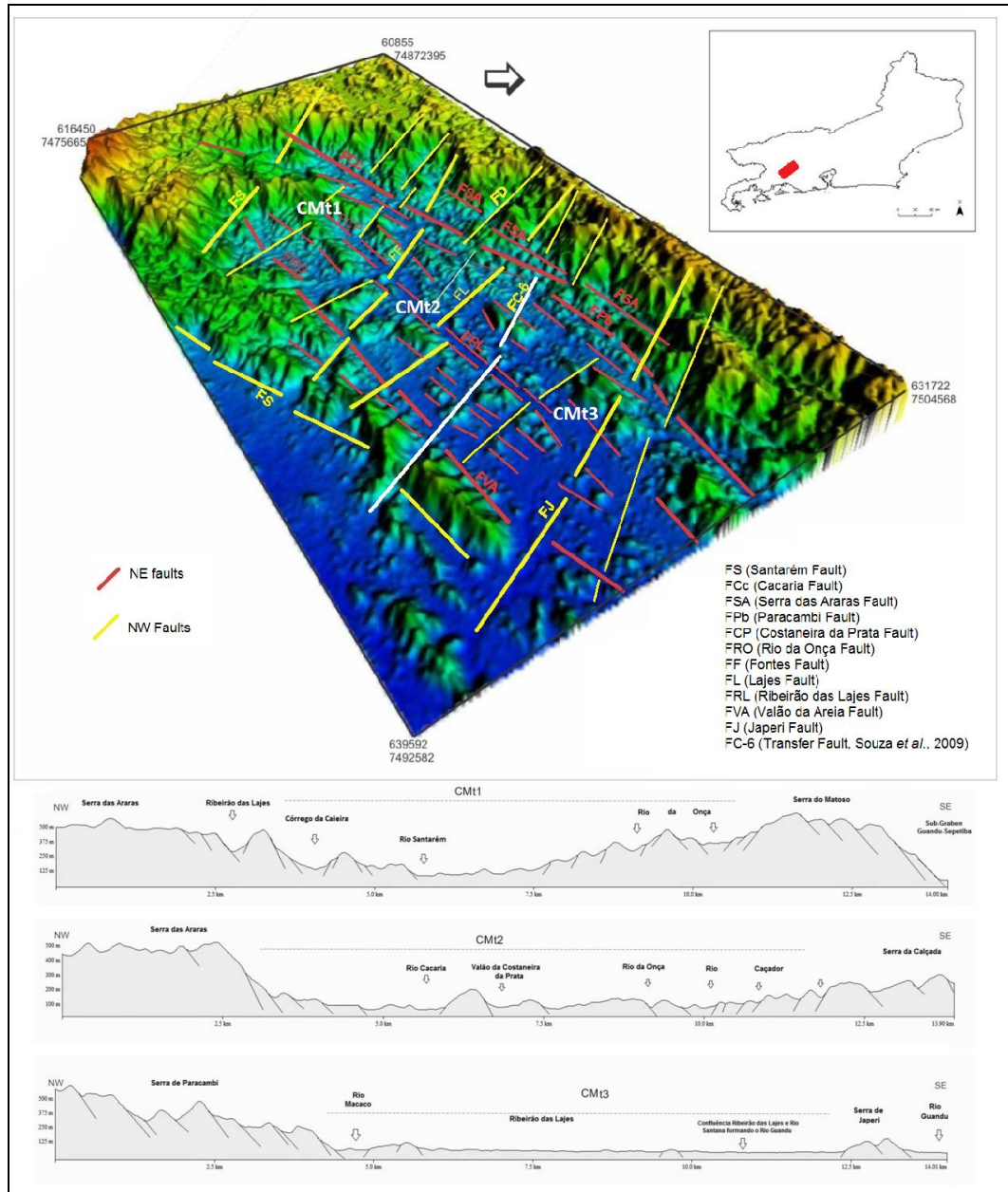


Figure 2: 3D surface model of the RLG with the main neotectonic faults (fault data source: Morales et al., 2014) and topographic profiles for each morphotectonic compartment. Inset: The Rio de Janeiro State.

The tectonic landscape in the area include triangular facets in different degrees of dissection and sizes, reactivated fault scarps, embedded surfaces, displacement of ridges lines and spurs ridges. Some levels of facets imply fault reactivation occurring at more than one period. The scarps are lined up as a result of fault traces inside and in the boundary of the graben. The dissection of landscape still preserves the record from a recent tectonics. The geomorphic analysis conducted supports the perception that there is a control at different scales.

4. CONCLUSION

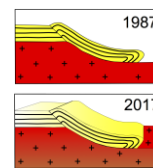
This study introduces results of analysis of lineament, structural fieldwork data and morphotectonic sets. Developed on thrust-sheared Precambrian substrate, the tectonic landscape of RLG supports the perception of the control in different scales. The tectonic and structural control in preferential orientation NE-SW and secondarily NW-SE can be evidenced by lineament identified in satellite images, morphotectonic analysis and fieldwork mapped faults, likewise those available in the literature. The transcurrent faults are the dominant kinematic, but normal faults are also remarkable. Ordinarily, the faults have high to medium angle. It is observed a strong presence of faults in the E-W quadrant, ranging from WSW to ENE, with preferred transcurrent kinematics. The trend E-W is significant in the topographic expression of the region. Hasui et al. (2000) indicate different morphotectonic domains associated to the rotation of the South American Plate, induced by dextral binary E-W. The landscape study along with outcrop data reveals similar fault kinematic.

In contrast to Guanabara Graben, a flexural one, Ribeirão das Lajes Graben is defined as a northeast-southwest full-graben, characterized by an elongated and narrow depression with 7 km wide and 22 km in length, and it holds in their escarpments parallel faults with abatements towards the axis of the graben. The graben geometry exhibit the shape of entirely fault-bounded graben, echelon faults separated by relay ramps, analogous to that described by Martone (1950) in Cubatão and Gontijo-Pascutti et al. (2010) in Rio Santana Graben. The past discontinuities have affected and controlled neotectonism, and this graben is an example to reflect about the dimension of intraplate reactivations.

Acknowledgments: Part of this work was supported by Brazilian Grant “Projeto Mapa Neotectônico do Brasil: Caracterização da deformação neotectônica do território brasileiro” awarded to FUNDUNESP/PETROBRAS/REDE TEMÁTICA DE ESTUDOS GEOTECTÔNICOS/UNESP-Rio Claro. We also thank to UFRRJ who provided help with the GIS processing.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. (1976) - The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 48: 15-26.
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. BEZERRA, F. H.R. ; TERRA, E. LA ; ALMEIDA, J. C.H. (2010)- Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. xx, p: 1-15.
- GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F.; HASUI, Y.; SANTOS, M.; SOARES, A.V.; SOUZA, I. A. (2012) - As Serras do Mar e da Mantiqueira. In: Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Almeida, F.F.M.; Bartorelli, A. (Org.). *Geologia do Brasil*. Beca-Ball Edições Ltda-ME, São Paulo. 1ª edição, vol. 1, p: 549-571.
- HASUI, Y., 2010. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, v. 29, n.2, p. 141-169, Unesp, São Paulo.
- HEILBRON et al. (1995) – A orogênese brasileira no Segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25(4): 245-266
- MARTONE, E. (1950) - Abruços de Falha e capturas recentes: A Serra do Mar de Santos e a “Espinouse”. *Boletim Geográfico*, ano VII, nº 83, Rio de Janeiro. 1283–1287.
- MORALES, N. et al. (2014) - Projeto Mapa Neotectônico do Brasil: Caracterização da deformação neotectônica do território brasileiro. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, 2014, Salvador. 2014.
- PENHA, H.M., FERRARI, A.L., MORETTI, C, PANAGOULIAS, P. (1997). Indicativos de eventos tectônicos cenozóicos no Lineamento Jacuacanga-Conrado. O exemplo da região do médio/baixo curso do Rio Santana, RJ. *Anais 5º Simpósio de Geologia do Sudeste, Penedo – RJ*.
- PINHEIRO, G. S. (2016). Modelagem 2D do Gráben do Rio Santana (RJ) a partir de dados magnetométricos. *Monografia de Graduação, DEGEO/UFRRJ*. 64 p.
- REAL, S. S. (2016). Arcabouço neotectônico e morfotectônico do Gráben Ribeirão das Lajes, RJ. *Monografia de Graduação, DEGEO/UFRRJ*. 63 p.
- RICCOMINI, C.; PELLOGLIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W. & FIGUEIRA, R.M. (1989) - Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal Of South American Earth Sciences*, [s.l.], v. 2, n. 2, p:191-197. Elsevier BV.
- SOUZA, I.A. et al.(2009) - Caracterização das falhas de transferência na porção norte da Bacia de Santos a partir da integração de dados geológicos e geofísicos. In: B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p: 109-132



TRANSFORM FAULTS AND ASSOCIATED D-MORB MAGMATISM, EXAMPLE OF THE SIQUEIROS FRACTURE ZONE 8°20' N – 8°30' N, EAST PACIFIC RISE

Júlia F. Gonçalves¹, Michael R. Perfit², Ângela B.M. Leal³, Lílían M. P. Varjão⁴

¹ Universidade Federal da Bahia, e-mail: juliageologia@gmail.com

² University of Florida, e-mail: mperfit@ufl.edu

³ Universidade Federal da Bahia, e-mail: angelab@ufba.br

⁴ Universidade Federal da Bahia, e-mail: lilian.merces@yahoo.com

1. INTRODUCTION

The Siqueiros transform fault is a left lateral transform fault located on the Northern East Pacific Rise (NEPR) between 8°20'N and 8°30'N (Figure 1). The transform domain is approximately 20 km wide and offsets the NEPR by 138 km (Fornari et al., 1989). It lies along a fast-spreading portion of the EPR with a half-slip rate of approximately 63 km Ma⁻¹ (Fornari et al., 1989) as determined by the magnetic reversal history (Klitgord and Mammerickx, 1982). Siqueiros is a fault system that contains several strike-slip faults and intervening spreading centers, which developed ~3.5 Ma ago in response to a 10° rotation in Pacific-Cocos relative motion (Klitgord and Mammerickx, 1982).

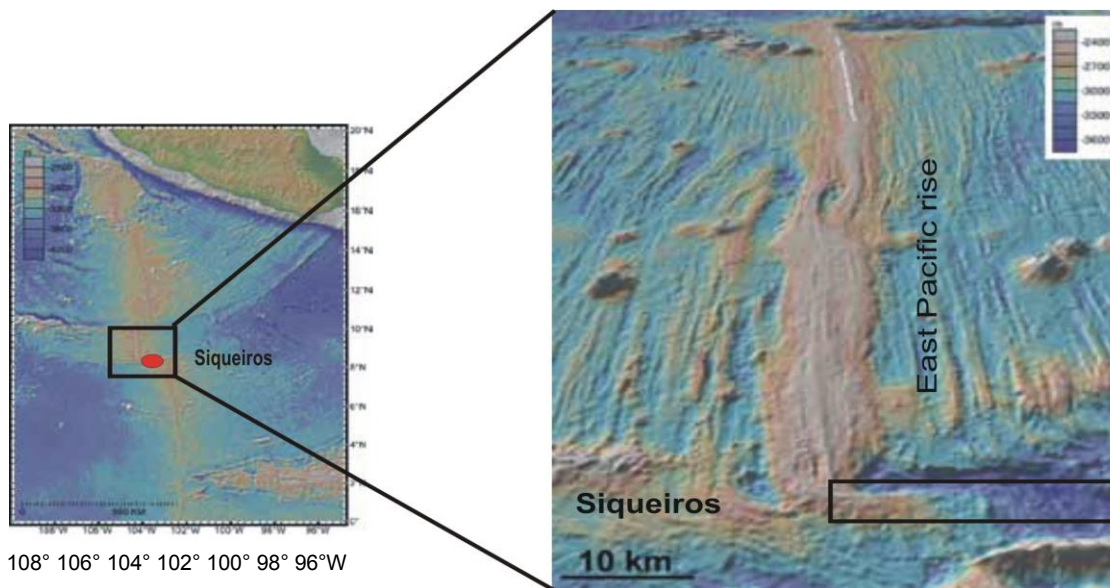


Figure 1. (left) Bathymetry of the East Pacific Rise (EPR) based on data compilation and archiving enabled by the Ridge 2000 Data Portal at the Marine Geoscience Data System (<http://www.marine-geo.org>; Carbotte et al., 2004; Ryan et al., 2009). (right) Perspective image of multibeam bathymetry for the EPR second-order segment between Clipperton and Siqueiros Transform Faults. The EPR Integrated Study Site (ISS) focused study area near 8°20' N is marked by the red dot and de black rectangle. Modified from HAYS,2004.

Detailed sampling and sonar mapping of the Siqueiros transform were completed to recover fresh, glassy, volcanic rocks from small constructional volcanic landforms within leaky transform faults and from troughs within the transform. Several young, small volcanoes and lava fields in the axis of the westernmost strike-slip fault connecting spreading center A and B (Figure 2) were also mapped and sampled. Lavas from these sites are unusually mafic, olivine-rich basalts. The term “picritic basalts” is used to describe the magnesian, olivine-phyric

lavas recovered from A-B fault. They are similar to rocks, variously labeled as picrites, picritic basalts and oceanites, described from a few other oceanic settings (Perfit, 1996).

The samples recovered primitive lavas (picritic and olivine-phyric basalts to high-MgO basalts) according to the geochemical analyses of major and trace elements. Lavas recovered from shear zones within the transform, tend to be more primitive and depleted in incompatible elements.

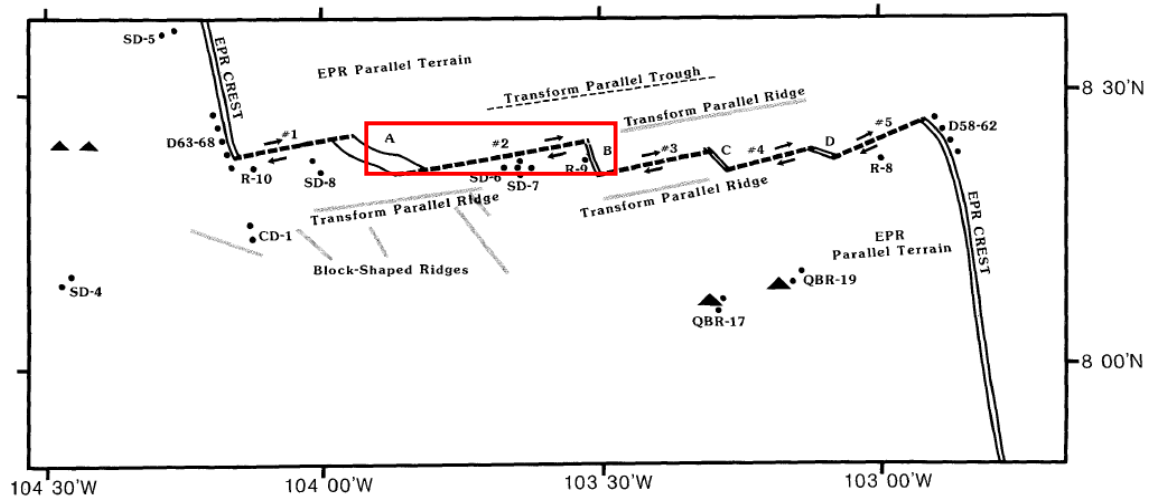


Figure 2: Plate boundary geometry of the Siqueiros transform domain showing the locations of intra-transform spreading centers (A - D) and strike-slip faults (1 - 5). The analyzed samples were recovered from the A-B fault evidenced for the red rectangle. (Modified from Fornari et al, 1989)

2. METHODS

All of the steps to accomplish this work were executed at the University of Florida, Gainesville, FL, USA. It began with the compilation of the bibliography and followed by petrographic and geochemical analyses. The samples chosen to be analyzed were those from the Alvin dive 2384 and the dredge D-20, from all of the samples collected during the Atlantis II – 125-25 cruise. The samples were divided in two groups: Glass and Whole rock, to analyze trace and major elements, respectively. The geochemical analysis were made from volcanic glass samples and whole rock through the ICP -MS method (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) for trace elements whereas major elements were determined by the XRF method (X- Ray Fluorescence Spectrometry) from whole rock samples. The glass samples were chose second the criteria of: Less altered, less crystalline and then were cleaned and analyzed through the ICP –MS. Major elements were determined by X-ray fluorescence (XRF) using an automated spectrometer Rigaku Superminion fused glass discs, following the technique of Norrish and Hutton (1969). Perfit et al (1996) previously analyzed some of these samples.

3. RESULTS

Generally the rocks from the A-B fault at the Siqueiros transform fault can be classified as picritic and olivine-phyric basalts to high-MgO basalts according to their petrography and chemical compositions. The samples have low K₂O as well as increasing FeO and decreasing MgO, characterizing the tholeiitic trend. The results can be seen at the following graphics (Figure 3).

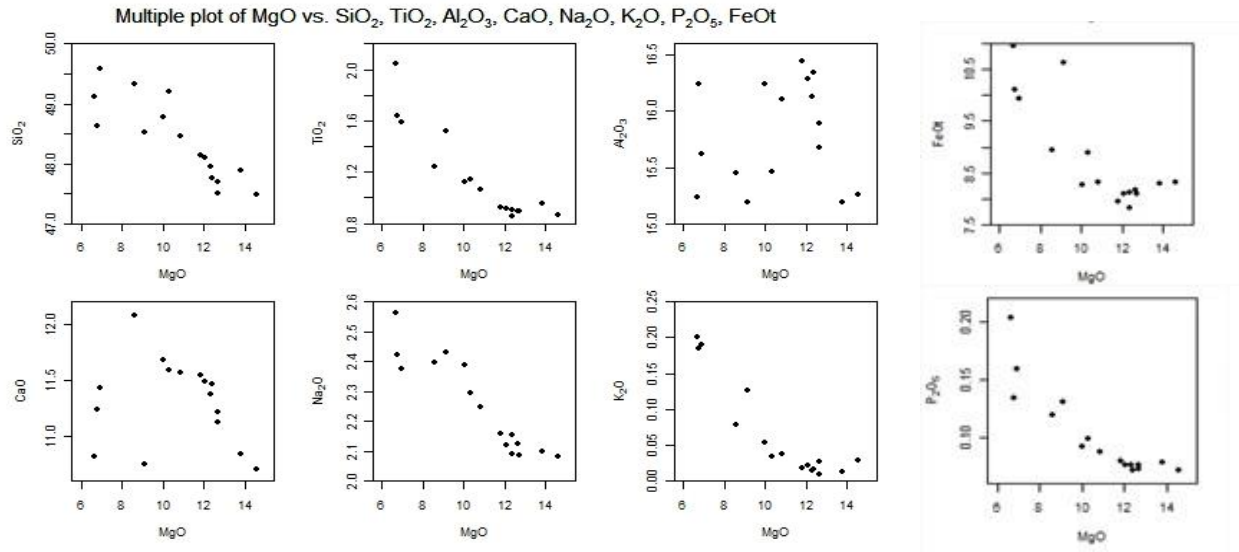


Figure 3: Major elements variation for glasses from the A-B fault

This range of major elements is compatible with the initial fractional crystallization of olivine, followed by plagioclase (Perfit et al., 1996). The variation seen in the range of the major elements is due to the low pressure of crystallization which results in a change of the melt composition as olivine is removed from the melt. (Perfit, 1983). The primitive and incompatible element-depleted nature of the picritic and magnesian basalts is clear from their trace element characteristics (Figure 4). The light rare earth elements (LREE) (e.g. La/Sm) are significantly lower than those of N-MORB from the nearby EPR and Siqueiros intra-transform spreading center. The depletion of the LREE when compared with the HREE characterizes the basalts as D-MORB (Figure 4).

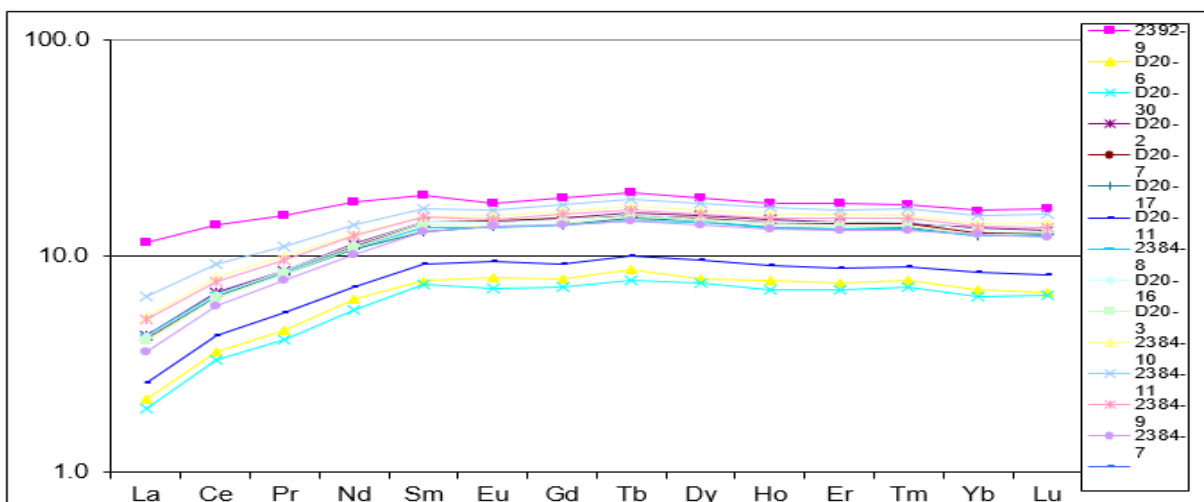


Figure 4: Chondrite normalized rare earth element (REE) plot of basalts from the A-B fault in the Siqueiros transform domain.

4. CONCLUSIONS

Picritic basalts erupted at these unusual transform locations represent liquids that either accumulated olivine + spinel on ascent or represent very primitive or primary melts that have experienced very limited crystal fractionation prior to eruption in the fault axis. The results from geochemical analyses have shown that the basalts can be classified as picritic or primitive basalts due to their high contents of the MgO (12-18 % wt), their depletion in the most highly incompatible elements and Light Rare Earth elements as well as their olivine phyric nature. It is suggested by Fornari (1989) that the recent (within the past ~ 1 Ma) interaction of small melt anomalies in the mantle (SMAM) with deep-seated faults along the shear zone, and the subsequent integrated effects of shearing, intrusion, and volcanism along TFZ's can explain the petrogenesis of the unusual Siqueiros lavas.

5. REFERENCES

Fornari, D. J., D. G. Gallo, M. H. Edward, J. A. Madsen, M. R. Perfit, A. N. Shor, Structure and topography of the Siqueiros transform fault system: Evidence for the development of intra-transform spreading centers, *Mar. Geophys. Res.*, 11 (1989) 263-299.

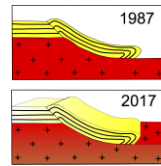
Hays M R. 2004. Intra-transform volcanism along the Siqueiros Fracture Zone 8°20'N to 8°30'N, East Pacific Rise. MS thesis, University of Florida, Gainesville, 251 pp.

Klitgord, K. D., and J. Mammerickx (1982), Northern East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework, *J. Geophys. Res.*, 87(B8), 6725–6750.

Norrish K, Hutton JT (1969). An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geologic samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 33, Issue 4, p. 431-453.

Perfit, M. R. and D. J. Fornari, Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos Rift, Inca Transform, and Ecuador Rift; 2, Phase chemistry and crystallization history, *J. Geophys. Res.*, 88 (1983) 10530-10550.

Perfit, M. R., D. J. Fornari, W. I. Ridley, P. D., Kirk, J. Casey, K. A. Kastens, J. R. Reynold, M. Edward, D. Desonie, R. Shuster, S. Paradis, Recent volcanism in the Siqueiros transform fault: picritic basalts and implications for MORB magma genesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141 (1996) 91-108.



INTEGRAÇÃO DAS DIREÇÕES DE ESFORÇOS E DEFORMAÇÕES NA PLATAFORMA SUL AMERICANA

Marotta, G. S.; França, G.S.; Rocha, M.P.; Von Huelsen, M.G.

¹ Observatório Sismológico – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, e-mail: marotta@unb.br

1. INTRODUÇÃO

A maioria dos modelos de campo de esforços atuantes na Placa Sul-Americana sugere a presença de esforços formados predominantemente pelo empurrão da dorsal meso-atlântica, colisão com a Placa de Nazca, variações de densidade intraplaca, arraste ou resistência basal exercida pela astenosfera e resistência associada a falhas.

Diversos trabalhos vêm sendo desenvolvidos, com diferentes metodologias, buscando analisar esforços e deformações provenientes do acúmulo e liberação de energia provocada por forças naturais que atuam na litosfera, localizadas no interior ou em limites de placas litosféricas. A nível global pode-se citar inúmeros trabalhos envolvendo análise de deformação ocorrida na superfície terrestre, para o entendimento da dinâmica relativa aos esforços aplicados em regiões intraplaca.

Tratando-se de forças atuantes em placas litosféricas, entende-se que o estudo de esforços e deformações continua a ser assunto pendente de compreensão e que, por isto, necessita ser continuamente aprofundado. Portanto, este trabalho tem por objetivo compilar dados dos esforços e deformações que ocorrem na Placa Sul Americana a fim de buscar o entendimento destas taxas de deformação com esforços a que a Placa está submetida.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados neste trabalho fazem parte de um levantamento bibliográfico dos dados sobre esforços e deformações da Placa Sul Americana, em especial da região onde o Brasil está inserido. Para isto, os dados de esforços extraídos foram estimados principalmente por mecanismos focais e breakouts, como apresentados por Assumpção *et al.* (1992, 1998); Ferreira *et al.* (2008); Heidbach *et al.* (2009); Lima *et al.* (1997); Lopes *et al.* (2008).

Os dados de deformação extraídos foram estimados por observações geodésicas, conforme apresentado por Marotta *et al.* (2013a, 2013b, 2015) e Rocha *et al.* (2016). As deformações foram estimadas a partir da análise de séries temporais de coordenadas com o mínimo de 2,5 anos de dados, empregando técnica de posicionamento GNSS para diferentes pontos.

Todas as informações, extraídas por diferentes formatos, passaram por uma filtragem para averiguar se existiam informações sobrepostas a serem suprimidas, antes do procedimento de integração, respeitando primeiramente os dados fornecidos por planilhas eletrônicas, arquivos vetoriais e, por fim, por imagens.

A integração dos dados de esforço e deformação foi realizada com interpolação pelo inverso do quadrado da distância, respeitando o intervalo de um grau entre as latitudes e longitudes dos dados.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O resultado deste trabalho é um mapa que representa o campo de esforços para a Plataforma Sul Americana, estimado pela junção de diferentes tipos de informação em um mapa de SHmax, obtido por métodos geofísicos e geológicos após compilação dos dados bibliográficos já existentes e obtido por métodos geodésicos (Figura 1). É importante salientar que os resultados possuem representação confiável dentro dos limites da plataforma Sul Americana, onde há a presença de dados utilizados na integração.

Ainda preliminares, os resultados indicam uma concordância entre as informações geodésicas, geológicas e geofísicas, conforme sugerido por Marotta *et al.* (2013a; 2013b e 2015).

Em primeira análise é possível sugerir que a integração das diferentes fontes de informações, para a geração de um modelo de campo de esforços mais completo da plataforma Sul Americana, é viável. Desta forma, é possível complementar regiões onde há falta de informação derivada de algum dos métodos de obtenção de esforço/deformação.

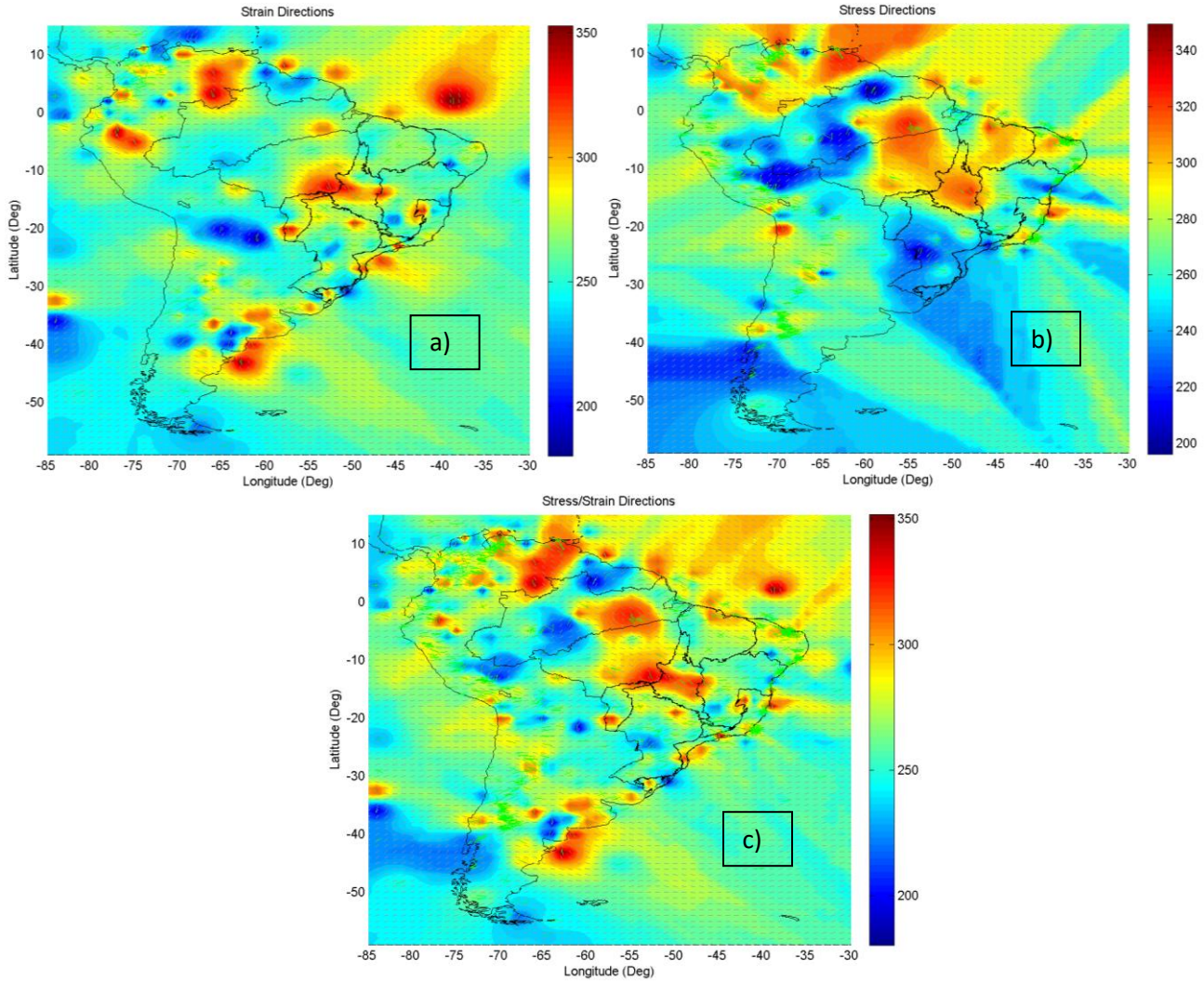


Figura 1: a) Orientação (em graus) das deformações principais máximas estimadas por dados geodésicos. b) Orientação (em graus) dos esforços principais máximos estimados por dados geofísicos e geológicos (levantamento bibliográfico). c) Integração das direções (em graus) dos esforços e deformações máximos.

4. CONCLUSÃO

Este trabalho apresenta resultados preliminares de orientações de esforços e deformações na Plataforma Sul Americana (Figura 1). Os resultados, ainda que preliminares, indicam concordância entre as informações geodésicas, geológicas e geofísicas. Isto permite sugerir que a integração das diferentes fontes de informações para a geração de um modelo de campo de esforços permite complementar áreas onde há falta de informação derivada de algum dos métodos de obtenção de esforço/deformação.

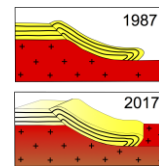
Baseando-se no fato de o que separa deformação de esforço são constantes elásticas, entende-se que o modelo de campo de esforços e deformações, gerado nesse trabalho, representa de forma mais detalhada a variação nas direções de esforços presentes, principalmente, na Plataforma continental Sul Americana. Trabalhos estão sendo realizados, no âmbito do projeto, a fim de demonstrar contundência do mapa gerado quando

sobreposto com estruturas geológicas na Plataforma continental em questão, o que possibilitará a interpretação dos efeitos desses esforços e deformações na região de estudo.

Agradecimentos: Agradecemos ao projeto Instituto Brasileiro de Ciência e Tecnologia para Estudos Tectônicos (INCTET) e ao projeto MCTI/CNPQ/Universal 14/2014 - 460443/2014-3 “Esforços e Deformações da Placa Litossférica Sul Americana Estimados por Observações Geodésicas e Geofísicas”, pela concessão de recursos necessários ao andamento do trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS (negrito, caixa alta, CENTRALIZADO, Times New Roman, 11)

- ASSUMPÇÃO M. (1992). The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97, B8, 11889-11903.
- ASSUMPÇÃO M. (1998). Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88(1), 160-169
- FERREIRA J.M., BEZERRA F.H.R., SOUSA M.O.L., DO NASCIMENTO A.F., SÁ J.M., FRANÇA G.S. (2008). The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress Field in the coseismic reactivation of the Pernambuco Lineament, Brazil. *Tectonophysics* 456, 111-126.
- HEIDBACH O., TINGAY M., BARTH A., REINECKER J., KURFEB D., MÜLLER B. (2009). The World Stress Map based on the database release 2008, equatorial scale 1:46,000,000, Commission for the Geological Map of the World, Paris, doi:10.1594/GFZ.WSM.Map2009.
- LIMA C; NASCIMENTO E., ASSUMPÇÃO, M. (1997). Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis – implication for force models in the South American plate, *Geophys, J. Int.*, 130, 112-124.
- LOPES A.E.V. (2008). Tese de Doutorado, Mecanismos focais e esforços litossféricos no Brasil, Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.
- MAROTTA G.S., FRANÇA G.S., MONICO J.F.G., FUCK R.A. (2013a). Strains arising by seismic events in the SIRGAS-CON network region. *Journal of Geodetic Science*, v. 3, p. 12-21.
- MAROTTA G.S., FRANÇA G.S., MONICO J.F.G., FUCK R.A., ARAÚJO, J.O. (2013b). Strain Rate of the South American Lithospheric Plate by SIRGAS-CON Geodetic Observations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 136-141.
- MAROTTA G.S., FRANÇA G.S., MONICO J.F.G., FUCK R.A., ARAÚJO, J.O. (2015). Strain Rate of the South American Lithospheric Plate by SIRGAS-CON Geodetic Observations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 47, p. 136-141.
- MAROTTA G.S., FRANÇA G.S., MONICO J.F.G., BEZERRA F.H.R., FUCK R.A. (2015). Strain rates estimated by geodetic observations in the Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 58, p. 1-8.
- ROCHA M.P., AZEVEDO P.A., MAROTTA G.S., SCHIMMEL M., FUCK R.A.(2016). Causes of intraplate seismicity in central Brazil from travel time seismic tomography. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 680, p. 1-7.



DELIMITAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS ASSOCIADOS À NEOTECTÔNICA E TRAÇADOS EM MODELO DIGITAL DE SUPERFÍCIE POR MEIO MANUAL NA REGIÃO LITORÂNEA DO RECIFE/PE À NATAL/RN

Samile da Silva Regis¹ Luiz Cesár Corrêa Gomes²

¹Universidade Federal da Bahia, e-mail: samile.regis@gmail.com.

² Universidade Federal da Bahia, e-mail: lccgomes@gmail.com.

1. INTRODUÇÃO

Neotectônica pode ser definida como atividades tectônicas ocorridas desde o final do Terciário (LIMA, 2000). O Grupo Barreiras (GB) é datado do Mioceno com 20-4Ma (ARAI, 2006) e por isso representa um marco temporal limite para os eventos neotectônicos no Brasil. Desta forma as estruturas observadas no GB podem ser associadas a eventos de neotectônica. O GB é uma cobertura sedimentar terrígena cuja deposição ocorreu através de sistemas fluviais entrelaçados desenvolvidos sobre leques aluviais (Alheiros *et al.*, 1988) além de influência marinha (ARAI, 2006). O estudo da neotectônica no GB possui importância por complementar trabalhos desta área de pesquisa, além de auxiliar no estudo de zona de migração de fluidos (água, óleo e gás), sismos gerados por reativação de falhas e ocupação humana (engenharia, geotecnia, agricultura).

A área de estudo (Figura 1) se localiza na Faixa Litorânea entre as cidades de Recife em Pernambuco e Natal no Rio Grande do Norte, totalizando 22.263 Km². Nesta área, o GB juntamente com os Depósitos Quaternários ocorrem sobre a Bacia Sedimentar Pernambuco –Paraíba (BSPP) originada no Mesozoico com o rifteamento que promoveu a abertura do oceano Atlântico e sobre os terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos da Província Borborema de idade Arqueano-Proterozóica.

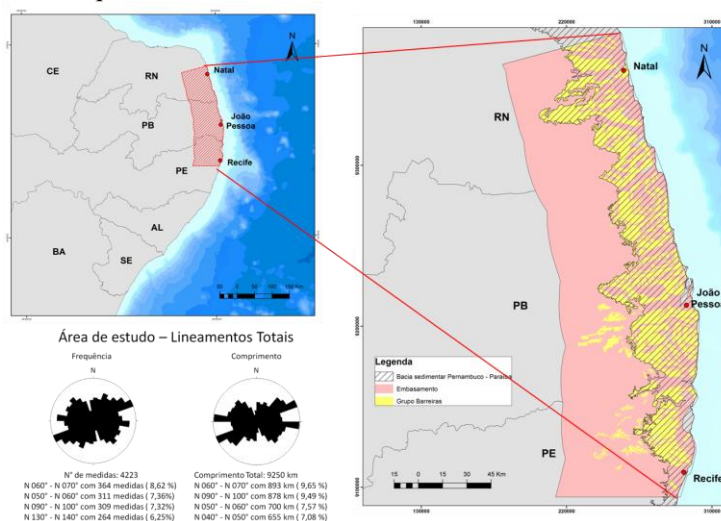


Figura 1: Mapa de Localização da Área com destaque para o Mapa Geológico Simplificado da Região Litorânea do Recife (PE) a Natal (RN) a 80 km da costa e Diagrama de Rosetas de Frequência e Comprimento para a Área.

Neste trabalho busca-se compreender como as estruturas do embasamento (Província Borborema) e da BSPP influenciaram na geração das estruturas neotectônicas no GB indicando herança estrutural. Desta maneira, será realizada uma análise geométrica regional dos principais *trends* de lineamentos que truncam o GB e a comparação dos resultados obtidos com lineamento traçados em Modelo Digital de Superfície (MDS) com diferentes direções de iluminação.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para extração de lineamentos, realizou-se o *download* de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) da área de estudo com resolução espacial de trinta metros no *site* da *United States Geological Survey*.

Utilizando o *software ArcGis 10.2*, realizou-se o mosaico e recorte das imagens SRTM e gerou-se o Modelo Digital de Superfície (MDS) com oito iluminações (*azimuth*) variando a cada 45° de 0° a 315° utilizando o fator Z de correção igual a 0.00000912 metros e altitude de 45°. Também neste *software* visualizou-se a geologia dos estados de Pernambuco e Rio Grande do Norte através do arquivo *shapefile* disponibilizado no *site* do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) na escala 1:1.000.000, realizando um *buffer* deste a oitenta quilômetros para oeste a partir da costa pois esta foi a distância máxima que o Grupo Barreiras foi mapeado na área.

Efetuiu-se o procedimento de traçar lineamentos manualmente para MDS feitos para a iluminação de 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315° separando três domínios: Grupo Barreiras, Bacia sedimentar Pernambuco – Paraíba e Embasamento. Foram obtidos dados de cada domínio para as oito direções de iluminação e o somatório das oito direções constituindo os lineamentos totais. Após a obtenção dos dados supracitados, iniciou-se o tratamento dos mesmos com o módulo do *software Arcgis* intitulado *Azimuthfinder*, que fornece os dados já convertidos para o formato *.txt*. Os arquivos *.txt* foram exportados para o *Software Stereonet 2.45*®, onde realizou-se análise geométrica das macroestruturas construindo diagramas de rosetas de comprimento e frequência. O *layout* final das rosetas foi confeccionado no *Microsoft PowerPoint 2007*®.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foram traçadas manualmente estruturas lineares para oito direções de iluminações (*azimuth*) variando a cada 45°, nos seguintes domínios com seus respectivos lineamentos totais: Embasamento com 4.065 medidas (Figura 2), Bacia Sedimentar Pernambuco – Paraíba com 2.588 medidas (Figura 3), Grupo Barreiras com 2.620 medidas (Figura 4). Também foram confeccionados diagramas de rosetas com lineamentos totais gerados pela reunião das oito iluminações para cada domínio e diagramas de rosetas com lineamentos totais para a área de estudo através da reunião dos lineamentos totais dos domínios (Figura 5). Com a confecção dos diagramas de rosetas observou-se os *trends* preferenciais para comprimento e frequência.

Observando as Figuras 2 a 4 verificou-se que para uma dada iluminação, os lineamentos ortogonais (a 90° da iluminação) são ressaltados, seguidos pelos lineamentos das diagonais principais (a 45° da iluminação). Verificou-se também que a sistemática de variação da iluminação foi de grande relevância uma vez que estruturas podem ser ressaltadas ou mascaradas sugerindo imprecisão para dados que são gerados em uma única iluminação. O uso de oito direções de iluminação mostrou-se satisfatório em relação a quatro direções (0°, 90°, 180° e 270°) pois o sentido da iluminação gera respostas diferentes em uma mesma direção, ou seja, os lineamentos traçados no MDS com iluminação N000° foram diferentes dos lineamentos traçados no MDS com iluminação N180° embora estas iluminações possuam a mesma direção. Tal constatação reflete a diferença nos MDS que a depender da iluminação ressaltam ou mascaram feições.

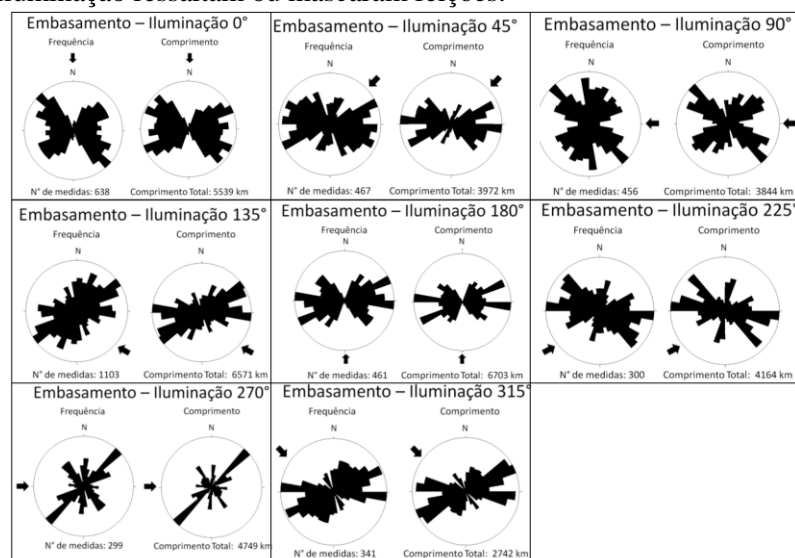


Figura 2: Diagramas de rosetas de frequência e comprimento para 8 direções de iluminações no Embasamento.

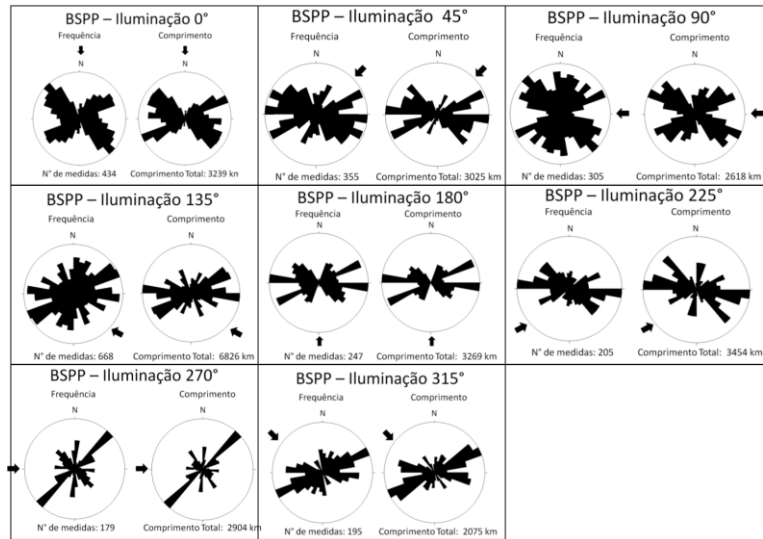


Figura 3: Diagramas de rosetas de frequência e comprimento para 8 direções de iluminações, na BSPP.

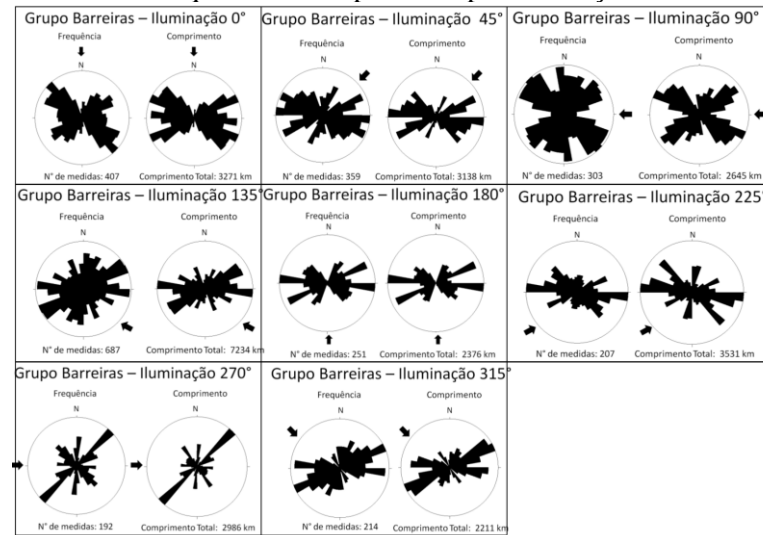


Figura 4: Diagramas de rosetas de frequência e comprimento para 8 direções de iluminações no GB.

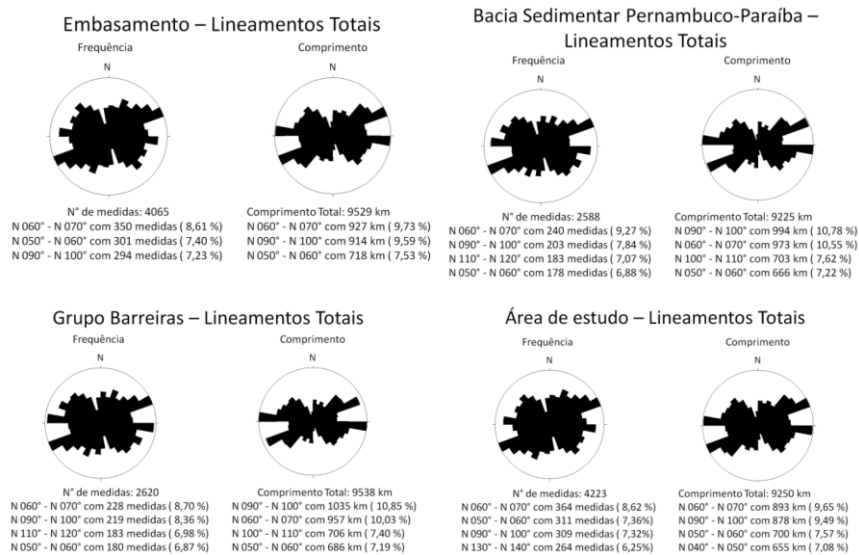


Figura 5: Diagramas de rosetas de frequência e comprimento de Lineamentos Totais por domínio e para a área.

Analisando a Figura 5, as rosetas obtidas para os três domínios e as rosetas da área são muito semelhantes no que se referem às direções principais NE-SW, E-W e SE-NW (N 050° - N 070° e N 090° - N 120°). Todos os domínios apresentaram N 060° - N 070° e N 090° - N 100° como mais frequente e os lineamentos de maiores comprimentos sendo que apenas no Embasamento a direção N 050° - N 060° foi mais frequente do que N 090° - N 100°. A BSPP apresentou as mesmas direções principais que o GB tanto para comprimento como para frequência. Tal dado pode ser justificado por ambos os domínios se situarem na porção mais costeira da área se sobrepondo como observado no Mapa Geológico da Figura 1.

Observando as direções preferenciais menos notáveis, verifica-se que todos apresentam as direções N 130° - N 140° para frequência e N 040° - N 050° para comprimento. Como fator de diferenciação do GB tem-se a direção N 020° - N 030° frequente, mas sem comprimento proeminente e os lineamentos N 110° - N 120° frequentes com comprimentos consideráveis.

4. CONCLUSÕES

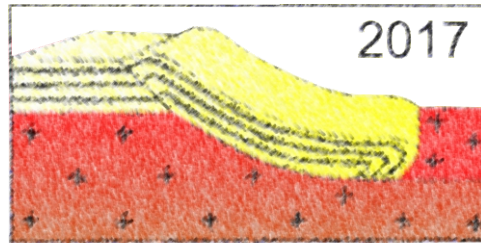
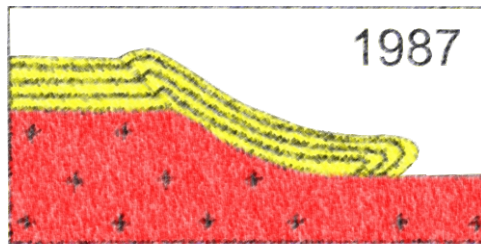
Conforme Barbosa (2004) ocorrem na área duas zonas de cisalhamento pré-cambrianas. A Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) que se expressa abaixo da cidade de Recife pelo Lineamento Pernambuco e a Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA) que se expressa entre as cidades de Natal e João Pessoa pela Falha de Mamanguape. A área também apresenta outras falhas como Itabaiana e Goiana. Para Jardim de Sá *et al.* (2004), os lineamentos E-W na área de estudo acima da ZCPA estaria relacionada com a cinemática dextral E-W da abertura da margem equatorial do rifte Atlântico. Segundo Furrier *et al.* (2006) e Barbosa, *et al.* (2007) estes lineamentos, predominantemente E-W e NE-SW, exerceram controle na compartimentagem das bacias costeiras na faixa Recife-Natal e devem truncar o GB e a BSPP. Tais afirmativas retomadas podem justificar a semelhança entre as rosetas da Figura 5 com os *trends* E-W e NE-SW. Assim, as direções N060°-N070° e N090° - N100° presente nos três domínios estudados, indicam herança estrutural do Embasamento no GB e na BSPP.

Os lineamentos de direção N020°- N030° no GB não apresentam relação clara com as estruturas do Embasamento e da BSPP. Quanto aos lineamentos N110°- N120° e N050°- N060°, Matos (2013), sugeriu falhas/fraturas, aproximadamente ortogonais (N010°-N110° e N050°-N150°) geradas pelo movimento da placa sul-americana e por compressão exercida pela dorsal na borda leste do continente sul-americano. Tal análise pode ser aplicada na área justificando o *trend* NE-SW observado nas rosetas embora as direções N010° e N150° não tenham apresentado frequência e comprimento proeminentes sendo, portanto, mascaradas.

No referente a metodologia adotada verificou-se que os lineamentos ortogonais serão ressaltados (a 90° da iluminação), seguidos pelos lineamentos das diagonais principais (a 45° da iluminação) e que o uso de oito direções de iluminação mostrou-se satisfatório uma vez que o sentido da iluminação gera respostas diferentes em uma mesma direção gerando MDS diferentes e consequentemente traçados diferentes.

5. REFERÊNCIAS

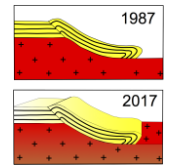
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. Geologia-USP Série Científica, São Paulo, v.6, n.2, p. 1-6, 2006.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. F.; MONTEIRO, F. A. J.; OLIVEIRA FILHO, J. S. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v. 2, p. 753-760.
- BARBOSA, J. A. Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno – formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. 2004. 219 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2004.
- FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da formação Barreiras no Estado da Paraíba. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v.6, n.2, out. 2006. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/guspssc/article/view/27425>.
- Jardim de Sá, E. F., Cruz, L. R., Almeida, C. B., Medeiros, W. E., Moreira, J. A. M., Figueiredo, E. M. 2004. Tectônica Pós- Rife na Sub-Bacia da Paraíba, Nordeste do Brasil. In: *SBG 42 Cong. Bras. Geol. Boletim de Reusmos*.
- LIMA, C.C.U. O Neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste brasileiro. Revista de Ciência & Tecnologia. 15: 91-101. 2000.
- Matos, V.B.M. Neotectônica do Grupo Barreiras no Litoral dos Estados de Sergipe e Alagoas. 2013. 140 f. Monografia (Trabalho Final de Graduação) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2013.



XVI SNET/X IST

SESSÃO 04

TECTÔNICA DE BACIAS



STENIAN SEDIMENTATION IN THE GANDARELA SYNCLINE AND ITS IMPLICATIONS FOR A TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHEASTERN PORTION OF QUADRILÁTERO FERRÍFERO, SOUTHERN SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL

Luiz Fernandes Dutra¹, Maximiliano Martins¹, Cristiano Lana¹, Luiz Camilo Pinto², Marco Antônio Fonseca¹, Sergio Patusco¹, Marcos Saraiva³, Daniel Ferreira Katahira³ and Ana Carolina Gomes¹

¹ Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, e-mail: dutrluiz@gmail.com

² Consultor em prospecção mineral. Santa Bárbara, MG

³ Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

1. INTRODUCTION

The reconstruction of the geological processes that operate during the formation of Precambrian basins are hampered, among others factors, by the lack of physical continuity of the exposures, absence of precise stratigraphic markers and the poor preservation of primary structures by structural/metamorphic overprints. In this scenario, studies of provenance based on detrital zircon populations provide a very useful tool to indicate the depositional age, source area and the geotectonic setting of sedimentary units (Dickinson & Gehrels, 2009).

The São Francisco craton (SFC) hosts sedimentary successions accumulated in the time interval between the Neoproterozoic (~2800 Ma) and Late Neoproterozoic (~580 Ma) (Alkmim & Martins Neto, 2012). Located at the southern SFC, the mineral province of the Quadrilátero Ferrífero (QF) encompasses five major lithostratigraphic units (Dorr, 1969; Alkmim & Marshak, 1998): 1) Archean crystalline basement, 2) the Rio das Velhas Supergroup, a greenstone belt sequence, also Archean, 3) the Minas Supergroup, a sialic basin developed in the Siderian period, 4) post-Minas intrusive rocks and the 5) Itacolomi Group, of Rhyacian age. The Gandarela syncline (Figure 1) is located in the northeast portion of the QF. It is a northeast-trending regional-scale fold with an inverted southeastern limb. The Rio das Velhas Supergroup (Nova Lima Group) covers the external zone of the syncline limbs, while the nucleus of the structure is previously represented by the metasedimentary rocks of Minas Supergroup (Caraça, Itabira, Piracicaba and Sabará groups) (Saraiva, 2012). The Tamanduá Group, of uncertain stratigraphic position, until now, appears in the interface between the Gandarela ridge with the northern one, Tamanduá and Cambotas.

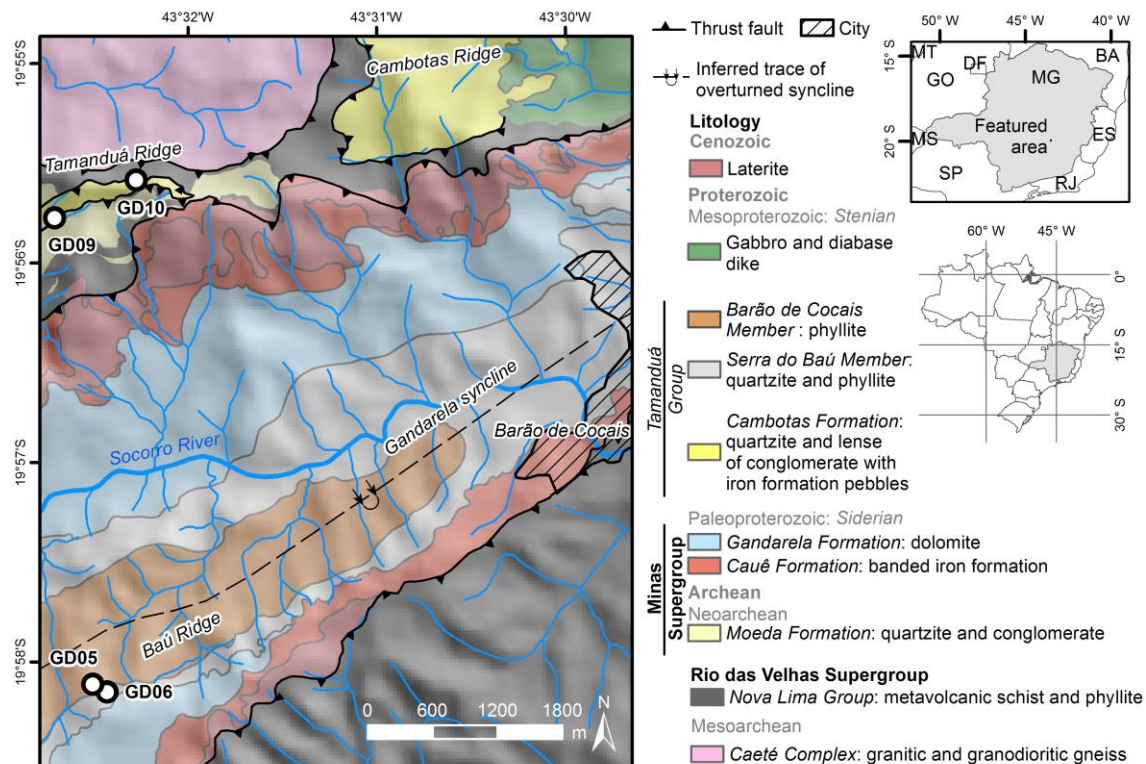


Figure 1: Geological map of northeast Gandarela syncline (modified from Saraiva, 2012).

This study focus on the geochronological data associated with detailed geological mapping (1:10000) of the siliclastic units that constitutes part of the Gandarela syncline. Our results shows, for the first time, the effect of the Stenian (~1200 Ma) extensional event (Espinhaço III of Chemale Jr. et al., 2012) which affected this part of QF. At this period, the redefined Tamanduá Group represents the siliclastic sedimentation at its interior by mechanical subsidence of Gandarela syncline.

2. RESULTS

2.1. Samples and U-Pb geochronology

The sampling along Gandarela syncline was based on geological map of Saraiva (2012). Two hundred and fifty two (252) detrital zircons, extracted from four samples, constitute our database (with a minimum 98% of concordant ages). The samples GD-10 and GD-09, collected in the *locus typicus* of Tamanduá Group, refers to the same stratigraphy level in the quartzitic sequence. At the interior of the Gandarela syncline, the samples GD-06 and GD-05 were previously considered as Piracicaba Group (Cercadinho Formation) and Sabará Group by Dorr (1969) and Saraiva (2012).

The histograms of Figure 2 reveal zircon populations directly related to previously recognized geotectonic events responsible to the stabilization of Southern São Francisco Craton (Alkmim & Marshak, 1998; Lana et al., 2013; Romano et al., 2013; Farina et al., 2015), as well as families of intermediate ages and not directly related to any of these events. The oldest zircons range between 3073 ± 17 Ma (sample GD-10) to 3335 ± 16 Ma (sample GD-05). The Transamazonian event is the main source of all zircon analyzed (2250 – 1950 Ma).

Youngest populations are related to Espinhaço extensional events. Statherian zircon ages were found in the samples GD-10 (1800 – 1680 Ma, $n = 3$) and GD-09 ($n = 3$) at the junction between the Tamanduá/Cambotas and Gandarela ridge. One Calymmian age of 1512 ± 25 Ma at sample GD-10 and one Ectasian-Stenian age evidence the youngest zircon of sample GD-06 (1207 ± 28 Ma and 1290 ± 34 Ma).

The sample GD-05, top of local stratigraphic column, presents two main population of zircons, always oldest than 1.9 Ga.

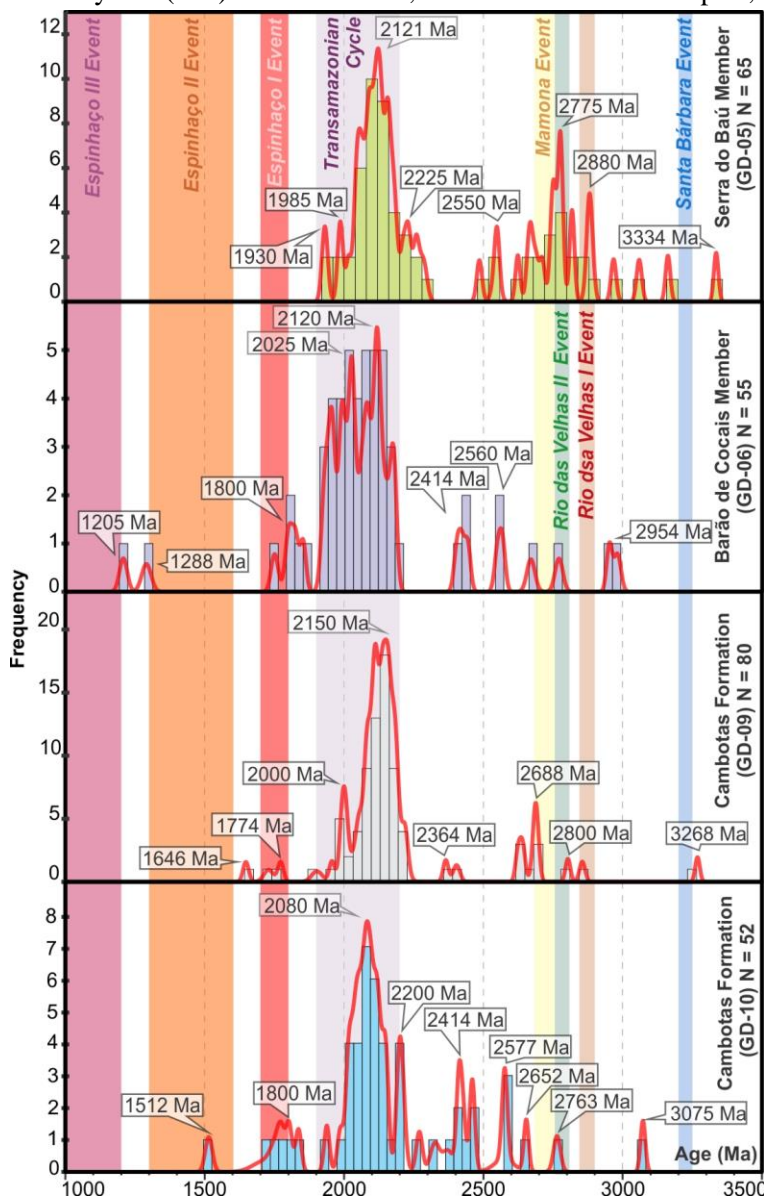


Figure 2: Histograms and probability density diagrams from Pb/Pb age of the four samples of this study.

3. MAXIMUM DEPOSITIONAL AGE AND EVOLUTION OF THE NORTHEAST QF

The main sedimentary provenance of Tamanduá Group at the typical area (samples GD-09 and GD-10) and correlates units in the nucleus of the Gandarela syncline (samples GD-06 and GD-06) is the segment of continental crust formed during Transamazonian orogeny. Candidates are rocks of the Mantiqueira Province, located east of the QF, plutonic rocks of the Mineiro Belt, positioned to the southeast of the QF, as erosion of metavolcanosedimentary units that constitute and sustain the QF (Rio das Velhas and Minas supergroups and Itacolomi Group). The Statherian, Calymmian and Stenian sources attests a sedimentary

contribution from north to south, derived from Espinhaço basin. Stands out, the Stenian age define the maximum age of deposition of the Tamanduá Group, related to Espinhaço III rifting event of Chemale Jr. et al. (2012).

The Gandarela syncline, previously nucleated as such, in the ending of Transamazonian event (Alkmim & Marshak, 1998), was strongly influenced by extensional tectonics that affect the northeast part of QF (Figure 3). Firstly, the Gandarela syncline acted as source (structural high) for the early stages of Tamanduá sedimentation at north, as indicated by banded iron formation pebble in the quartzite of Cambotas Formation (Crocco-Rodrigues, 1991).

The Stenian zircon populations of sample GD-06 indicate that the Gandarela syncline experienced significant mechanical subsidence at a later stage, followed by sedimentation under influence of the Espinhaço III sources (Barão de Cocais Member). This phase was succeeded by significant changes of the sedimentary sources as indicates by the geochronology pattern of sample GD-05. The Serra do Baú Member may reflect the exhumation and erosion of basement block interposed between the deposition site and the rocks of Espinhaço basin.

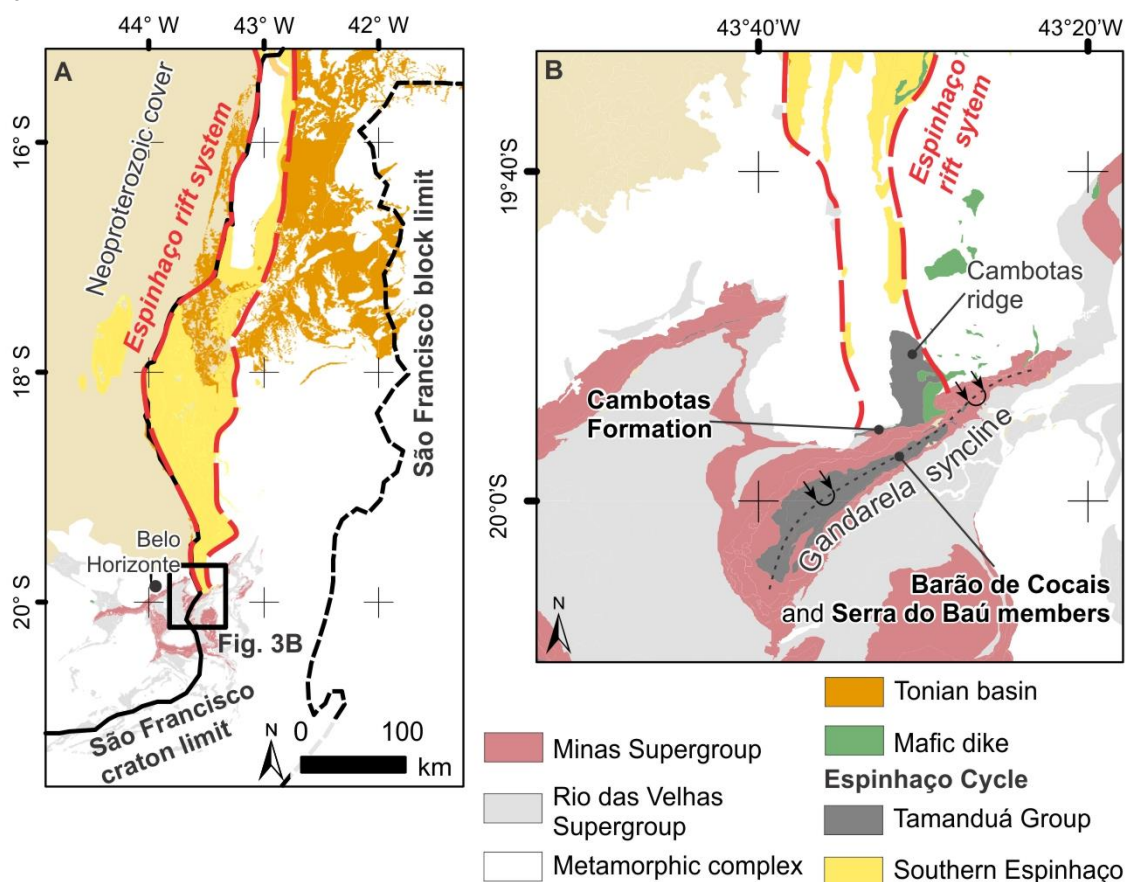


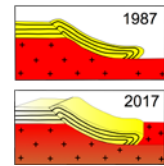
Figure 3: Paleoproterozoic rifts in eastern São Francisco Craton (based on Delgado et al., 2003).

Acknowledgment: This work is supported by FAPEMIG (grant numbers APQ03943 and RDP 0067-10) grants, and Microanalysis Laboratory of the Universidade Federal de Ouro Preto, a member of the Microscopy and Microanalysis Network of Minas Gerais State/Brazil/FAPEMIG.

REFERENCES

- Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic collision and collapse in the Southern São Francisco Craton region. *Precambrian Res.*, 90: 29-58.
- Alkmim, F.F.; Martins-Neto, M. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33, p. 127-139.
- Chemale Jr. F.; Dussin, I.A.; Alkmim, F.F.; Martins, M.S.; Queiroga, G.; Santos, M.N. 2012. Unravelling Proterozoic basin in history through detrital zircon geochronology: The case of Espinhaço Supergroup; Minas Gerais; Brazil. *Gondwana Res.*, 22:200-206.

- Crocco-Rodrigues, F.A. 1991. *Sistemas de Cavalgamento e Geologia Estrutural da Serra das Cambotas, Quadrilátero Ferrífero (MG)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 141p.
- Delgado, I.M.; Souza, J.D.; Silva, L.C.; Silveira-Filho, N.C.; Santos, R.G.; Pedreira, A.J.; Guimarães, J.T.; Angelim, L.A.A.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, I.P.; Lacerda Filho, J.V.; Valente, C.R.; Perrotta, M.M. & Heineck, C.A. 2003. *Geotectônica do Escudo Atlântico*. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM, p. 227-334.
- Dickinson, W.R.; Gehrels, G.E. 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288:115–125.
- Farina, F.; Albert, C.; Martínez Dopico, C.; Aguilar Gil, C.; Moreira, H.; Hippertt, J.P.; Cutts, K.; Alkmim, F.F.; Lana, C. 2015. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. *Journal of South American Earth Sc.*, 68:4-21.
- Lana, C.; Alkmim, F.F.; Armstrong, R.; Scholz, R.; Romano, R.; Nalini Jr, H. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Res.*, 231: 157-173.
- Romano, R.; Lana, C.; Alkmim, F.F.; Stevens, G.; Armstrong, R. 2013. Stabilization of the southern portion of the Sao Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Res.*, 224: 143-159.
- Saraiva, M.V.O. 2012. *Mapeamento Geológico em Escala 1:10.000 na Região a Oeste de Barão de Cocais – MG*. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 110p.



UNRAVELLING TWO TONIAN VOLCANOSSEDIMENTARY SEQUENCES AND THE ROLE OF THEM IN THE CONTINENTAL RIFTING PROCESSES OF THE NEOPROTEROZOIC MACAÚBAS GROUP, SOUTHEASTERN BRAZIL

Maria Eugênia Silva de Souza^{1*^a}, Maximiliano de Souza Martins^{1^b}, Gláucia Nascimento Queiroga^{1^c}, Marco Paulo de Castro^{1^d}, Antônio Carlos Pedrosa-Soares^{1^e}, Ivo Antônio Dussin^{1^f}

^{1*^a} Universidade Federal de Ouro Preto, e-mail: messouza.op@gmail.com

1. INTRODUCTION

A significant number of studies explain how the geometry of continental margins through an asymmetric rifting process at the lithosphere scale is. The models proposed consider the existence of enormous solitary normal faults cutting through the entire lithosphere. These faults so-called ‘detachments’, would accommodate tens of kilometers of extension (Wernicke 1985). The asymmetric rifting models predict fundamentally different conjugate margins with one margin being the footwall and the other being the hanging wall of the detachment. Anyway, this scenario can be more complex by many factors, among them any tectonic inheritance, the stress regime, the presence or absence of magmatic episodes, and others (Nagel & Buck 2007, Nemčok & Rybár 2016, and references therein).

The Neoproterozoic Macaúbas Group (southeastern Brazil), registers the main stages of the precursor basin system of the Araçuaí orogen in its western domain, also recording at least one glacial event in the Neoproterozoic. This orogen has a counterpart located in Africa, at the West Congo Belt (Pedrosa-Soares et al. 2008, 2011, Babinski et al. 2012, Kuchenbecker et al. 2015). The basin fill records from an asymmetrical continental rift, with the thermal–magmatic axis located in its African counterpart, to passive margin stages and associated oceanic spreading that lasted at least until c. 660 Ma (Pedrosa-Soares et al. 2008).

The Macaúbas Group is divided into three sectors according to the tectonic inheritance of two uplifted basement blocks (Noce et al. 2007): Porteirinha, at western, and Guanhões, to the southern. The most complete package of the Macaúbas Group occurs is in the central sector, located between 17° and 18°S, where the lowermost tonian (ca. 900 Ma) rift-related diamictite-free formations (Matão and Duas Barras) are covered by cryogenian diamictite-bearing units, considered as guide layers within Macaúbas stratigraphic’s scheme. Both continental rifting processes are also coeval with magma generation, although on the Cryogenian’s time is not well constrained until now (ca. 750 to 670 Ma).

Although the main evolutionary stages of this Neoproterozoic basin have been successfully recognized by regional 1:100.000 scale geological mapping, there are some regions in which the coexistence between sediments and mafic rocks until recently had not been well-established within the regional context of the Macaúbas basin evolution.

In this work, we highlight two tonian volcanosedimentary sequences, named here as Planalto de Minas (890 Ma, Souza 2016) and Capelinha (957 Ma, Castro 2014) formations, interposed by glacial rift-related Chapada Acauã Fm. They were tectonically-controlled by previously existing extensional structures under influence of detachments as the main controls to its distribution.

2. THE TONIAN VOLCANOSSEDIMENTARY SEQUENCES: STRATIGRAPHY, BOUNDARY LIMITS AND AGES

Along of the 43°30'W meridian, between the southern and central segments of the Espinhaço range in Minas Gerais state, the Planalto de Minas volcanosedimentary sequence is a relatively thick 200-meter ~~thick~~ pile composed by intercalations of magnetite-sericite quartzites and greenschists *strictu sensu* in a NS structural trend. Metamorphosed greenschists with basaltic composition crops out on the Jequitinhonha and Macaúbas river valleys, extending on a relatively continuous zone. These metamafic rocks show igneous structures preserved, formed by subaqueous volcanos of high productivity (fire fountaining). Its geochemical signature indicates a tholeiitic basaltic protoliths with a dominant within-plate signature, enrichment in light rare earth elements, and positive anomalies of Europium. Previously associated with laminated sandstone of the

glaciomarine-related Lower Chapada Acauã Fm., the relationship between glacial-related diamictite-units and subaquatic volcanic rocks had been poorly understood until now. In Terra Branca district, the Planalto de Minas Formation overlaps the continental rift-related Matão and Duas Barras formations by regional unconformity, whereas it overlaps directly the Statherian sequence (São João da Chapada) in Planalto de Minas region, at south. The contact between the Planalto de Minas volcanosedimentary sequence and a thin package of fine sandstone with clasts of Lower Chapada Acauã Fm. also records an important unconformity, very well exposed at north from Terra Branca village. In the region of the Planalto de Minas this contact is abrupt and sheared, being that the São João da Chapada Fm. was thrust over the Planalto de Minas Fm. in its western contact, outlining a clear fault escarpment limit between these units. U/Pb zircon ages (by LA-ICP-MS method) for the greenschists constrains magmatic crystallization at 889 ± 10 Ma. For the magnetite-sericite quartzites, the U/Pb ages indicates a maximum age of sedimentation at 880 ± 4 Ma. The metagabbros of Pedro Lessa Suite constrains U/Pb ages of magmatic crystallization around 964 Ma, and one outcrop of greenschist recognized for this unit constrains a U/Pb age at 939 ± 7 Ma (Souza 2016).

To the east, the Capelinha Formation, cropping out around the homonymous city comprises a fine-sandstone unit supposedly cutted by dykes of amphibolites. The lack of unequivocal diamictite-related units and its boundary limits, as well as the role of metamafic rocks in the regional scenario, caused many uncertainties about the real stratigraphic position and meaning of the Capelinha Formation within Macaúbas Group. Redefined by Castro (2014), the Capelinha Formation presents a more comprehensive territorial extension than postulated in its original setting. It consists of a dominant metapsamitic basal unit formed by mica schists, quartz schists and quartzites, pure or micaceous, with lenses of metamafic rocks, and an upper metapelitic unit, mainly composed of peraluminous schists with garnet, staurolite and/or kyanite. The Capelinha Fold Belt (CFB) resembles an EW asymmetric fold belt, with the lower unit inserted in the core of kilometric anticlines. The structural assets indicate tectonic vergence to the south, against the Guanhões Block, where the detachment surface reveals itself as a normal fault with a dextral kinematic component that separates the Archean rocks of the Guanhões Complex from metasedimentary and metamafic rocks that belong to the Neoproterozoic Macaúbas Group. Three geochronological determinations by the U-Pb LA-ICP-MS method in the lower quartzite unit indicate a maximum age of sedimentation around 970 Ma, whereas a maximum age of sedimentation around 1123 Ma was performed on a peraluminous schist of the upper unit. The metamafic rocks, metamorphosed into amphibolite facies, have tholeiitic basalt protoliths with a dominant within-plate signature. U-Pb zircon ages for the amphibolites constrains magmatic crystallization at 957 Ma and metamorphic recrystallization at around 569 Ma. The relationships with underlying units are unclear at north, being most contacts inferred.

3. DISCUSSION

In this work, through field studies, analytical procedures, and the integration of these with literature knowledge, we consider that the Macaúbas rift has at least three phases of evolution before the passive margin stage.

The first stage of this rift its documented by the continental Matão Formation at west, and by Capelinha volcanosedimentary sequence at east Both units are footwalls of a regional sub-horizontal shear zone that connected the brittle faults along simultaneous uplifted of Guanhões and Porteirinha crustal blocks, respectively, at the earlier stages of the tonian continental rifting. According to our proposal, the orientation of crustal stretching must have taken place along NNW-SSE direction (in the present-day coordinate system), under strong influence of the basement blocks configuration. The concave-shaped hanging wall zone between these two blocks probably was a wide area of moderate crustal extension and magmatism, without any pronounced fault polarity towards the rift-center, as attested by the distribution of the normal faults related to the Matão Fm. (Martins et al. 2008).

As a response to the progression of the extensional tectonics and adjustment to the crustal blocks limits, a second phase is characterized by the rotation and the migration of the thermal axis, as well as of the detachments, to the NS structural trend (in the present-day coordinate system), while deformation is transferred from the new thermal necking site. The ancient concave-shaped hanging wall zone assumed a new configuration, as a smooth footwall, represented by Planalto de Minas Formation. This unit overlies directly pre-rift sediments (Statherian supracrustal rocks of Espinhaço Supergroup) preserved on top of the fault-bounded blocks. This

phase overlapped the installed sedimentary system with NS-axial drainage (in the present-day system) related to the Duas Barras Formation. This siliciclastic system is regarded as a lateral correlate of Matão Formation.

At magma-poor sequences like the glacial-related Serra do Catuni and Lower Chapada Acauã formations, we assume that a new rifting-zone was accommodated through a series of dominantly inward-dipping faults on both sides of the last (and dominant) rift center, represented mainly by the structural high of Planalto de Minas-Terra Branca. This event clearly inherited ancient structures along the same region reached earlier by Tonian rifting, consisting of arrays of tilted blocks with normal faults dipping towards the rift center. This modeling is in agreement with the stronger wedge-shaped lateral variation of thickness registered on the glacial-related sediments at both sides of the rift center, typified by the river valleys of Macaúbas, at west, and Araçuaí, at east, close to Turmalina town (Pedrosa-Soares et al. 2011).

4. FINAL REMARKS

The Macaúbas rift can be characterized by consecutive rift phases in its evolution and these with magmatic mafic distinct events associated. Inherited structures of events pre-1.0 Ga controlled the width and geometry of at least three basin-generations between earlier Tonian to Cryogenian on the Macaúbas Group. Sub-horizontal detachment zones are related to the differential uplifted and adjustment of two great basement blocks, connecting multiple brittle faults zones at shallow levels. As a result, a sedimentation pattern and magmatic activity within the sites were tectonically-driven by arrays of tilted blocks dipping towards the rift center.

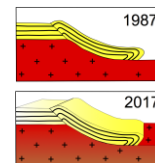
Some questions remain currently open, for example: (1) How is the impact of the robust magmatism of Planalto de Minas succession in Macaúbas rift basin? (2) Can the break-up mode of this rift (criteria in Huisman & Beaumont 2011) be associated with ‘crust-first – lithosphere mantle second’ or is this order inverse for the Macaúbas rift?

Acknowledgment: This work was supported by CNPq (grant number 305232/2013-4 for M. Martins) and PROPP/UFOP (project number 09/2016 – Auxílio Financeiro a Pesquisador, for G. Queiroga and M. Martins) grants. The authors also acknowledge to the Microanalysis Laboratory of the Universidade Federal de Ouro Preto, a member of the Microscopy and Microanalysis Network of Minas Gerais State/Brazil/FAPEMIG.

REFERENCES

- BABINSKI, M., TRINDADE, R., PEDROSA-SOARES, A.C., MARTINS, M.S., NOCE, C.M., LIU, D. (2012). Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, **21**:451-465.
- CASTRO, M.P. (2014). *Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais*. DEGEO, UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 146p.
- HUISMANS, R.S. & BEAUMONT, C. (2011). Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*. **473**: 74–79.
- KUCHENBECKER, M., PEDROSA-SOARES, A. C., BABINSKI, M., FANNING, M. (2015). Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research* **266**: 12-26
- MARTINS, M., KARFUNKEL, J., NOCE, C.M., BABINSKI, M., PEDROSA-SOARES, A.C., SIAL, A.N., LIU, D. (2008). A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do Rife Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38(4)** 761-772.
- NAGEL, T.J. & BUCK, W.R. (2007). Control of rheological stratification on rifting geometry: a symmetric model resolving the upper plate paradox. *J. Earth Sci.* **96**:1047-1057.
- NEMCOK M. & RYBÁR, S. (2016). Rift-drift transition in a magma-rich system: the Gop Rift-Laxmi Basin case study, West India. *Geological Society London, Special Publications*. **445 (1)**: 95-118.
- NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SILVA, L.C., ALKIMIM, F.F. (2007). O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* **15(1)**: 17-23.
- PEDROSA-SOARES, A.C., ALKIMIM, F.F., TACK, L., NOCE, C.M., BABINSKI, M., SILVA, L.C., MARTINS-NETO, M.A., (2008). Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo orogen. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-*

- Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region., 294. *Geological Society, London*, pp. 153–172. *Special Publications*.
- PEDROSA-SOARES, A.C., BABINSKI, M., NOCE, C. M., MARTINS, M., QUEIROGA, G., VILELA, F. (2011). The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. *In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. (Org.). The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Memoir of the Geological Society of London **36**: 523–534.
- SOUZA, M.E.S. (2016). Caracterização litoestrutural e geocronológica dos xistos verdes e metagabros do Grupo *Macaúbas nas regiões de Terra Branca e Planalto de Minas, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, Brasil. 245p.
- WERNICKE, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can J Earth Sci* 22:108–125.



FALHAS TRANSVERSAIS NO SISTEMA DE RIFTES DO RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ: NOVAS EVIDÊNCIAS SOBRE O SISTEMA DE FALHAS DE MATA-CATU

João Mauricio Figueiredo Ramos¹
Talles Souza Ferreira²

¹ Petrobras, UO-BA/Exploração, e-mail: j.m.f.ramos@petrobras.com.br

² Petrobras, UO-BA/Exploração, e-mail: tallesferreira@petrobras.com.br

1. INTRODUÇÃO

Diversos trabalhos destacam como a estruturação presente no embasamento cristalino controlou a geometria do sistemas de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ, Milani & Davison, 1988; Magnavita, 1992; Kosin, 2009; Destro, 2002), porém nenhum trabalho apresentou dados geofísicos que evidenciam a configuração da trama do embasamento abaixo da coluna sedimentar da Bacia do Recôncavo, e como essa trama contribuição para a estruturação das bacias da forma como a conhecemos atualmente. Este trabalho tem como objetivo apresentar o controle exercido pelas deformações do embasamento pretéritas ao rifteamento. A interpretação conjunta de diferentes dados (p. ex. mapas históricos, sísmica, gravimetria e magnetometria) resulta em uma nova evidência que as falhas transversais da Bacia do Recôncavo têm caráter transferente, contribuindo para a formação dos grandes depocentros.

2. O PROCESSO DE RIFTEAMENTO

A abertura do rifte do Recôncavo foi um dos resultados do colapso do continente Goduwana, ocorrido do Jurássico Superior até o Aptiano inferior, quando o ramo continental foi abortado e o eixo principal do rifteamento continuou pelas margens passivas (Destro, 2002). Como resultado dos esforços distensivos experimentados pela crosta durante o rifteamento, foi gerado um conjunto de *hosts* e *grabens* alinhados preferencialmente NNE-SSW.

Localmente, este *trend* NNE-SSW é interrompido por grandes falhas transversais (p.ex. falhas de Mata-Catu, Cassarongongo, Palmeiras). A origem dessas falhas é controversa, sendo descritas tanto como sistemas transcorrentes (Milani & Davison, 1988) quanto Falhas de Alívio (Destro, 2002). Dentre a falhas transversais, se destaca a Falha de Mata-Catu, na qual grande parte das acumulações de petróleo da Bacia do Recôncavo está alinhada.

A figura 1 (A) apresenta as estruturas deformacionais presentes nos terrenos metamórficos adjacentes ao rifte do Recôncavo. Em algumas regiões existe uma boa correlação destas deformações (foliações) com as falhas presentes no embasamento sísmico. Na borda oeste (margem flexural) esta relação não é clara. O mapa estrutural do embasamento nos mostra a predominância do padrão NNE de falhas internas à bacia, que é muitas vezes interrompido por falhas transversais (Figura 1-B), enquanto as foliações do embasamento estão orientadas na direção NW-SE.

3. O SISTEMA DE FALHAS DE MATA-CATU

A principal falha transversal presente na Bacia do Recôncavo é o Sistema de Falhas de Mata-Catu. O novo mapa do embasamento (Figura 1) mostra que este sistema de falhas apresenta rejeito máximo próximo ao centro da bacia, e este rejeito vai diminuindo em direção à Falha de Salvador (falha de borda) até se transformar em uma estrutura tipo *horsetail*. Esta interpretação difere daquela proposta por Destro (2002), na qual o Sistema de Falhas de Mata-Catu foi interpretado como uma Falha de Alívio.

Apesar da importância, o Sistema de Falhas de Mata-Catu não estava presente no início do rifteamento, como pode ser visto nos mapas de isópacas do Andar Rio da Serra Médio (Fm. Candeias, figura 2-A). Posteriormente, nos Andares Buracica e Jiquiá, esse sistema de falhas apresentou um grande controle nos depocentros da Bacia do Recôncavo. Como consequência da própria dinâmica do rifteamento, o Sistema de Falhas de Mata-Catu assume um papel fundamental na acomodação da deformação, controlando os depocentros de Camaçari e de Alagoinhas (Figura 2-B).

Diante dessas evidências, interpreta-se que o Sistema de Falhas de Mata-Catu se trata de uma zona de transferência dextral, que acomodou a deformação no rifte do Recôncavo a partir do Andar Buracica.

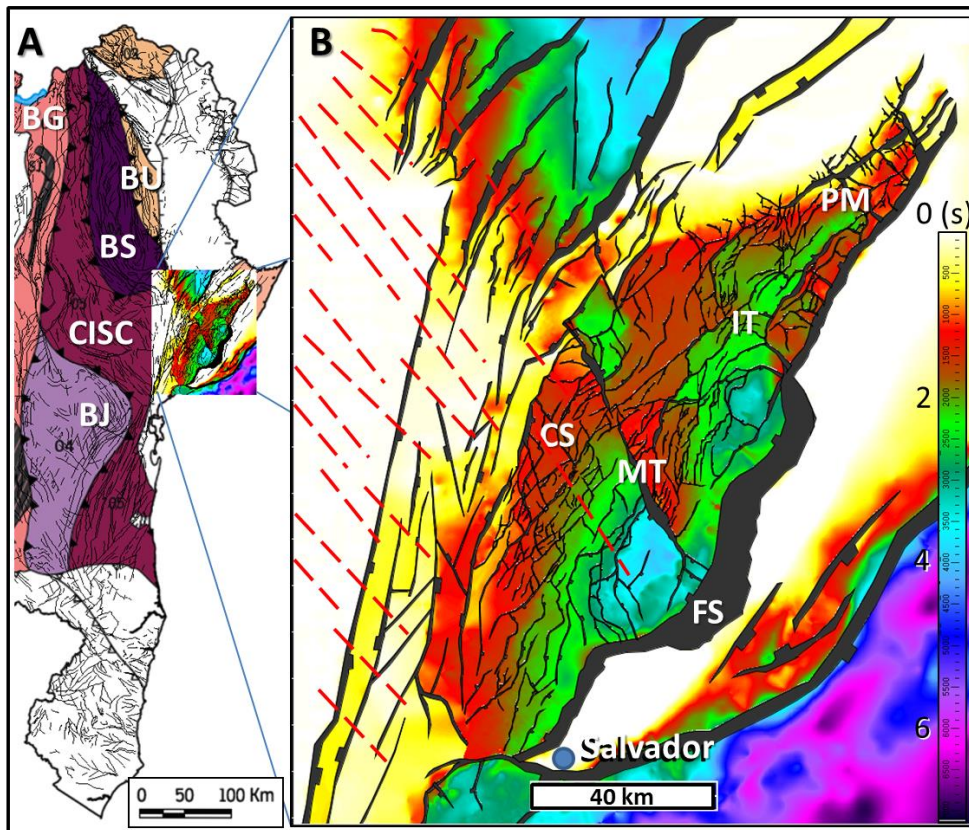


Figura 1: (A) Mapa geológico, mostrando as deformações no embasamento sobreposto com o mapa do embasamento da Bacia do Recôncavo (B). As falhas transversais, por exemplo Mata-Catu (MT), interrompem o *trend* principal, principalmente no centro-sul da bacia, sugerindo um controle das foliações do embasamento, destacados pelas linhas em vermelho. Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), Bloco Serrinha (BS), Bloco Jequié (BJ), Falha de Cassarongongo (CS).

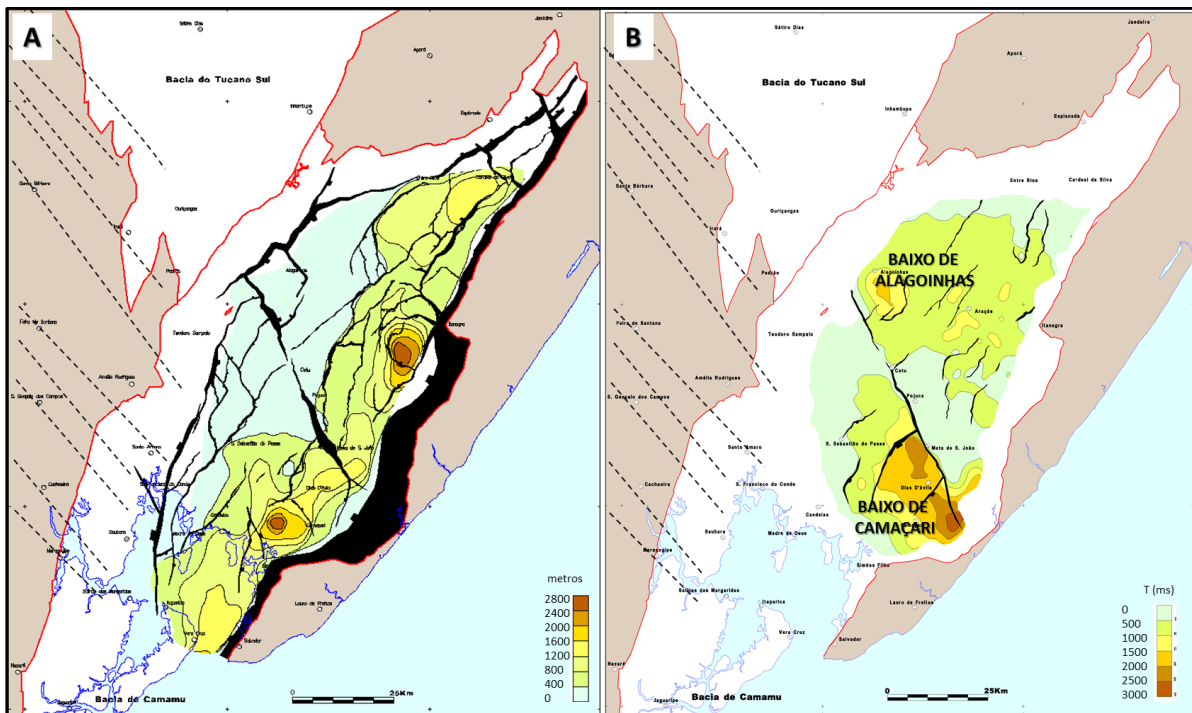


Figura 2. (A): Isópacas do Andar Rio da Serra Médio sobreposto ao mapa estrutural simplificado, mostrando que no início do rifteamento a Falha de Mata-Catu não controlava a sedimentação. (B) Isópaca dos Andares Buracica e Jiquiá, mostrando a configuração da bacia no final do rifte.

4. OUTRAS FALHAS TRANSVERSAIS NO RIFTE RTJ

Bellahsen e Daniel (2005) realizaram uma análise da influência da herança do embasamento sobre os riftes e demonstram que a maioria das falhas presentes nos riftes é controlada pelo campo de tensões atuante e, de forma menos intensa, as zonas de fraqueza do embasamento atuam acomodando os esforços e possibilitando a geração dos depocentros.

Estas conclusões estão expressas no extremo norte do sistema de riftes RTJ, onde as anomalias magnéticas de direção WNW-ESE, correspondentes às foliações do embasamento, são cortadas completamente pelas falhas com direções preferenciais WSW-ENE implantadas durante a abertura no rifte, segmentando a Bacia de Jatobá em *hosts* e *grabens* alinhados nesta última direção (Figura 3).

Do mesmo modo que acontece na Bacia de Jatobá e nos modelos físicos de Bellahsen e Daniel (2005), eventualmente os *trends* de fraquezas do embasamento são reaproveitados e algumas falhas transversais são originadas seguindo as suas direções (caso a direção de abertura seja transversal às foliações).

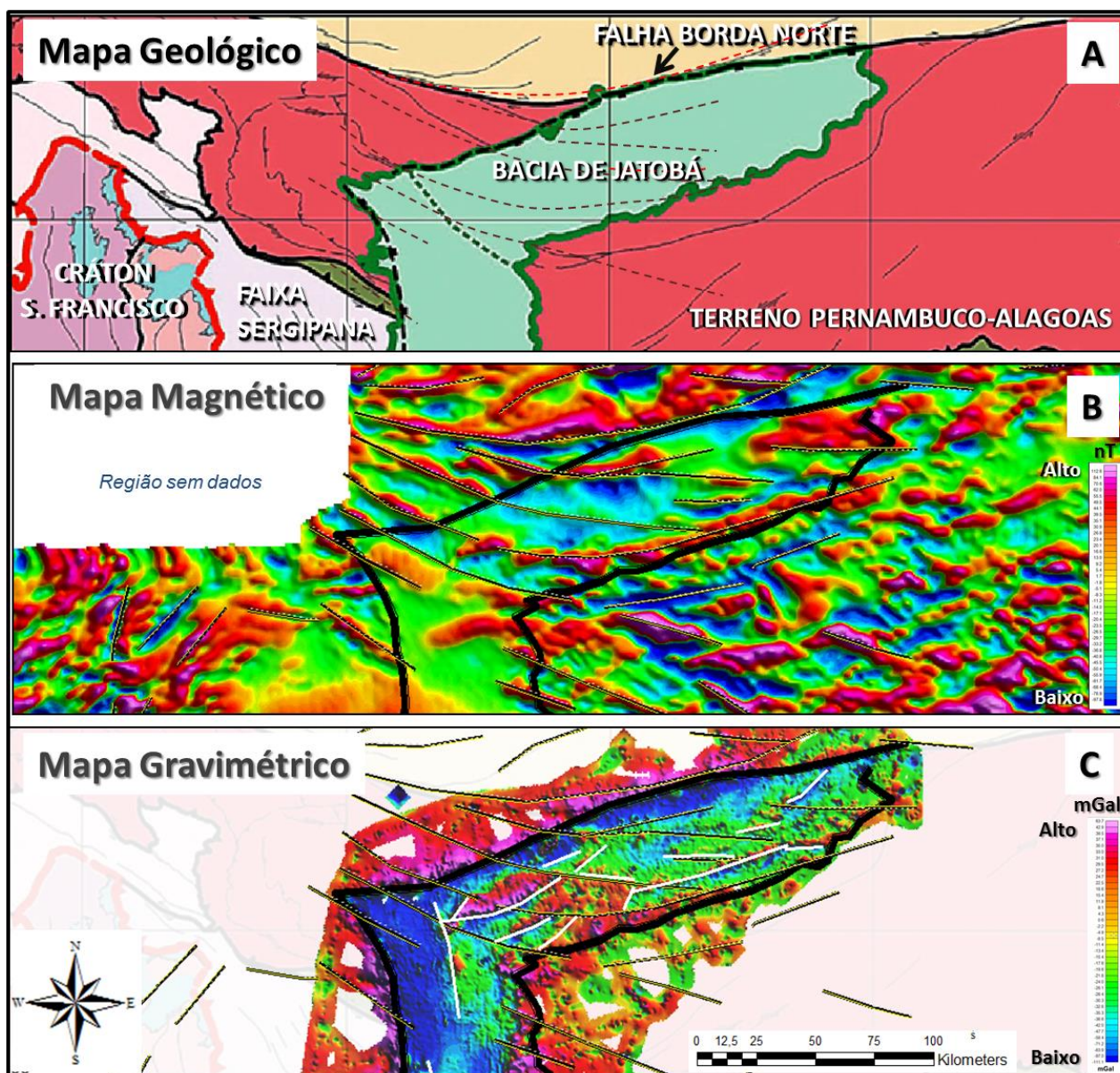


Figura 3. Mapas geológico (A), magnético (B) e gravimétrico (C) da Bacia de Jatobá, mostrando como os lineamentos magnéticos (heterogeneidades do embasamento) que fazem parte do embasamento cristalino da Bacia são cortados pelas falhas originadas no rifteamento. Modificado de Kosin (2009).

5. CONCLUSÕES

O mapa de isópacas do Andar Rio da Serra Médio sugere um esforço mínimo de direção NW-SE, que gerou um grande graben alongado SW-NE com até 3000m de empilhamento sedimentar. As falhas predominantes na Bacia do Recôncavo estão orientadas também com a direção SW-NE. Posteriormente, seguindo as observações de Bellahsen e Daniel (2005) e de acordo com o mapa de isópacas dos Andares Buracica e Jiquiá na Bacia do Recôncavo (Figura 2-B), as zonas de fraquezas preexistentes (foliações do embasamento, figura 4-A) assumem um papel secundário, acomodando os esforços com a evolução do rifteamento, e proporcionando a geração dos grandes depocentros tardios (Figura 4-C).

A integração de dados geofísicos sugere que as falhas transversais da Bacia do Recôncavo estão ligadas a zonas de fraquezas preexistentes, reativadas durante as fases finais de acomodação do rifte. A Falha de Mata-Catu é uma das feições mais intrigantes na Bacia do Recôncavo. Este sistema de falha tem sido interpretado como um sistema transcorrente (Milani & Davison, 1988) e/ou como uma Falha de Alívio (Destro, 2002). Neste trabalho, através da interpretação integrada da sísmica com os métodos potenciais, o Sistema de Falhas de Mata-Catu é também interpretado como um sistema transcorrente, atuante a partir do Andar Buracica.

Recentemente, algumas interpretações sísmicas também têm sugerido a presença de estruturas em flor-negativa no compartimento sul da Bacia, demonstrando a importância das falhas transversais e a cinemática transtensiva que formou os riftes do Recôncavo-Tucano-Jatobá.

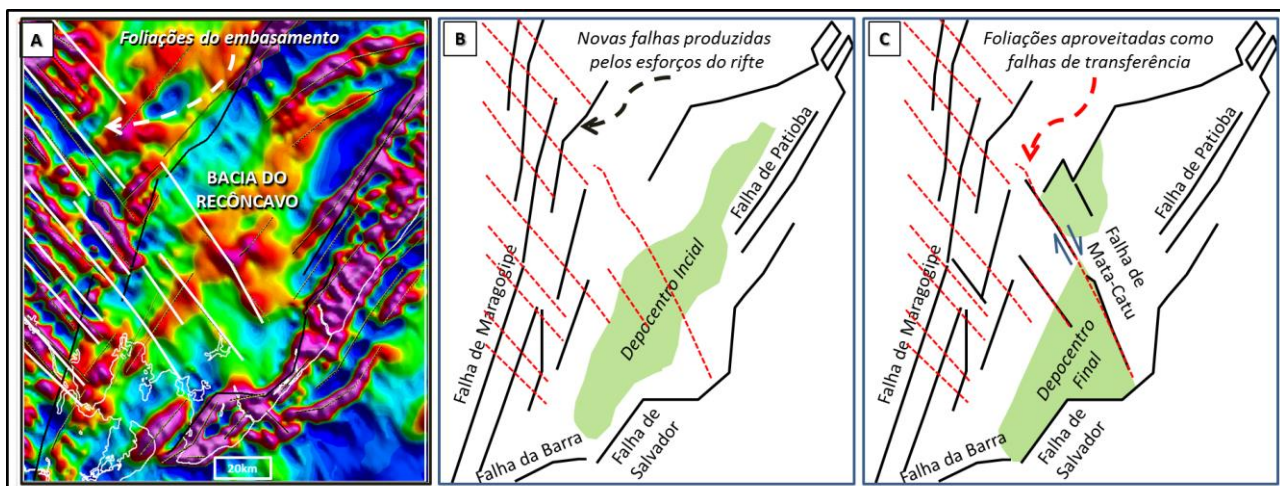
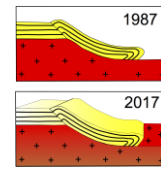


Figura 4. Modelo simplificado da gênese dos depocentros de Camaçari e de Alagoinhas, como resultado da atuação das falhas transversais. A: Mapa Magnético Reduzido ao pólo mostrando as foliações presentes no embasamento oriundas das colisões proterozoicas. B: Falhas NNE oriundas da fase inicial do rifte. C: Reativação das zonas de fraquezas como falhas transversais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BELLAHSEN, N., DANIEL, J. M. (2005). Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, n. 27, p. 769-780.
- DESTRO, N. (2002). Falhas de Alívio e de Transferência: O significado tectônico e econômico no rifte do recôncavo-Tucano-Jatobá, NE do Brasil. Universidade Federal de Ouro Preto. *Tese de Doutorado*.
- KOSIN, M. D. (2009). O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – Uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. *Bol. Geo. Petrobras*. V. 17, n. 1, p. 89-108.
- MAGNAVITA, L.P. (1992). Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brazil. Universidade de Oxford, *Tese de Doutorado*.
- MILANI, E. J., DAVISON, I. (1988.). Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, n. 154, p. 41-70.



THE EVOLUTION OF AN INTRACONTINENTAL RIFT TO RIFTED MARGIN: THE CASE OF THE RECÔNCAVO-CAMAMU SYSTEM

Talles Souza Ferreira¹, João Maurício Figueiredo¹

¹ PETROBRAS. tallesferreira@petrobras.com.br

1. INTRODUCTION

The Recôncavo-Camamu System (RCS) is located in the southern part of the Northeast Brazilian Rifted Margin (NBRM). The RCS is formed by two sets of the rift systems: the intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá rift (RTJ, Magnavita 1992) and the Jequitinhonha-Almada-Camamu rifted margin (JAC, Ferreira et al. 2013). In fact, these rift systems are part of a single intracontinental rift which evolves to a rifted margin on its southern portion (Figure 1). The RCS started as intracontinental rift during the Neocomian period reaching the maximum activity peak during Barremian times. In the Aptian, the northern portion of the RCS (or RTJ) was aborted while its southern part (or JAC) propagated eastward to join the Jacuípe-Sergipe rift system. Due to its key-position along the Northeast Brazilian Rifted Margin (NBRM), the The Recôncavo-Camamu System had an important role recording the whole tectonic evolution since the early rifting during the Barremian-Neocomian stage to late Aptian-Albian pulses which resulted in the Gondwana breakup during the Albian-Cenomanian interval (Ferreira & Caixeta 2014).

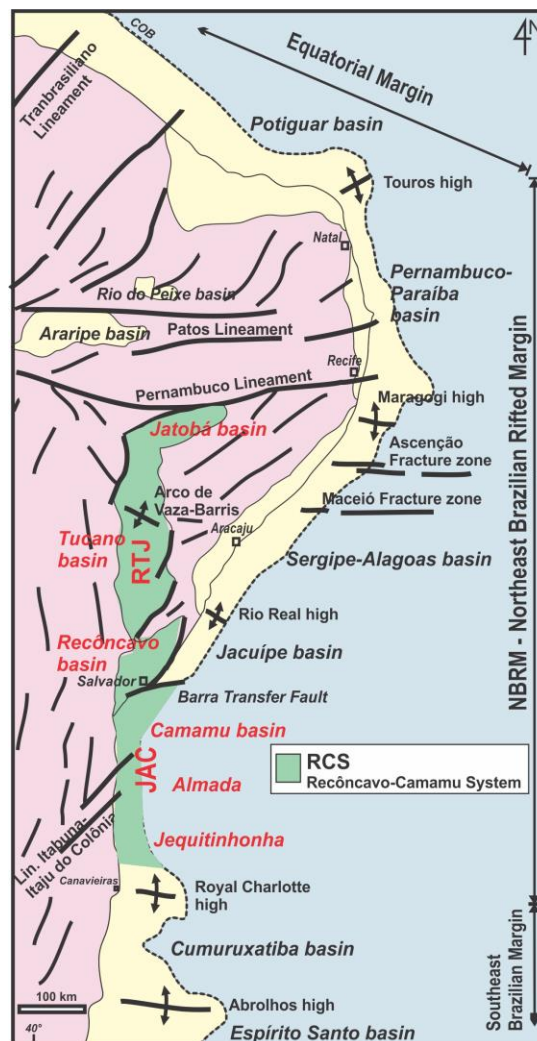


Figure 1. Tectonic map showing the Recôncavo-Camamu System (RCS) related to main structural features along the Brazilian Rifted Margin.

The RCS developed over a basement related to São Francisco craton evolution, formed by Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaça and Neoproterozoic Araçuaí orogens which resulted in the development of shear zones. Such structures were reactivated during the Gondwana breakup in the Lower Cretaceous, when the RCS took place, strongly controlled by this basement framework. The orientation of hinge faults and transfer zones were driven by basement lineaments that led the rifting process until the development of the JAC rifted margin (Ferreira et al. 2013). In general, the RCS presents NS hinge faults in Jequitinhonha and Almada basins and NE-SW faults in Camamu, Recôncavo and Tucano basins inherited from Itabuna shear zone. Whereas, transfer zones are strongly controlled by conspicuous NW-SE and NE-SW Proterozoic shear zones such as Salvador and Itabuna-Itaju do Colônia shear zones. Some horsts and structural highs previously identified in onshore and offshore basins (e.g. Taipus high, Olivença high) are delimited by these regional transfer zones, forming geological limits between distinct depocenters and even rift basins (Figure 2).

2. THE INTRACONTINENTAL RIFT PHASE (NEOCOMIAN-BARREMIAN)

The rift stratigraphy throughout the RCS is very similar contrasting only on rift section thickness due to local variations of a common tectonic history. The RTJ rift system was aborted in Aptian times meanwhile the JAC rifted margin began to be formed eastwards. The Eo-Aptian period were marked by intense rifting in Jequitinhonha and Almada basins (to south of the Taipus Mirim Accomodation Zone, TMAZ, Figure 2) and on the extreme north of Camamu basin. In addition, the Eo-Aptian rifting formed isolated large grabens strongly bounded by basement lineaments. Some wells record more than 600 meters of Eo-Aptian rift sediments in the proximal RCS rifted margin. In the Mid-Aptian, this rift architecture changed totally with formation of conspicuous N-S and NE-SW hinge faults primarily concentrated in Camamu basin, northward from the TMAZ, meanwhile southwards had increasingly less fault activity with initiation of thermal subsidence. The SAG I phase was widespread set up on Neo-Aptian. In distal portion of RCS margin, the rifting continued through the Eo-Albian period. The Eo-Albian rifting occurred associated with magmatic pulses, meanwhile ancient hinge faults were reactivated and some footwalls uplifted (Figure 2).

3. THE RIFTED MARGIN PHASE (APTIAN-ALBIAN)

During the Eo-Aptian, the RCS began to develop its current framework through the linkage of isolated large grabens or basin depocenters strongly bounded by basement lineaments (e.g. Vaza-Barris). Some wells record more than 1 km of Aptian rift sediments in the Camamu, Almada basins. From the Mid-Aptian, the rift architecture changed with the formation of conspicuous hinge faults basinward in Camamu, Almada basins, while other areas such as Jequitinhonha basin had increasingly less fault activity with initiation of thermal subsidence, known as SAG phase that was widespread until Neo-Aptian when the Gondwana breakup took place. During this period occurred the deposition of evaporites which would mark the beginning of the drift-phase.

The Albian rifting took place in distal margin associated with magmatic rocks dated around 104 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) in the Sergipe-Alagoas basin (Caixeta et al. 2014). The conjugate margin to RCS is the Gabon basin which is characterized by a flip-flop basin pattern, marked by the Aptian salt level. The RCS-Gabon clearly presents a distal Albian rift basin toward the mid-ocean ridge. The cooling that followed the period of heating formed a distal SAG basin during the Albian-Cenomanian, resulting in favorable environment to the organic matter preservation.

Several studies based on different techniques (Ferreira & Caixeta 2014) have already addressed tectonic and magmatic events in Northeastern Brazilian coast during Albian-Turonian interval. Such events can be easily correlate to reverse faults and harpoon structures observed in deep-water seismic sections in RCS, specifically in Camamu and Almada, resulted from the tardi-breakup processes during Cenomanian-Turonian times.

In proximal margin or onshore rift basins (RTJ), this period was also marked by reactivation and uplifting of pre-existing hinge faults and footwalls across the whole NBRM. Such tardi-breakup reactivations reshaped the structural style of the NBRM resulting in: (i) uplift of Aptian rift section, (ii) development of inversion/flower later structures (iii) broad proximal erosion of Albian carbonate platforms.

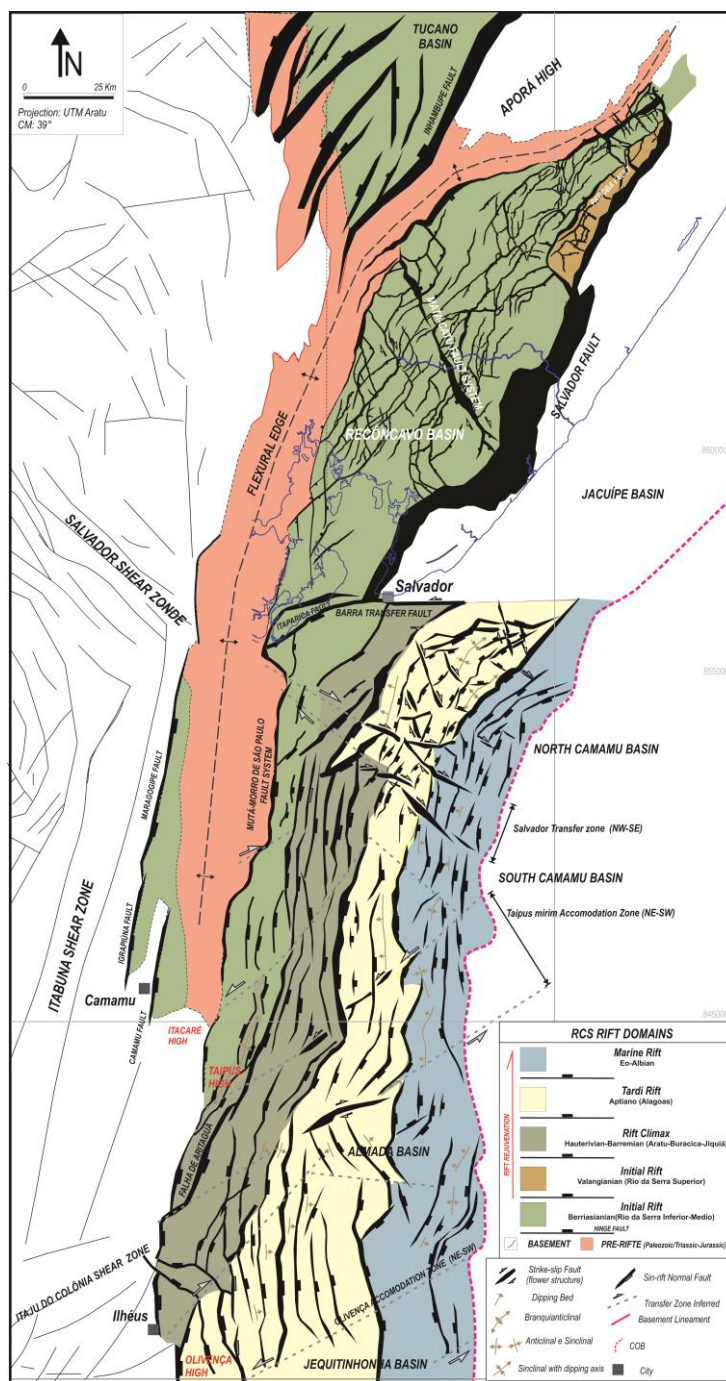


Figure 2. Tectonic map of the Recôncavo-Camamu System (RCS).

3.1. The Distal Albian Rifting

Recent regional tectonics works (Caixeta et al. 2014; Ferreira et al. 2013) have argued that the NBRM underwent a quite tectonic evolution distinct from the rest of the East Brazilian Margin. By means of interpretation of deep seismic sections, was observed that some well-established geological concepts about the breakup process in the East Brazilian Margin are outdated. A good example, the use of Aptian evaporites as a regional mark for ending of the rifting and the beginning of a widespread thermal stage along the whole East Brazilian Margin.

Recently deepwater wells located in Sergipe-Alagoas and Almada basins revealed an Albian rift system with a stratigraphic section very similar along the NBRM, basically dominated by marine pelites (Caixeta et al. 2014). A representative Albian rift section can be described by shale and marls interbedded

with limestones and volcanics, contrasting to the sandy Aptian rift section, which ends the proximal continental rifting. The distal Albian rift shows fine sediments deposited under the influence of widespread shallow marine environment. In the RCS rifted margin, half-graben sets occur with flip-flop geometry, mostly showing synthetic curved normal faults associated magmatic features (sills and dykes) primarily within uppermost section (Ferreira and Caixeta 2014). Moreover, the distal RCS rifted margin shows a growth of the rift section up to the Albian top, while the uppermost section of Cenomanian-Turonian age displays a SAG geometry (SAG II, Figure 3) without significant fault control.

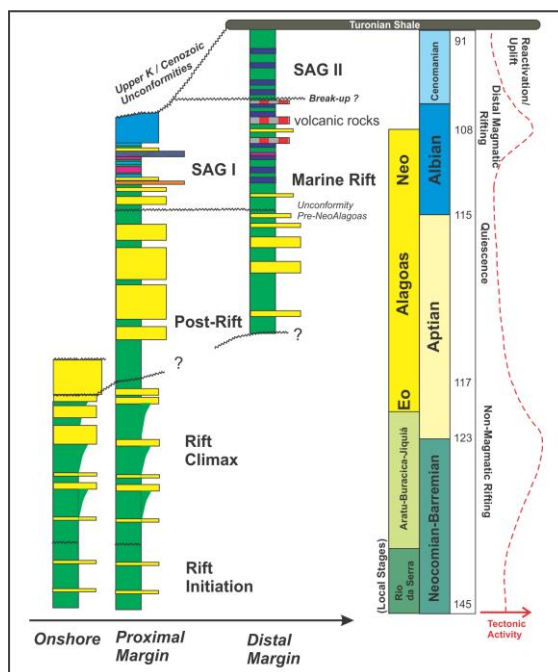


Figure 3. Sketch showing rift pulses across Recôcavo-Camamu System (RCS) over time.

4. CONCLUSION

The RCS forms the southernmost portion of the NBRM that had its tectonic evolution pointed out by a polyphase rifting that took place from the Neocomian to the Albian times. The later rifting pulses in the Albian period occurred coeval with intense magmatism dated around 106 Ma in the Sergipe-Alagoas basin, which correlate to 98-102 Ma volcanic rocks in the Pernambuco-Paraíba basin (Caixeta et al. 2014). The Albian-Cenomanian magmatism increases northwards from JAC rifted margin, where the Sergipe-Alagoas basin shows SDRs as dominated-features in the distal margin, while the Pernambuco-Paraíba basin is characterized mainly by huge intrusive magmatic bodies. The RCS rifted margin represents just the southern piece of this complex tectonic puzzle that resulted in the Northeast Brazilian Margin, but its study can lead to the understanding of the entire tectonic history since the early rifting periods.

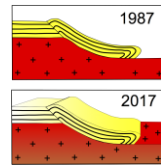
REFERENCES

CAIXETA J. M., FERREIRA T.S., MACHADO D., LOBO J.T. (2014). Albian Rift Systems in the Northeastern Brazilian Margin: An Example of Rifting in Hyper-Extended Continental Crust. In: AAPG International Conference and Exhibition.. Istanbul – Turquia. 2014. Extended Abstracts...CD-ROM.

FERREIRA, T. S., CAIXETA, J. M. (2014). The Jequitinhonha-Almada-Camamu Rift System. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 47, Salvador – BA. Anais... CD-ROM.

FERREIRA, T. S., CAIXETA, J. M., FRANCISCO, C. (2013). Tectonic Evolution of the Jequitinhonha-Almada-Camamu rifted margin. In: XIV Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos - SNET, Chapada dos Guimarães – MT. Extended Abstracts... CD-ROM.

MAGNAVITA, L. P. (1992). Geometry and Kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil. 492 p. PhD. Thesis - University of Oxford.



ESTRUTURAÇÃO E ESTRATIGRAFIA DA BACIA BAMBUÍ NA REGIÃO DE MONTALVÂNIA-JAPORÉ, NORTE DE MINAS GERAIS

Mariana Meireles leite¹, Paulo Henrique Amorim Dias², Ricardo Diniz da Costa¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais

² Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil

1. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

O presente trabalho fez parte do Projeto Fronteiras, parceria da Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) e da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) através do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC/IGC/UFMG) e da FUNDEP (Fundação de Desenvolvimento da Pesquisa) para o mapeamento geológico e levantamento dos recursos minerais de 33 folhas 1:100.000 ao longo das divisas do estado de Minas Gerais.

O trabalho apresentado engloba mapeamento de das folhas Japoré e Montalvânia, divisa de Minas Gerais com Bahia (figura 1). Geologicamente está localizada no interior do Cráton São Francisco, em seu compartimento central (Alkmim, 2001), região relativamente preservada da tectônica compressional brasileira. Afloram as rochas pertencentes ao Grupo Bambuí, idade neoproterozóica especialmente a sua sequência basal (formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré) recobertas pelo Grupo Urucuia e coberturas cenozóicas. Neste trabalho apresentaremos apenas a unidades neoproterozoicas (figura 1).

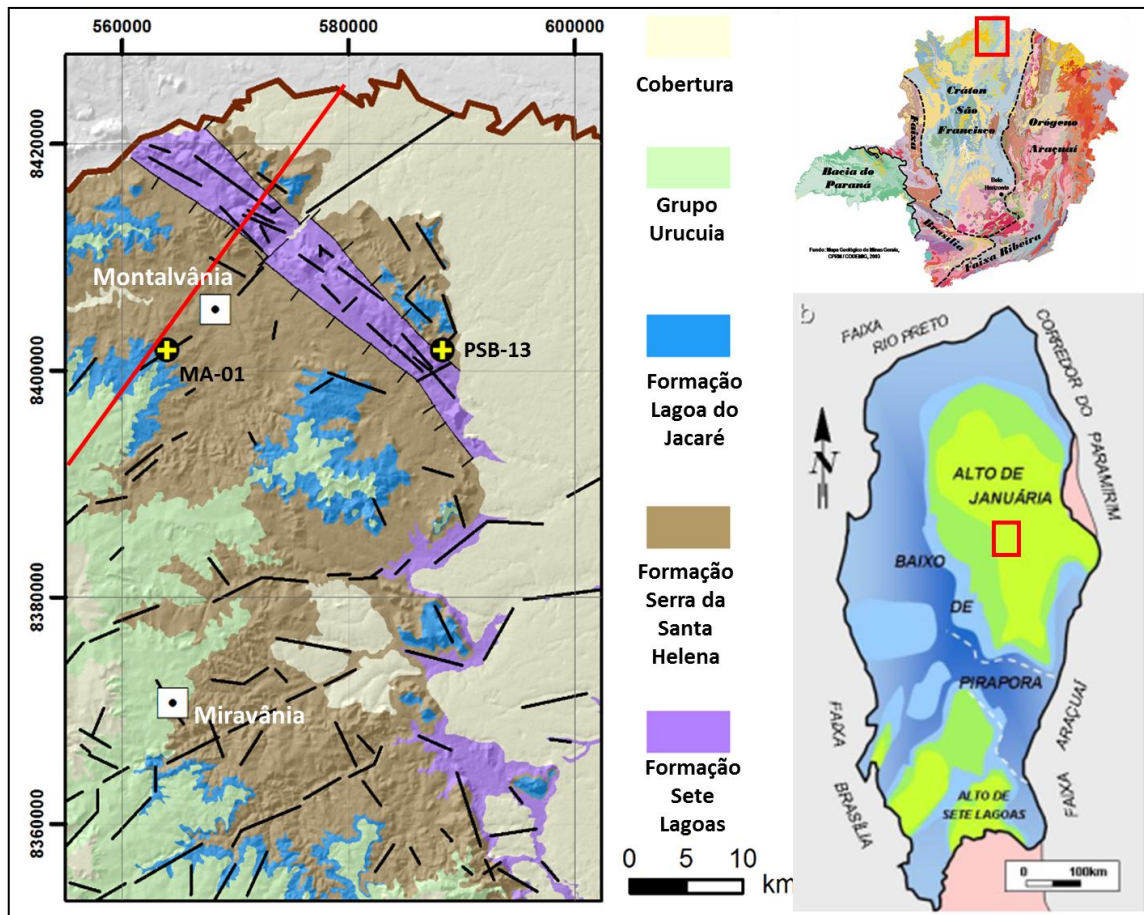


Figura 1: (A) Mapa geológico da Região de Montalvânia-Japoré; (B) Localização da área na bacia do São Francisco (C) Contexto geológico regional

2. Estratigrafia

Na área são observadas no Grupo Bambuí as unidades Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré (figura 1A).

2.1. Formação Sete Lagoas (NP2sl)

Regionalmente a Formação Sete Lagoas encontra-se em torno das cotas de 450m a 500m como no caso da Folha Japoré. Entretanto na Folha Montalvânia a Formação Sete Lagoas atinge a cota de 750m formando a Serra do Pitarama, algo atípico para o contexto geológico da região. Tal situação é justificada pela presença de falhas normais que estruturam o 'Horst de Montalvânia'. Essa estruturação tectônica coloca os calcários da Formação Sete Lagoas em contato lateral com as sequências pelíticas e margosas da Formação Serra de Santa Helena. No contexto regional, fora da zona do *horst* esse contato se dá de forma normal. A Formação Sete Lagoas baseada nos furos 1-PSB-MG 13 de Brandalise (1980) e 1-MA-01-MG tem espessura entre 250m na porção SW e 500m na porção central da área.

Constituída por uma sequência de calcarenitos a calcilutitos oolíticos ou não, cinza claros a pretos, maciços ou estratificados (Figura 3.a). Subordinariamente aparecem dolarenitos, dolosiltitos e brechas intraformacionais que ocorrem como intercalações métricas em meio a sequência. Entretanto, no Projeto Sondagem Bambuí (Brandalise et al., 1980) são descritos ainda calcarenitos finos e calcilutitos intercalados com siltes e margas de cor amarronadas raras laminações oolíticas. O principal litotipo da sequência é o calcarenito calcítico estratificado fino a médio cinza escuro com ou sem laminações. Os estratos são métricos a decamétricos e internamente são formados por lâminas milimétricas a centimétricas. Em direção ao topo da unidade ocorre espessamento dos estratos e diminuição da laminação. Em alguns pontos o calcarenito pode apresentar aspecto maciço. Associados a esses calcarenitos estratificados são comuns lâminas ricas em oólitos e psólitos (Figura 3.B), essas lâminas variam de 2 a 20cm de espessura e em alguns afloramentos são comuns e podem até predominar. Estruturas sedimentares encontradas no calcarenito/calcilutito são marcas onduladas, estratificações cruzadas de pequeno porte (decimétricas). Brechas intraformacionais carbonáticas também são encontradas como litotipo secundário da unidade. São formadas por matriz argilosa e clastos angulosos variando de grânulo a seixo e composição também carbonática. Essas intercalações tem cerca de 15m de espessura e são mais comuns na base da unidade.

2.2. Formação Serra de Santa Helena (NP2ssh)

Apresenta espessura média na ordem de 100m, podendo atingir até 150m na borda leste da serra da Pitarama/Parrela. Seu contato de topo com a Formação Lagoa do Jacaré é do tipo normal transicional.

Na área a Formação Serra de Santa Helena é caracterizada por pelitos e margas laminados, e calcilutitos intercalados (Figura 3.C). As margas e calcilutitos tornam-se gradativamente mais frequentes e espessos em direção ao topo da unidade. A base da unidade é formada pelo principal litotipo, um pelito com proporções variadas de silte e argila. Sua principal estrutura sedimentar é uma laminação plano paralela centimétrica com estratos variando de 2 a 70cm, sendo mais comum lâminas entre 5 e 10cm (Figura 3.D). Intercalado nesse pelito são comuns, principalmente em direção ao topo, lâminas e lentes de calcilutito. A espessura e a ocorrência dessas intercalações aumentam gradativamente em direção ao topo onde passam a predominar. No topo os pelitos passam a ter uma maior contribuição de calcário até formarem estratos essencialmente margosos.

2.3. Formação Lagoa do Jacaré (NP3lj)

O litotipo mais frequente é um calcarenito fino a grosso preto, estratificado com estratos variando de 20 a 60cm (Foto 3.D) mostrando afinamentos dos estratos em direção ao topo. Internamente a esses estratos são encontradas laminações, milimétricas a centimétricas, plano paralelas e ocasionalmente onduladas. Podem ser encontrados estratos ricos em intraclastos. De modo geral os intraclastos variam de 2 a 6cm com formas arredondadas e elíptica, podem ocorrer orientados paralelamente ao acamamento ou de forma difusa, geralmente os clastos são de calcilutito. Intercalações de pelitos laminados podem ocorrer na base da unidade e normalmente apresentam espessuras em torno de 20 a 40cm. Foram observadas brechas intercaladas nos calcarenitos a leste do Horst de Montalvânia. A brecha apresenta matriz argilo-arenosa e clastos angulosos de calcilutito e calcarenito variando de seixo a bloco, predominando seixos (Foto 3.E). Os estratos brechados apresentam em torno de 1 a 2m de espessura.

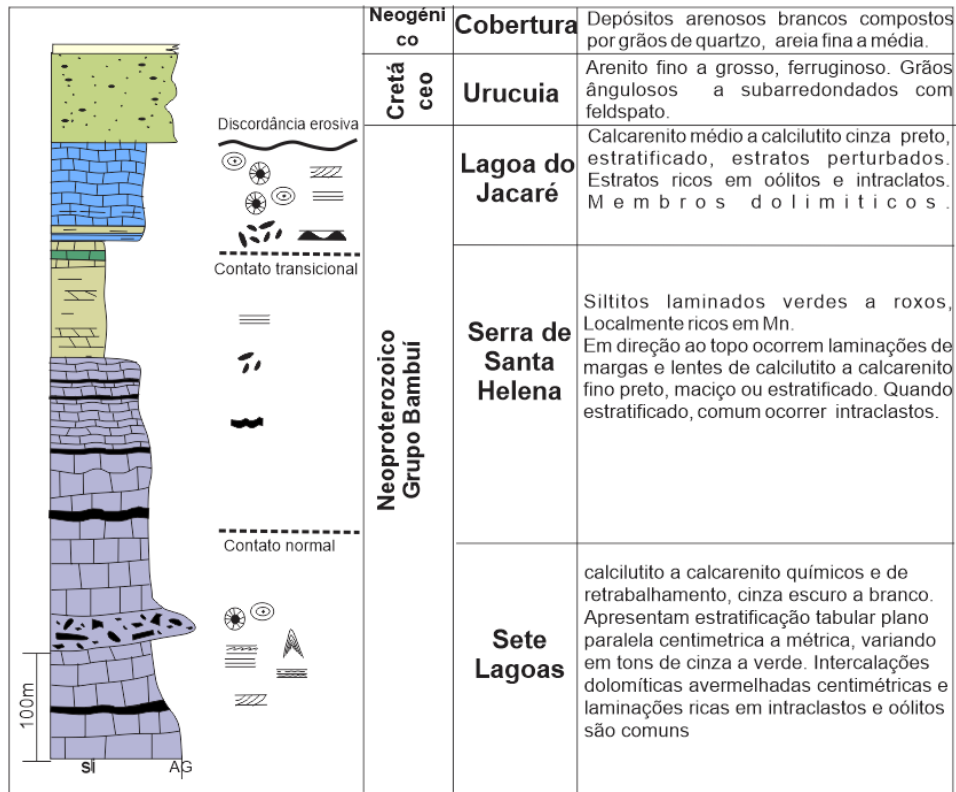


Figura 2 Coluna local proposta para a área.

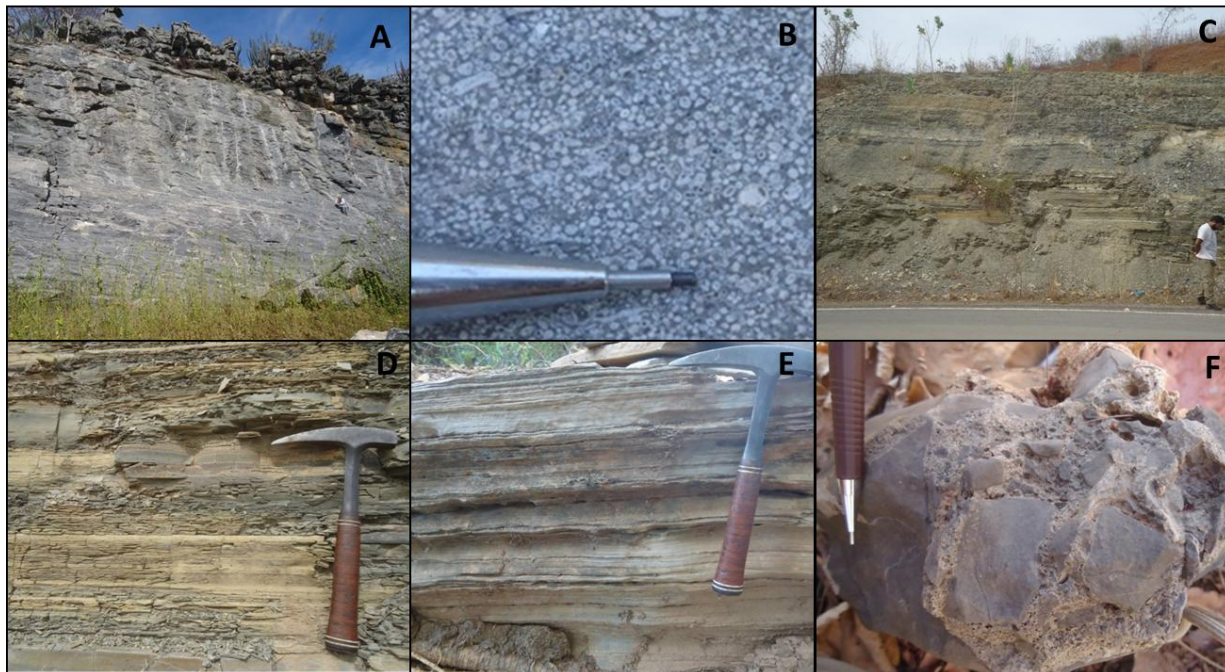


Figura 3: (A) Corte em estrada com pelito fresco aflorando (MT 204 UTM 23L 556788E/ 8414054N), (B) Detalhe de lâmina rica em bioclastos como oólitos (MT221 UTM23L 578079E/8410463N), (C) Corte em estrada com pelito fresco aflorando (MT 204 UTM 23L 556788E/ 8414054N), (D) Detalhe da laminação do pelito (MT 204 UTM 23L 556788E/ 8414054N), (E) Detalhe da brecha (MT.223 UTM 23L 587719E/8411280N)

3. Estruturação

A região de Montalvânia e Japoré encontra-se inserida no setor central do Cráton São Francisco, setor parcialmente preservado dos efeitos da tectônica convergente brasileira. Dessa forma, as rochas proterozoicas, relacionadas ao Grupo Bambuí apresentam-se pouco afetadas pela deformação brasileira, mostrando as estruturas primárias (S0) geralmente horizontalizadas e feições estruturas ligadas às fase extensional da bacia.

Na região estudada a estruturação é marcada por um sistema de falhas normais com direção principal WNW-ESE, formando sistemas de horst e grabens. Este sistema muito provavelmente está relacionado à fase de deposição da Formação Sete Lagoas (basal).

No contexto da bacia Bambuí, a região de Montalvânia mostra uma feição expressiva da sub bacia denominada de Horst de Montalvânia. Esse Horst, é caracterizado por uma faixa alongada (Serra Pitarama/Parrelas), formada por duas falhas normais principais, paralelas com direção NW-SE, extensão de 35km, angulo alto e mergulhos com direções opostas para SW e NE , e com rejeito acima de 100 metros. Além das falhas normais principais foi identificada uma falha normal de direção NE-SW e extensão de 5km que trunca as falhas principais, abatendo o bloco NW em relação ao Bloco SE.

Esse Horst além de representar a única feição estrutural da bacia em superfície, expõe a unidade basal, representada pela Formação Sete Lagoas, invertendo a estratigrafia e posicionando lateralmente as unidades do meio da bacia.

Furos de sondagem, realizados na área pela CPRM e Petrobrás (Furos MA-01 e PSB-13), interceptam em profundidade arenitos e conglomerados da unidade pré Bambuí (Figura 4). Esses furos e a estruturação do horts de Motalvânia, demonstram que a bacia do Bambuí nesta região apresenta estruturação escalonada com raseamento para SW coincidente com direção do alto de Januária, onde são observados, inclusive exposição do embasamento cristalino.

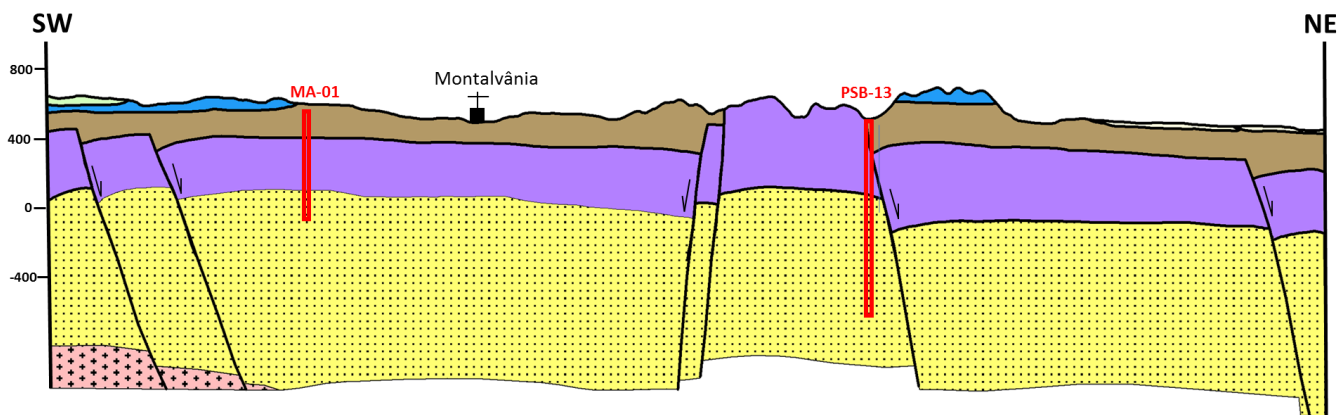


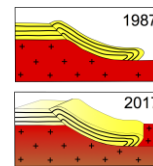
Figura 04: Perfil Geológico Regional.

Apoio: UFMG, Codemig, CPMTc.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMIM, F.F & MARTINS-NETO, M.A. (2001). A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C.P.Pinto, M.A. Martins-Neto (eds). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. SBG MG, Belo Horizonte, p. 9-30.

BRANDALISE, L.A., PIMENTEL, G.B., STEINER, H.P., SOARES, J., MENDES, J.R., QUEIROZ, N.F., LIMA, O.M., PÁDUA, W. DE(1980). Projeto sondagens Bambuí em Minas Gerais: relatório final. Belo horizonte, *DNPM/CPRM*, v.5



IDENTIFICAÇÃO DE ESTRUTURAS DE SAL A PARTIR DE ANOMALIAS GRAVIMÉTRICAS RESIDUAIS NA BACIA DE SANTOS, SP

Renata R. Constantino¹, Eder Cassola Molina², Iata Anderson de Souza³, Maria Gabriela Castillo Vincentelli⁴
^{1,3,4} UNESP Rio Claro, e-mail: ¹renataconstantinobarrella@gmail.com, ³iataas@rc.unesp.br,
⁴g_vicentelli@yahoo.es
² Universidade de São Paulo, email: eder@iag.usp.br

1. INTRODUÇÃO

Localizada na margem continental brasileira, a Bacia de Santos (figura 1) é a maior bacia de sal do Atlântico Sul, e, devido ao seu alto potencial econômico, é tema recorrente em estudos científicos. As estruturas de sal presentes na região são importantes para o acúmulo de hidrocarbonetos, e são comumente estudadas a partir de dados de sísmica de reflexão, que apresentam alto custo de aquisição e processamento. Este trabalho visa identificar tais estruturas a partir do estudo de anomalias gravimétricas residuais, que são de mais fácil obtenção e menos dispendiosas.

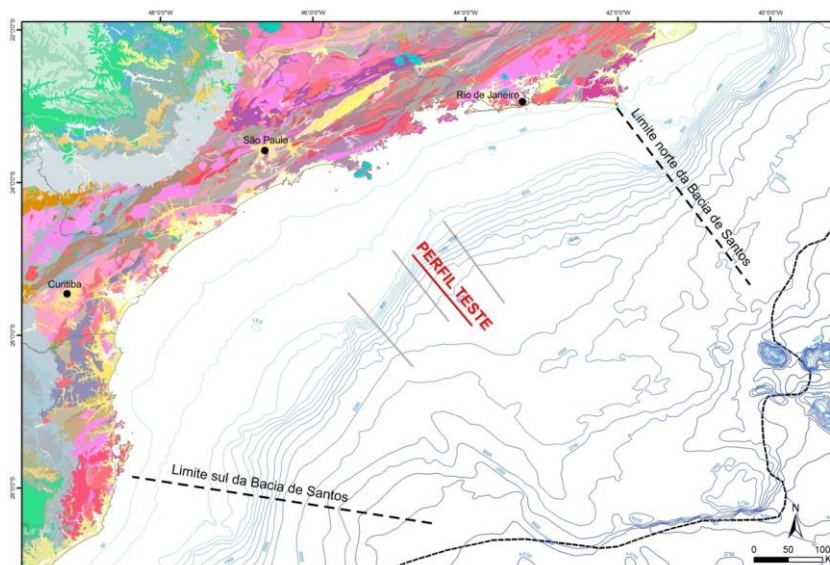


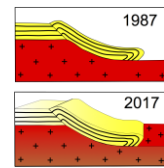
Figura 1: Localização da área de estudo. Em cinza, posição dos perfis onde a metodologia foi testada. O perfil teste corresponde ao perfil em que será apresentado os resultados nesse trabalho. A linha pontilhada representa a transição entre a crosta continental e a crosta oceânica segundo Cainelli & Mohriak (1999).

2. METODOLOGIA

A metodologia proposta por Constantino (2016) é dividida em 3 etapas principais resumidas a seguir.

Etapla 1: Na primeira etapa do trabalho foi determinada a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic (Moho) e a profundidade do embasamento a partir de uma metodologia envolvendo a inversão do campo gravimétrico com base em Braitenberg et al. (2006).

Etapla 2: Na segunda etapa, as interfaces Moho e embasamento determinadas na etapa 1 foram utilizadas para a modelagem gravimétrica direta, e um modelo geológico simples de três camadas foi criado com os seguintes pacotes: sedimentos presentes acima do embasamento, crosta e manto (figura 3). A anomalia gravimétrica referente a este modelo foi calculada segundo Talwani et al. (1959) e subtraída da anomalia total



observada, resultando em uma anomalia residual. Esta anomalia é admitida como representativa das estruturas de sal na região (não interpretadas no modelo direto simples de três camadas) e utilizada para inversão na última etapa.

Etapa 3: A última etapa consiste na inversão da anomalia gravimétrica residual obtida na etapa 2. A inversão é realizada com base na metodologia descrita por Silva e Barbosa (2006). O método tem como objetivo localizar e delimitar um ou mais corpos anômalos localizados no interior de uma área conhecida, onde haja dados gravimétricos disponíveis.

3. RESULTADOS

Etapa 1: O efeito gravimétrico dos sedimentos foi calculado pelo algoritmo de Parker (Parker, 1972) considerando o modelo de compactação sedimentar de Sclater e Christie (1980). O campo referente aos sedimentos foi subtraído na anomalia Bouguer e o campo gravimétrico resultante foi invertido segundo o modelo de inversão gravimétrica iterativa (Braitenberg & Zadro, 1999). Durante o processo de inversão, além do comprimento de onda de corte, duas informações *a priori* são necessárias: profundidade de referência e contraste de densidade entre a crosta e o manto. Para a escolha desses valores, diversos testes foram realizados, variando-se esses parâmetros. Para cada teste realizado, o resultado foi comparado, calculando o erro RMS entre o resultado obtido pela inversão e os valores de profundidade da crosta obtidos por Zalán et al. (2011). O melhor teste foi obtido com um erro RMS de 0,94 km, utilizando 31 km para a profundidade de referência e contraste de densidade lateralmente variável (figura 3a).

O efeito gravimétrico da Moho (g_{Moho}) e o efeito gravimétrico dos sedimentos (calculado com um contraste de densidade em relação à água) foram subtraídos da anomalia ar-livre (g_{obs}), resultando no campo gravimétrico residual (g_{res}), que foi invertido segundo o modelo de inversão gravimétrica iterativa. A profundidade do embasamento é mostrada na figura 3b.

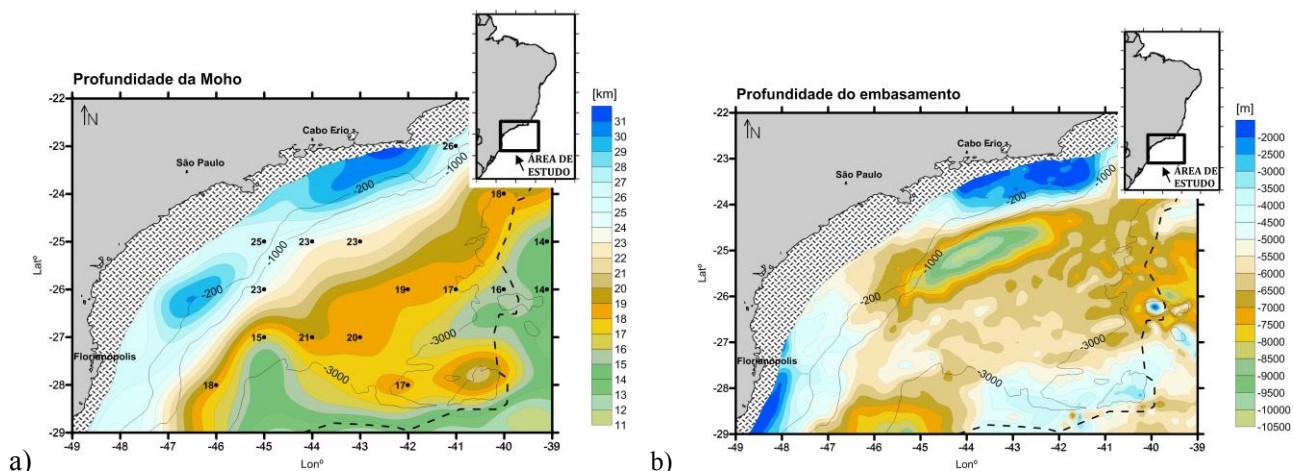
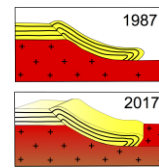


Figura 3:a) Profundidade da Moho obtida a partir da inversão do campo gravimétrico. Os valores marcados em preto são valores de profundidade da Moho encontrados por Zalán et al. (2011). b) Profundidade do embasamento calculado. O limite crustal, segundo Cainelli & Moriak (1999) é representado pela linha tracejada. Estão representadas também as isolinhas batimétricas referentes às profundidades 200, 1000 e 3000 m. A região hachurada representa a área que não foi analisada durante o trabalho

Etapa 2: Durante essa etapa, um modelo de três camadas foi elaborado para três perfis diferentes, que coincidem com a localização das linhas sísmicas apresentadas na figura 1. Neste trabalho, serão apresentados apenas os resultados para o perfil teste. As camadas modeladas foram delimitadas pelas interfaces encontradas na etapa 1, ou seja, pela Moho, interface que divide a crosta e o manto e pelo embasamento, interface que divide



os sedimentos e a crosta. As densidades atribuídas durante a modelagem direta para as camadas são valores médios, sendo $2,5 \text{ g/cm}^3$ para os sedimentos, $2,67 \text{ g/cm}^3$ para a crosta e $3,3 \text{ g/cm}^3$ para o manto.

Convencionalmente, durante uma modelagem direta com dados gravimétricos, o objetivo é criar um modelo geológico com o máximo de informações geológicas disponíveis para a área de estudo, que resulte em um ajuste de curvas com o menor erro possível. No entanto, durante essa primeira modelagem, o objetivo foi criar um modelo simples, desconsiderando o pacote de sal presente na região e posteriormente, fazer a inversão da anomalia gravimétrica residual, para obter este pacote. O modelo direto simples com três camadas é mostrado na figura 4a. A anomalia residual referente ao modelo é mostrada na figura 4b.

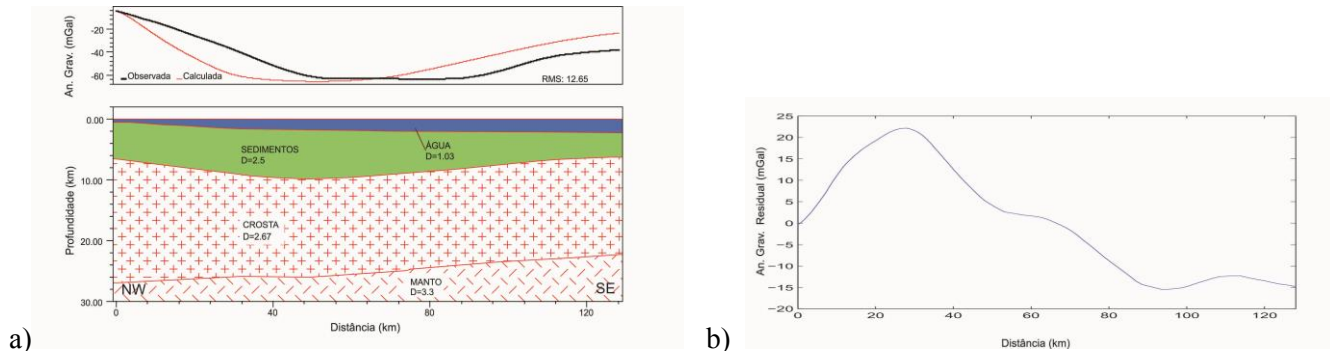


Figura 4 : a) Modelagem direta com 3 camadas para o perfil teste. b) Anomalia gravimétrica residual

Etapa 3: A anomalia residual obtida foi invertida seguindo a metodologia de Silva & Barbosa (2006). Para isso, a anomalia foi trabalhada com um *shift*, de modo que ficasse negativa ao longo de todo o perfil. O elemento geométrico foi definido para uma profundidade de 5,0 km e com extensão ao longo de todo o perfil. Os parâmetros de regularização, tolerância e congelamento utilizados, bem como o tamanho da grade para cada perfil podem ser encontrados em Constantino (2016). O resultado é mostrado na figura 5a. As células preenchidas com tonalidades de vinho escuro possuem o contraste de densidade ($\Delta\rho$) mais próximos do contraste alvo ($-0,42 \text{ g/cm}^3$).

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os resultados da etapa 1 mostraram-se satisfatórios, com erro RMS de apenas 0,94 km em relação aos valores encontrados em Zalán et al. (2011). Índícios de uma crosta hiperestendida e da presença de manto exumado são apresentados nos resultados e tais evidências foram previamente discutidas (ex. Rigoti et al., 2015). O embasamento encontrado apresentou feições que parecem estar em concordância com trabalhos pretéritos encontrados na literatura.

A anomalia residual obtida a partir da modelagem direta na etapa 2, foi invertida levando em consideração duas informações *a priori*, a profundidade média da camada de sal para a região da Bacia de Santos e o contraste de densidade médio entre o sal e os sedimentos. O resultado do modelo inverso obtido foi validado por meio de sua comparação com a camada de sal interpretada na seção de sísmica de reflexão 2D (figura 5b), mostrando boa concordância (figura 5c). A modelagem inversa permitiu postular a presença de sal estratificado nos perfis estudados. Essa informação pode ser valiosa, visto que apenas com a sísmica, tais pacotes podem ser interpretados como outros tipos sedimentos. Levando em consideração todos os resultados apresentados nesse trabalho, é possível afirmar que o método pode ser aplicado para a identificação de estruturas de sal tanto para iniciar uma pesquisa, quando em lugares onde os dados sísmicos são escassos.

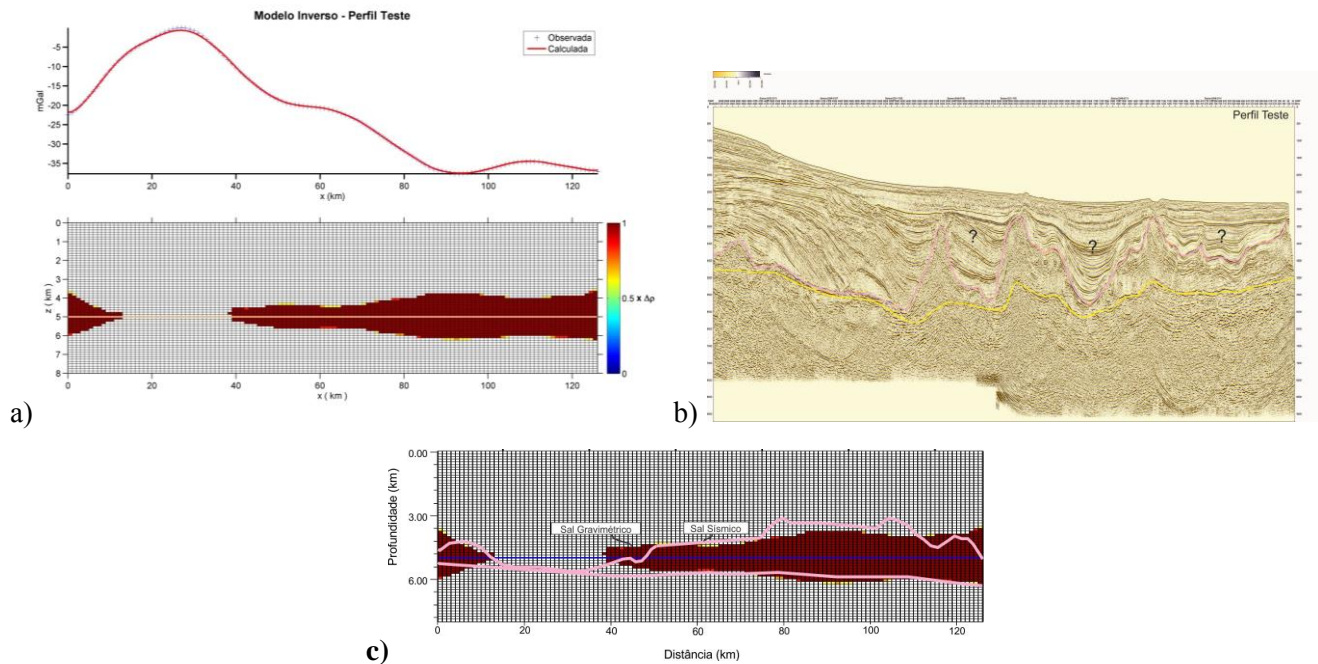
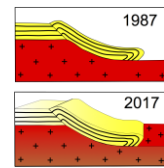


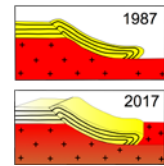
Figura 5: a) Modelo inverso. O quadro superior representa as anomalias observada e calculada. O quadro inferior representa a distribuição de densidade calculada. As células preenchidas por vinho escuro representam o contraste de densidade ($\Delta\rho$) de $-0,42 \text{ g/cm}^3$. A linha em bege representa o elemento geométrico estipulado para inversão; b) Comparação entre o modelo inverso, obtido apenas com dados gravimétricos (blocos) e o modelo direto, obtido a partir de interpretação sísmica (linhas); c) Interpretação do topo do sal (em rosa) e base do sal (em amarelo) para a seção sísmica correspondente ao perfil teste apresentado no capítulo de conclusões. Os pontos de interrogação representam possíveis pacotes de sal estratificado.

5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o Centro de Geociências Aplicadas ao Petróleo (UNESPetro/UNESP-RC) pelo uso do laboratório e softwares utilizados no desenvolvimento do trabalho.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Braitenberg, C. and Zadro, M., 1999. Iterative 3D gravity inversion with integration of seismologic data. *Boll. Geof. Teor. Appl*, 40(3), p.4.
- Braitenberg, C., Wienecke, S. and Wang, Y., 2006. Basement structures from satellite- derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).
- Cainelli, C. and Mohriak, W.U., 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), pp.206-216.
- Silva, J.B. and Barbosa, V.C., 2006. Interactive gravity inversion. *Geophysics*, 71(1), pp.J1-J9.
- Constantino, R. (2016). Identificação de estruturas de sal a partir de anomalias gravimétricas residuais na Bacia de Santos, SP. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 136 p.
- Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4), pp.447-455.
- Slater, J.G. and Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching; an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 85(B7), pp.3711-3739.
- Rigoti, C.A.; Valeriano, C.M., e Viana, A. Evolução tectônica da Bacia de Santos com ênfase na geometria crustal. 2015. in: VX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Vitória, ES, 571-574.
- Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two- dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of geophysical research*, 64(1), pp.49-59.
- Zalán, P.V., Severino, M.D.C.G., Rigoti, C.A., Magnavita, L.P., Oliveira, J.A.B. and Vianna, A.R., 2011, April. An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin-Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In *American Association of Petroleum Geology, Annual Convention and Exhibition*.



THE SUBSAHARIAN WESTERN AFRICAN RIFTED MARGINS: ARCHITECTURAL ELEMENTS AND CRUSTAL STRUCTURES

Maria Alice Nascimento Fagundes de Aragão^{1,4}, Luizemara Soares Alves Szameitat^{2,4}, António Manuel Figueiredo³, Mônica Heilbron⁴, Gianreto Manatschal⁵

¹ PETROBRAS, malicenfa@gmail.com

² UFPR

³ FIGUEROIL

⁴ GeoAtlantico Institute-TEKTOS-UERJ

⁵ EOST-Université de Strasbourg

1. INTRODUCTION

Intense research has been carried out at rifted margins in order to describe their geometry and explain the rifting processes. Studies showed that along the same continental margin a transition between distinct margin types – magma-rich, magma-poor and transform margins can be observed along the SubSaharian Western African Margins. Results focus on fundamental questions concerning architectural elements, the arrangement of domains, the influence of inherited adjacent basement structures and how the transition zones amongst them can be characterized.

This study investigates the principal tectonic features along these margins in terms of structures such as architectural elements represented by proximal, necking, distal, outer and oceanic domains. To address these questions, a multidisciplinary approach is used, integrating geologic, seismic and potential field datasets. Finally, we propose a crustal structure model for these margins.

2. DATA BASE

The SubSaharian Western African Margins are covered by several seismic programs. Nonetheless the regional 2D seismic pre-stack depth migrated (PSDM) data of ION shot in the Angola, Congo and Gabon margin (CongoSPAN) was the most appropriate to accomplish the goal of our study. The program consists of 2D seismic data covering 25,758 km with 10 km offsets and 18 second record length.

A regional view of the whole analyzed area was given by free gravity and magnetic datasets. Bouguer Anomaly was calculated using bathymetric data from SMITH & SANDWELL (1997) and free-air anomaly data from *BGI (Bureau Gravimetrique International)*. Total magnetic field data, subtracting IGRF (International Geomagnetic Reference Field), was used from MAUS et al. (2009). Gravimetric and magnetic signatures were analysed from filtered data in order to enhance textural changes that improve the resolution of observed data, resulting in a better definition of regional geophysical domains.

3. DESCRIPTION OF RESULTS

The Western African SubSaharian continental margin includes a large region from Cameroon to South Africa reflecting a tectonic environment that comprises distinct margins types – magma-rich, magma-poor and transform margins. The integrated study of geological, seismic and potential field data has enabled to establish a structural framework (Fig 01) characterized by a set of comparable architectural elements appointed as proximal, necking, distal, outer and oceanic domains (PERON-PINVIDIC et al., 2013). These elements show a systematic oceanward succession, not necessarily in the same order, taking in account the distinct aspects of the environment that they were generated. These key domains display a strong and consistent continuity along the continental margin (ARAGÃO, 2016).

Transitional regions normally occur in a gradual way, but interactions between structural domains may also occur with the possible occurrence of spatial and temporal overprints. In this context, the Outer Domain, the key feature in the magma-rich margin, tends to disappear northwards where the Distal and Proximal Domains in magma-poor margins become the most important parts of the margin. Likewise, it is observed the recurrence of the Outer Domain meanwhile as the Distal Domain in magma-poor margin (north of Gabon Basin) is disturbed

by the fracture zones presence. These facts may introduce some implications in how the lithospheric breakup happened in these regions. The nature of the basement in the Distal Domain of the magma-poor margin is interpreted as hyperextended continental crust and magmatic additions, which is corroborated by gravity profiles modelling.

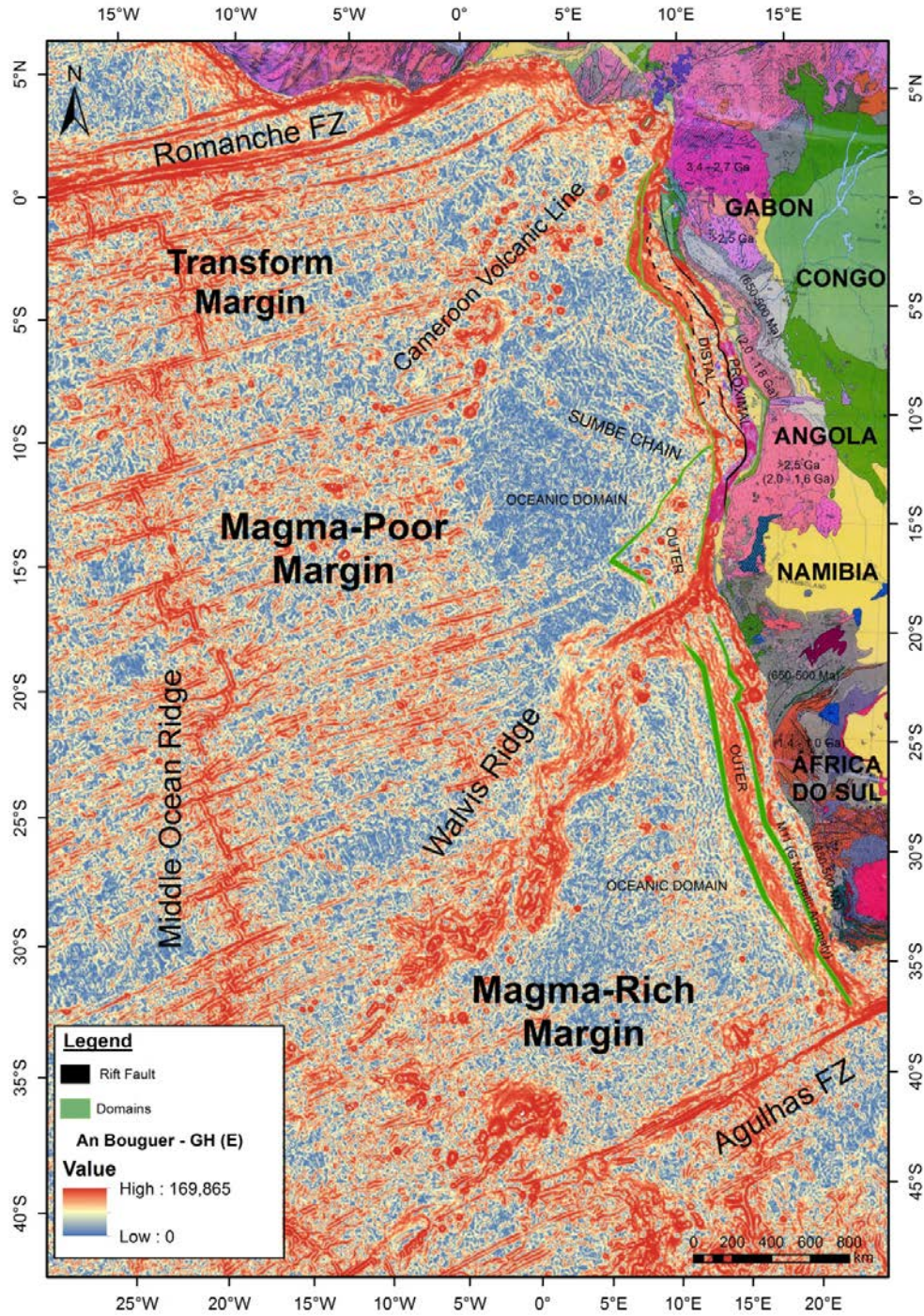


Figure 1: Geotectonic framework of the SubSaharian Western African margins overlaid onto the Total Horizontal Gravity Gradient map (THG). The outer green line delimits the Oceanic Domain and the black line the Proximal Domain. Geological map based on DE WIT et al. (1988) with ages of the main geotectonic provinces.

Gravity maps of total horizontal gradient of Bouguer Anomaly, total horizontal gradient of Bouguer Anomaly presented with a cutoff at 5.019E and tilt derivative Bouguer Anomaly are useful to constrain the limits of the oceanic domain along all these margins. In the region of the Namibe Basin, regional maps of the tilt derivative of the Bouguer Anomaly, the total magnetic field and the first derivative of the total magnetic field support the interpretation that the Outer Domain of the magma-rich margin could continue northward from the Walvis Ridge features.

Moreover, the residual Bouguer Anomaly map together with the total magnetic field and its first vertical derivative suggest that some region in the Oceanic Domain appear characteristics that regard the continental crust.

Gravity modeling across the transition zone between distinct margin types (magma-rich, magma-poor and transform) suggests different mantle regions with density values that may be associated with the occurrence of changing mechanisms of rifting (e.g. extraction processes of magma) or may be related to inherited structures as indicated by onshore geological observations.

4. DISCUSSION AND CONCLUSION

The structural framework of the margins revealed, as predict, a systematic oceanward succession of their structural domains (proximal, necking, distal, outer and oceanic). Not necessarily in the same order, taking in account the distinct aspects of the environment that they were generated.

The magma-rich margin shows typical characteristics of this setting, as exhibiting an expressive magmatic sequence (SDR) related to Outer Domain. The available seismic survey, supported by regional potential field data, suggests that this Outer Domain continues northward from the Walvis Ridge features, tending to disappear near the Sumbe Chain feature while the development of the structural domains of the magma-poor margin is observed.

The Distal Domain of the magma-poor margin displays a broad hyperextended continental crust (Fig. 02). In map view, it exhibits along-strike boundary discontinuity zones where in the Total Horizontal Gravity Gradient map these areas appear as the strong positive gradient. Once in seismic profiles, they show high-amplitude seismic facies. These areas were interpreted as the result of large amount of magmatic additions.

The Proximal Domain of this margin also shows particularities exhibiting rift magmatism mainly in southwards. In map view, this magmatic event is also laterally discontinuous and a probable interplay with basement features as the Malange uplift and the Ambriz arc. We believe that these features act in rifted margins as strong, stable lithosphere regions among intense syn-rift magmatic emplacement.

In this magma-poor margin there is no evidence of Outer Domain occurrence. The Oceanic Domain of this margin exhibits a diversity of seismic pattern and some regions have characteristics that regard the continental crust. In a regional context, the influence of this continental signature could be observed along all rifted margin. The Total Horizontal Gravity Gradient map shows it as a region with smooth texture, not affected by oceanic fracture zones. This region shows a pattern that differs from the expected signature for a normal oceanic lithospheric region. The observations pointed out above suggested the presence of microcontinents.

The proposed continental-oceanic boundary (oceanward boundary of the last continental crust) in the region of Namibe Basin, transitional zone between magma-rich and magma-poor margins, applied over the tightest possible reconstruction continental blocks before the break-up (~133 Ma by MOULIN et al. (2010) shows a best fit between South Atlantic coast lines implying a drastic reduction of the gap resulting from the extension in this region. In this model, less amount of horizontal movement during the extension of the crust is needed to accommodate the continental portion, which is in agreement with the recent geological observations in this region. In the evolution of the breakup process, the Martin Vaz could have played a major role as the continuity of a probable strike-slip fault that might limit the north portion of the Outer Domain, contact between the Outer Domain and Ocean Domain in this region. Another relevant point addressed by the model is the fact that this new board displays the same inflection verified in the Paraná Igneous Province, in this region of the South American block.

We show that the potential field data can support the interpreted lateral continuity of the structural domains, since this kind of data have a wide coverage in comparison with the seismic data. Furthermore, it is

useful to point out some geophysical characteristics of the transition zones amongst the different types of margins, and to propose a crustal structural model for them. To make the model more robust, we analyze the response of the gravimetric and magnetometric profiles along the representative 2D regional seismic lines. The 2D gravity modeling was used to validate the proposed framework and as a tool to propose crustal structural models for the distinct margin types found along the SubSaharian Western African Margins.

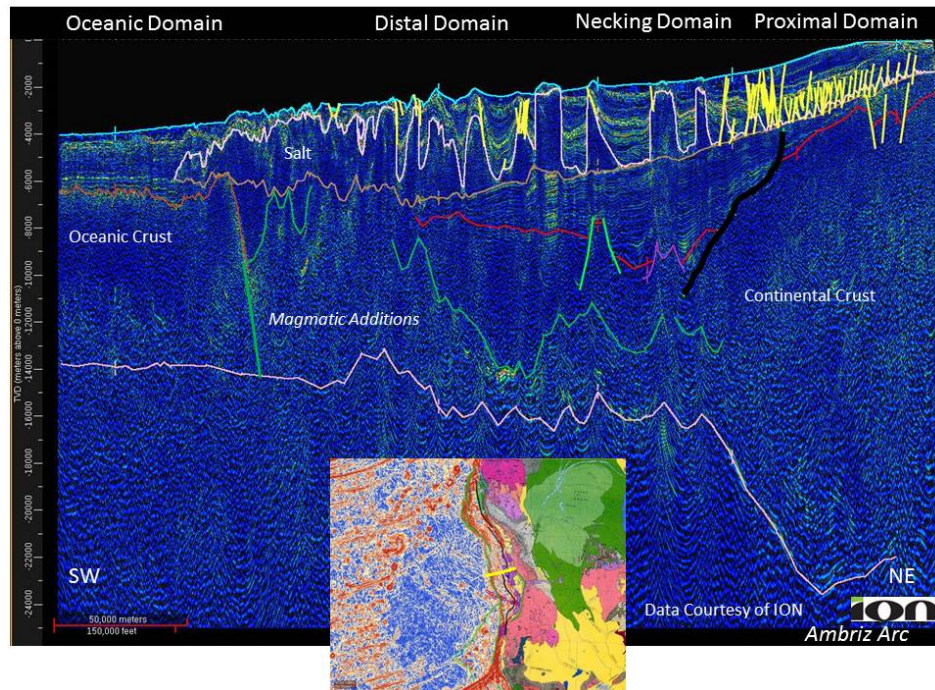
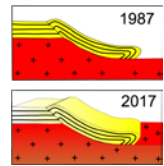


Figure 2: EW 2D depth seismic profile showing the main tectonic domains interpreted at magma-poor margin between offshore Gabon and Angola. Interpreted horizons: light blue – sea bottom, brown – top of the Aptian (?), light pink – salt, purple – top of the rift magmatism – SDRs (?), red – crystalline basement, pink - Moho. The green line reflects regions affected by magmatic additions. In map view, the yellow line shows the location of this line.

Acknowledgements: This article is part of PhD thesis carried out at UERJ. We thank all the professors involved in the courses taken, the managers of Petrobras and the colleague Adriano Viana for encouraging the research and the full support of the implementation of this PhD thesis. We also wish to thank ION and PGS for permission to include 2D Africa seismic data in this work and Caesar Rigoti that prepared the figure to illustrate a specific situation in plate reconstruction model.

REFERENCES

- ARAGÃO, M.A.N.F. (2016). Arcabouço estrutural, geometria e estrutura crustal das margens rifteadas do Oeste Africano SubSaariano. Tese de Doutorado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 183p.
- MAUS, S. et al. (2009). EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, [S.I.], 10, Q08005.
- MOULIN, M., ASLANIAN, D., UNTERNEHR, P. (2010). A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Review*, 98, 1-37.
- PÉRON-PINVIDIC, G., MANATSCHAL, G., OSMUNDSEN, P.T. (2013). Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 21-47.
- SMITH, W.H.F. & SANDWELL, D.T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, [S.I.], 277, 1957-1962.



THE 'HELMUT' GEOPHYSICAL ANOMALY: A SINISTRAL TRANSTENSIVE SHEAR SYSTEM CONNECTING SANTOS AND CAMPOS BASINS, SOUTHEASTERN BRAZIL

NOLAN MAIA DEHLER¹, LUCIANO PORTUGAL MAGNAVITA¹, LEONARDO CORREA GOMES¹,
CAESAR RIGOTTI¹, JOÃO ALBERTO BACH DE OLIVEIRA¹, MARÍLIA VIDIGAL SANT'ANNA¹,
FELIPE GARCIA D. DA COSTA¹

¹Petrobras Exploration, email: nolan@petrobras.com.br

In the ultra-deep water of Santos and Campos basins, eastwards from the area of present day pre-salt exploration in southeastern Brazil, there is a nearly 1000 km long, curved magnetic anomaly here named 'Helmut' (fig. 01). On a magnetic map, the anomaly orientation switches from NE-SW in Santos basin to nearly N-S in Campos, mimicking the curved Neoproterozoic shear zone pattern of the basement exposed onshore. From the comparison between the position of such anomaly and gravity-derived modeling and residual maps, it is suggested that the magnetic anomaly also corresponds to a major gravimetric boundary, separating different crustal domains. This boundary is slightly oblique to the rift-related normal fault trend in Santos basin. Based on interpreted 3D seismic data, the NNE trending normal faults are dragged to the NE direction close to the magnetic anomaly in southern Santos basin, where an en echelon array of oblique magnetic anomalies occurs, which resulted mainly from the left lateral component of an overall transtensional displacement field.

In regional 2D deep reflection seismic profiles (fig. 02), the 'Helmut' anomaly is correlated to major eastward dipping, down-to-the basin stepped faults sometimes arranged in a fan-like fashion in Santos basin, and as a landward dipping normal fault zone in Campos basin, north of the E-W Araruama transfer zone. In some areas, the fault zone displaces the base salt reflector and cross-cuts the entire stretched continental crust. The analysis of potential field and seismic data suggests that the 'Helmut' anomaly may be interpreted as a crustal-scale shear zone system, active after salt deposition during the Late Aptian. Regionally, the 'Helmut' anomaly connects two approximately N-S trending branches of the South Atlantic Rift System (fig. 03): the northern branch that runs from Espírito Santo basin northwards up to the Camamu (south of the Recôncavo-Tucano-Jatobá aborted trough), and the southern branch running southwards from Santos basin through Pelotas basin in Brazil as far as the basins offshore Uruguay and Argentina basins southwards. Extensional faulting of the salt reflector along early NNE rift-related normal faults and dextral transtension on the NW trending fault zones are all consistent with a sinistral transtensive motion on the NE-trending 'Helmut' anomaly during the Late Aptian. This tectonic event was responsible for the most of pre-salt structural trap formation at those basins, and the amount of shearing along this NE-trending shear plane is unknown, and may vary along strike.

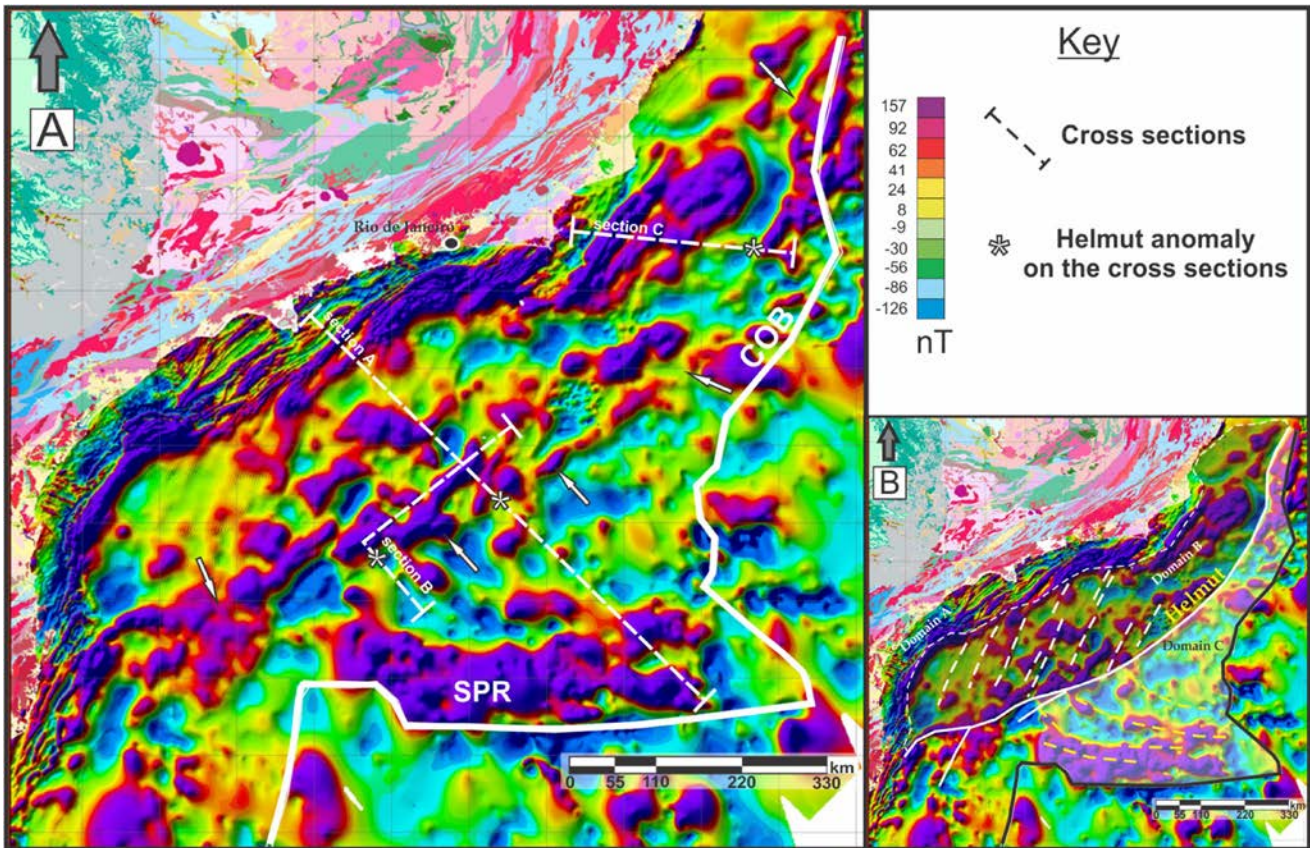


Figure 1 – Magnetic map in offshore region of southeastern Brazil derived from merged airborne and marine geophysical surveys (PETROBRAS dataset). (A) Magnetic map of the first derivative reduced to the pole, offshore of Santos, Campos, Espírito Santo and Pelotas basins. The arrows point out to the curved, so called ‘Helmut’ magnetic anomaly, running from NNE to NE and ENE towards its southern tip.

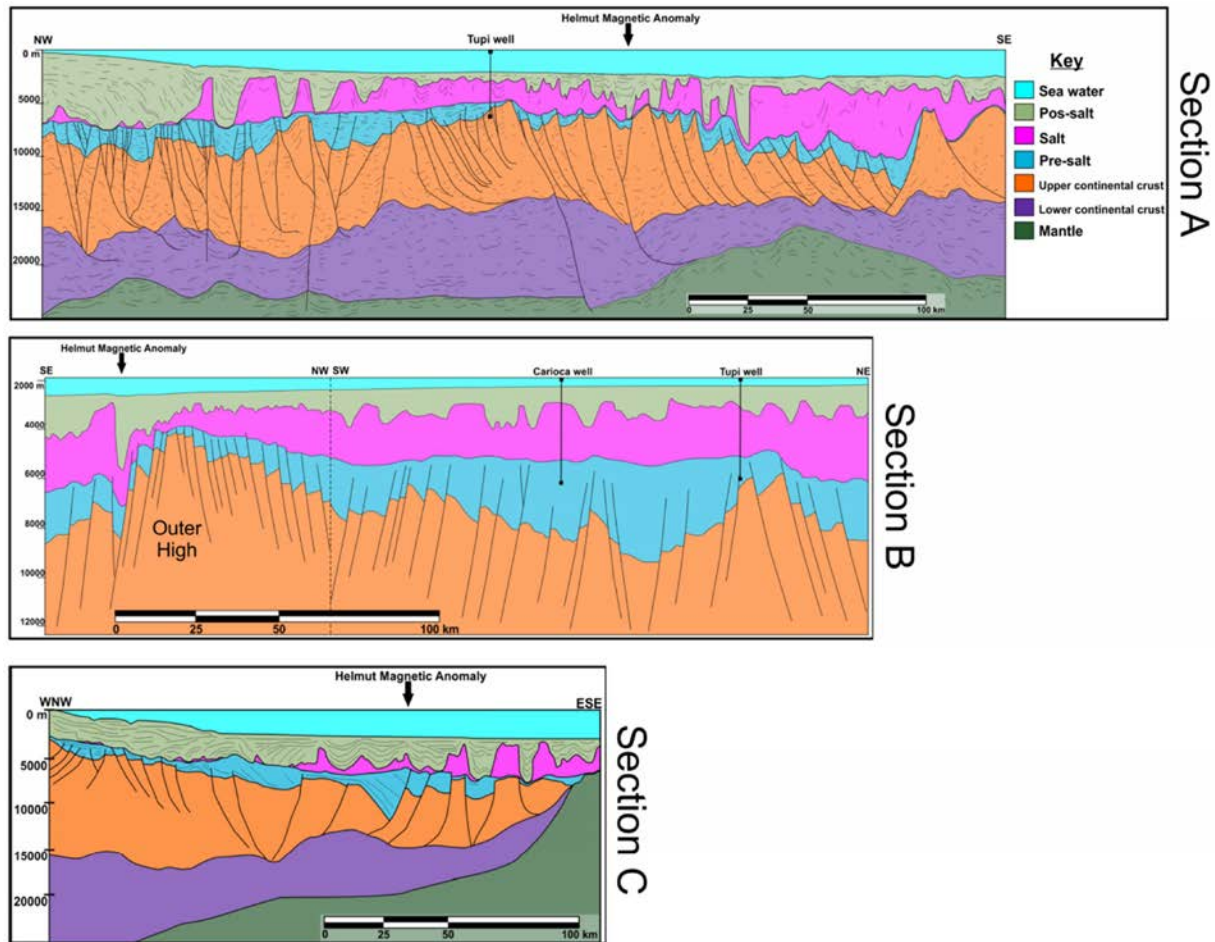


Figure 2 – Expression and timing of the ‘Helmut’ magnetic anomaly deduced from the interpretation of seismic sections. See figure 3 for location of the cross-sections. (A) Geoseismic section in Santos basin based upon the interpretation of regional, dip reflection seismic line from ION-GXT – Brazil Span (adapted from Zalán et al. 2011). Note the location of the Tupi well. The ‘Helmut’ lineament is placed over a structural high southeast of which we can observe a thinning of the continental crust, an increase of the salt thickness, and an increase on the irregularity of the base salt reflector, probably due to faulting with large normal displacement component. (B) Crosssection based upon the interpretation of a composite seismic profile joining a dip and a strike line, originally published by Gomes et al. (2009). We can see expressive faulting of the base salt horizon just over the ‘Helmut’ magnetic anomaly that limits the Outer High of Santos basin. (C) Geoseismic section in Campos basin based upon the interpretation of regional, dip reflection seismic crosssection from ION-GXT (adapted from Magnavita et al., unpublished results and Zalán et al. (2009, 2011)). Note that the ‘Helmut’ anomaly is positioned over a major antithetic fault that controls the thickening of the pre-salt sequence in the hanging-wall. See text for further discussion.

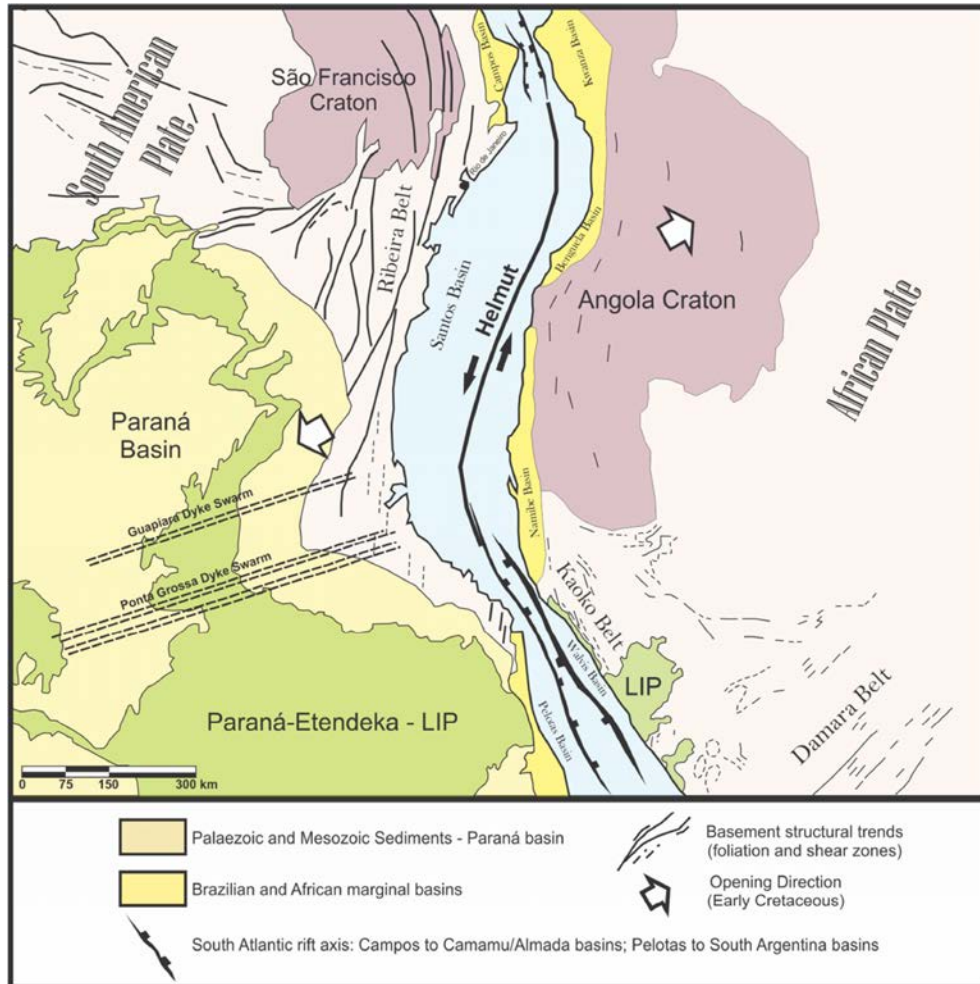


Figure 3 – Reconstruction of western Gondwanaland South Atlantic embryonic continental margins, between the South American and African plates, where the ‘Helmut’ shear system acts as a mega transfer zone connecting the rift axis between Pelotas and Campos basin (adapted from the reconstruction of De Wit et al. 1988). Note also that this figure is not a palinspastic map for the Aptian.

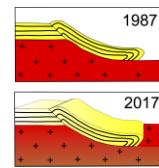
References

De Wit M., Jeffery M., Bergh H., Nicolaysen L. 1988. Geological Map of Sectors of Gondwana Reconstructed to Their Dispositions C. 150 Ma. American Association of Petroleum Geologists, 1988.

Gomes, P. O., Kilsdonk, B., Mincken, J., Grow, T., Barragan, R., 2009. The Outer High of the Santos Basin, southern São Paulo Plateau, Brazil: pre-salt exploration outbreak, paleogeographic setting, and evolution of the syn-rift structures. AAPG, Search and Discovery Article, #10193 (Expanded Abstract).

Zalán, P.V., Severino, M.C.G., Rigoti, C.A., Magnavita, L.P., Oliveira, J.A., Vianna, A.R., 2009. Stretching and thinning of the Upper Lithosphere and continental-oceanic crustal transition. In: Proceedings of AAPG International Conference and Exhibition, AAPG, Houston, Texas, USA.

Zalán, P.V., Severino, M.C.G., Rigoti, C.A., Magnavita, L.P., Oliveira, J.A., Vianna, A.R., 2011. An entirely new 3D-View of the crustal and mantle structure of a south Atlantic passive margin e Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Search and Discovery Article, #30177, Expanded Abstract.



INTEPRETAÇÃO SISMOESTRUTURAL DAS FASES PRÉ E SIN-RIFTE DA BACIA DO RIO DO PEIXE, NORDESTE DO BRASIL

Rodrigo Ruan Silveira de Souza¹, Alex Francisco Antunes²

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG), e-mail: rodrigoruan7@gmail.com

² Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Departamento de Geologia/Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo, e-mail: alex@ccet.ufrn.br

1. INTRODUÇÃO

A descoberta de rochas eodevonianas na Bacia do Rio do Peixe (BRP) motivou novos estudos na área a fim de melhor compreender seu arcabouço tectônico-estratigráfico que, ao contrário do que se imaginava, ainda não está totalmente esclarecido. Nesse contexto, a investigação do arcabouço de subsuperfície desta Bacia torna-se essencial para a obtenção de novas informações que auxiliem no melhor entendimento de sua evolução. É sob esta perspectiva, portanto, que se insere o presente trabalho, o qual tem por objetivo a reavaliação do arcabouço estrutural de subsuperfície da BRP por meio da análise integrada de um conjunto de três linhas sísmicas 2D e dois poços perfurados na área pela Petrobras. Assim, almeja-se a definição de dois compartimentos tectono-estratigráficos (pré e sinrifte), bem como a análise detalhada das estruturas que os afetam e suas possíveis implicações na história evolutiva da Bacia.

1.1. Localização e Contexto Geológico-Regional

A área de onde provêm os dados sísmicos e de poços analisados é a Bacia do Rio do Peixe, a qual situa-se no limite NW do Estado da Paraíba com o do Ceará, mais precisamente entre os meridianos 37°47'00'' e 38°50'00'' de longitude oeste e entre os paralelos 06°25'00'' e 06°50'00'' de latitude sul, abrangendo uma área de cerca de 1.315 km² (Nunes da Silva, 2009) (Figura 1).

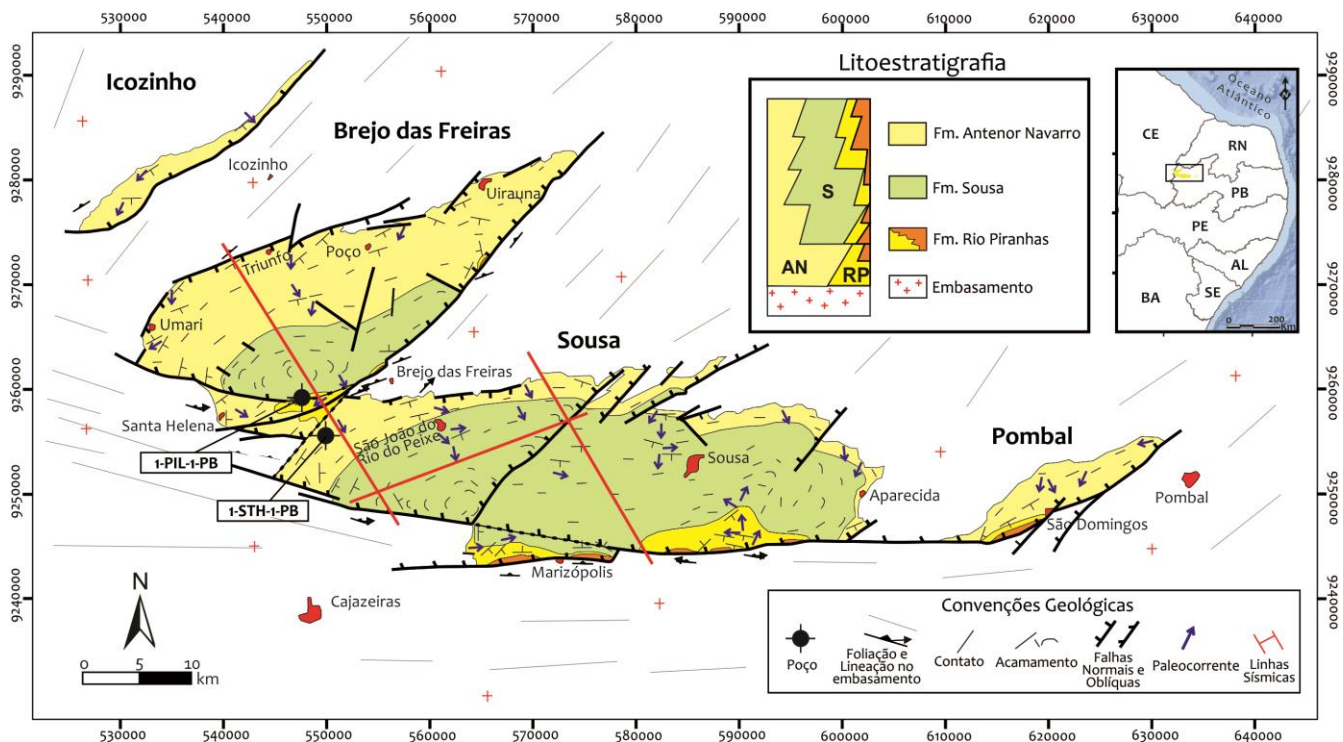


Figura 1 – Mapa geológico simplificado e de localização da Bacia do Rio do Peixe, exibindo também a disposição das linhas sísmicas e dos poços utilizados no trabalho.

O contexto geológico no qual a Bacia do Rio do Peixe está inserida corresponde ao das bacias interiores do Nordeste do Brasil, as quais compreendem um conjunto de bacias rifte localizadas a norte do Lineamento Pernambuco e a sul da Bacia Potiguar que foram implantadas no embasamento pré-cambriano da Província Borborema durante a separação das massas continentais Africana e Sul-Americana no Cretáceo Inferior. Esse processo de rifteamento foi responsável por gerar uma distensão NE-SW no entorno da BRP, culminando na reativação frágil de estruturas dúcteis mais antigas do embasamento, principalmente de direção E-W (segmentos da zona de cisalhamento Patos) e NE-SW (segmentos da zona de cisalhamento Portalegre e inflexões locais da zona de cisalhamento Patos), o que favoreceu a nucleação de falhas oblíquas (normais/direcionais sinistrais) ou normais que controlaram a geometria e cinemática de abertura dos 4 semi-*grabens* constituintes da Bacia (Brejo das Freiras, Sousa, Pombal e Icozinho; Figura 1) (Matos 1992; Françolin *et al.*, 1994; Córdoba *et al.*, 2008; Nunes da Silva, 2009; *etc.*).

Simultaneamente à abertura dessas estruturas houve o desenvolvimento lateral de sistemas responsáveis pela deposição do preenchimento sedimentar da Bacia, constituído pelas formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas, reunidos no Grupo Rio do Peixe (Córdoba *et al.*, 2008). Mais recentemente, no entanto, Roesner *et al.* (2011) identificaram rochas datadas do Devoniano Inferior em dois poços pioneiros perfurados pela Petrobras, as quais foram englobadas por Silva *et al.* (2014) no Grupo Santa Helena, composto, da base para o topo, pelas Formações Pilões e Triunfo, além de uma unidade informal denominada Brecha Vulcânica Poço da Jurema. Tal intervalo eodevoniano ainda carece de mais estudos acerca de todos seus aspectos, sobretudo a respeito de seu arcabouço estrutural ainda muito pouco abordado na literatura.

2. SÍNTESE DOS RESULTADOS OBTIDOS

A análise das seções sísmicas 2D da Bacia do Rio do Peixe (BRP) revela um arcabouço estrutural de subsuperfície constituído por dois semi-*grabens* principais (os de Brejo das Freiras e Sousa), além de um terceiro semi-*graben* de menores dimensões (semi-*graben* do Sítio Sagui), o qual é frequentemente considerado como um segundo depocentro da sub-bacia de Sousa. Cada semi-*graben* é composto por suas respectivas margens falhadas e flexurais, separados um do outro por *horsts* (Figura 2).

No geral, esses semi-*grabens* são controlados por falhas de borda normais de geometria lítrica, as quais comumente se ramificam em direção à superfície constituindo degraus que são capeados por sedimentos relativamente mais jovens (Figura 2). Os refletores sísmicos (estratos sedimentares) encontram-se regionalmente basculados contra as falhas de borda, chegando a apresentar, nas adjacências das mesmas, sinformes por arrasto e/ou antifformes por flexura do plano de falha (Figura 2). Em alguns casos, é nítido o padrão divergente dos refletores em direção a falha de borda (especialmente no semi-*graben* de Brejo das Freiras), atestando o caráter sintectônico da sedimentação (Grupo Rio do Peixe; Figura 2A). Além das falhas principais de borda, ocorrem falhas secundárias ao longo dos três semi-*grabens*. Estas possuem majoritariamente geometria lítrica, podendo ser sintéticas ou antitéticas às principais e, quando se enraízam no embasamento, terminam por originar monoclinais suaves nos refletores acima por efeito de propagação (Figuras 2 e 3C). Em termos de cinemática, observa-se uma predominância de falhas com rejeito de mergulho normal, mas com uma ocorrência relativamente expressiva de falhas inversas. Estas últimas chamam atenção por apresentar mergulhos anômalos, praticamente idênticos aos das falhas secundárias normais (Figura 3A).

Além do registro sinrifte da Bacia, foi identificado, por meio da amarração de dois poços, o intervalo eodevoniano recém descoberto por Roesner *et al.* (2011). Este compartimento (doravante denominado de “pré-rifte”) encontra-se associado tanto ao semi-*graben* de Brejo das Freiras (no degrau mais superior de sua margem falhada) quanto ao semi-*graben* de Sousa (uma porção sob sua margem flexural e, principalmente, sob seu depocentro), revelando-se com uma geometria “em pires” quando visualizada na seção *strike* da BRP (Figuras 2, 3B e 3D). Além disso, tal intervalo é intensamente afetado por falhas de geometria lítrica bastante semelhantes àquelas que afetam o registro sinrifte. São predominantemente falhas com rejeito de mergulho normal, porém com ocorrência de importantes falhas inversas que se encaixam no mesmo contexto anômalo relatado anteriormente. Alguns segmentos dessas estruturas ainda chegam a ultrapassar o topo do intervalo eodevoniano em direção aos refletores eocretáceos, evidenciando uma relação de contemporaneidade entre as falhas que afetam ambos compartimentos (Figuras 2A e 3D).

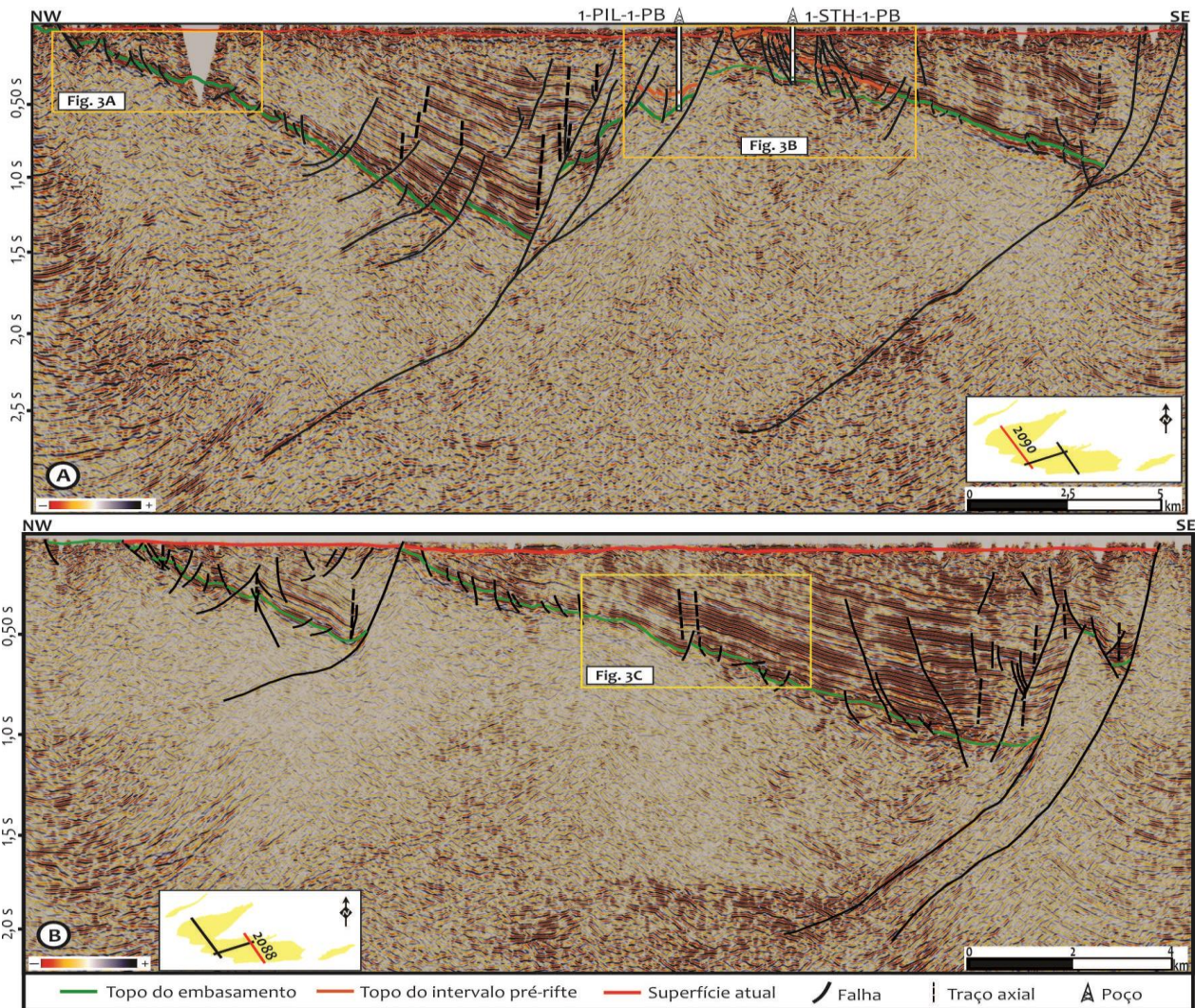


Figura 2 – Seções sísmicas interpretadas. Em (A), semi-*graben* de Brejo das Freiras e porção mais oeste imageada do semi-*graben* de Sousa, além de fragmentos do intervalo eodevoniano identificados com auxílio de poços. Em (B), porção mais a leste do semi-*graben* de Sousa e do semi-*graben* do Sítio Sagui. Os retângulos amarelos são detalhes exibidos na Figura 3.

3. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

A análise das seções sísmicas 2D da Bacia do Rio do Peixe permitiu o reconhecimento de dois diferentes compartimentos tectonoestratigráficos. O compartimento sinrifte revela-se sob a forma de 3 semi-*grabens* bem definidos controlado por falhas de borda de geometria lístrica. Os degraus formados pelas ramificações destas últimas são capeados sucessivamente por refletores relativamente mais jovens, indicando uma evolução em *piggy-back* dessas estruturas. No caso das falhas secundárias, a ocorrência de falhas inversas anômalas (idênticas as normais) sugere a ocorrência de um evento posterior (tardi a pós-ripte) de moderada inversão tectônica na Bacia. Já as dobras reconhecidas ao longo do preenchimento sedimentar desses semi-*grabens* foram interpretadas como sendo tipicamente distensionais, originadas por mecanismo de *bending*. No entanto, a possível ocorrência de inversão tectônica na Bacia abre a possibilidade de eventual contribuição contracional na amplificação dessas dobras. No tocante ao compartimento pré-ripte, a semelhança e relação de contemporaneidade entre as falhas que afetam ambos intervalos (pré e sinrifte) levam a interpretação de uma idade eocretácea para a deformação frágil que afeta os refletores eodevonianos. Tal fato em conjunto com a geometria “em pires” exibida por este compartimento indicam que o mesmo deve corresponder ao remanescente mais basal de uma paleobacia eodevoniana do tipo *sag*, a qual foi deformada e fragmentada durante o

rifteamento eocretáceo que deu origem aos semi-*grabens* constituintes da BRP, possuindo também evidências (falhas inversas anômalas) do referido possível evento de inversão tectônica tardi a pós-rifte na Bacia.

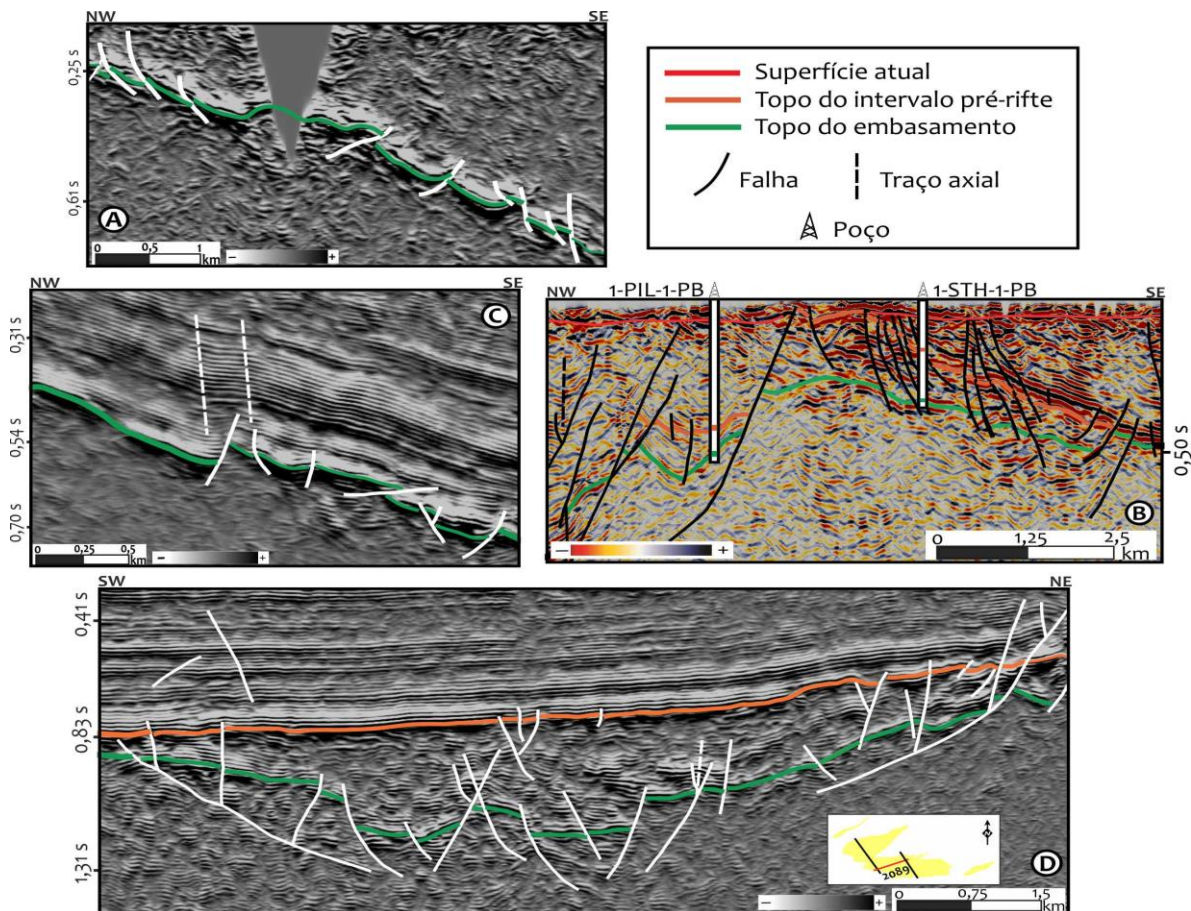
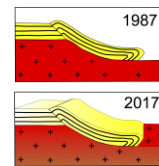


Figura 3 – Detalhes sinalizados na Figura 2. **A**: exemplo de sequência de falhas inversas na margem flexural do semi-*graben* de Brejo das Freiras; **B**: compartimento eodevoniano associado a margem falhada e flexural dos semi-*grabens* de Brejo das Freiras e Sousa, respectivamente; **C**: exemplo de monoclinal no semi-*graben* de Sousa; **D**: compartimento eodevoniano sotoposto ao depocentro do semi-*graben* de Sousa (seção *strike*).

4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Córdoba V. C., Antunes F. A., Jardim de Sá E. F., Nunes da Silva A., Sousa D. C., Lins F. A. P. L. 2008. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil: integração a partir do levantamento sísmico pioneiro 0295_RIO_DO_PEIXE_2D. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **16**(1): 53-68.
- Françolin J. B. L., Cobbold P. R., Szatmari P. 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, **16**(5): 647-661.
- Matos R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11**(4):766-791.
- Nunes da Silva A. 2009. *Arquitetura, litofácies e evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 108 p.
- Roesner H. E., Lana C. C., Le Herissé A., Melo J. H. G. 2011. Bacia do Rio do Peixe (PB). Novos resultados biocronoestratigráficos e paleoambientais. In: I. S. Carvalho *et al.* (eds.), *Paleontologia: cenários de vida* (v. 3, 135-141 p.). Rio de Janeiro: Interciência.
- Silva J. G. F., Córdoba V. C., Caldas L. H. O. 2014. Proposta de novas unidades litoestratigráficas para o Devoniano da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(4):561-578.



THE PRE-SILURIAN RIACHÃO BASIN, A NEW PERSPECTIVE INTO THE BASEMENT CONFIGURATION OF THE CRATONIC PARNAÍBA BASIN, NE BRAZIL

Amanda Porto¹, Michael Daly², Emanuele La Terra¹, Sergio Fontes¹

¹Department of Geophysics, Observatorio Nacional/MCTI; amandaporto@on.br

²Department of Earth Science, University of Oxford

1. Introduction

The study of the basement history of these cratonic basins is key to the understanding of their genesis. In this context, this study examines the pre-Silurian sedimentary section of the Parnaíba basin, integrating recent seismic reflection and gravity data from the mid-western part of the basin, near the city of Riachão, Maranhão state (red inset, Fig.2).

Several authors have commented on the basement of the Parnaíba basin. Brito Neves et al. (1984) defined the presence of a central cratonic block and a molassic basin in its southwest limit (Fig. 2a). Later, Cordani et al. (2009; Fig. 2b), after Nunes (1993), interpreted a major north-south graben in the Riachão area, defined by a negative gravity anomaly in this region. De Castro et al. (2014; Fig. 2c) using gravity and magnetic data, mapped a dense array of supposed rift basins, defining two different rift phases in the period between the end of the Neoproterozoic-Eopaleozoic. Recently, using also seismic data, De Castro et al. (2016) modified their previous interpretation defining far fewer rifts split into two zones (Fig. 2d) that developed during the early Paleozoic.

The seismic reflection and well data available to this study has been used to generate a detailed seismic stratigraphic and structural interpretation of the geology immediately below the Parnaíba basin pre-Silurian unconformity. It identifies a remnant stratigraphic package, the Riachão basin, formed of three seismostratigraphic sequences. The first sequence is interpreted as a carbonate platform, followed by the sequential formation of two foreland basins of opposed polarities and generated by Late Neoproterozoic collisional tectonics, related to the Brasiliano orogeny.

1.1. Dataset

The geophysical dataset includes nine 2D seismic reflection profiles (0317_2D_ANP_BACIA_DO_PARNAÍBA), one land gravity profile (317-115) and a gravity airborne survey (0050_GRAVIMAG002_ANP). Eight exploration wells were also used to calibrate seismic data and to

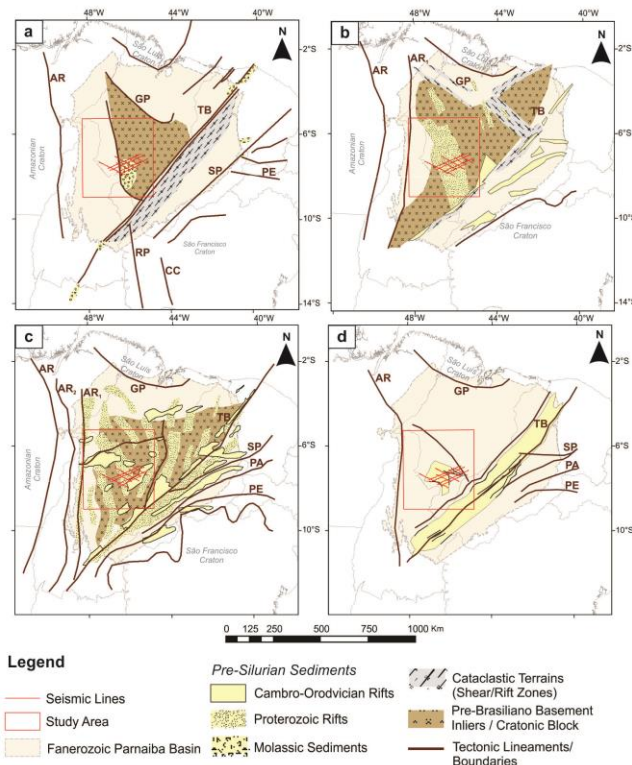


Figure 1: Paleoreconstruction maps of the Pre-Silurian basement of the Parnaíba basin, with emphasis to the Pre-Brasiliano basement inliers and the Pre-Silurian sedimentary areas. (a) Adapted from Brito Neves et al., 1984. (b) Adapted from Cordani et al., 2009. (c) Adapted from De Castro et al., 2014. (d) Adapted from De Castro et al., 2016. Tectonic lineaments/boundaries: Araguaia belt/Eastern limit of Amazonian plate (AR), Goiás Mag. Arc/Eastern margin of Amazonian paleocontinent (AR1), Araguaia basement (AR2), Transbrasiliano lineament (TB), Gurupi belt (GP), Senador Pompeu fault/shear zone (SP), Patos shear zone (PA), Pernambuco shear zone (PE), Rio da Prata lineament (RP), and Correntes Correntina lineament (CC). Red inset is the area of study, with nine 2D seismic reflection profiles.

constrain the 2D forward modelling. The dataset is public, provided and acquired by the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP).

2. Seismic Interpretation

The nine 2D seismic profiles were qualitatively analyzed in time to identify the main seismic facies, using four main criteria: the frequency and the amplitude of the seismic signal and the continuity and geometry of the reflections. Seismic-to-well calibration was undertaken in order to integrate seismic and well data and, to convert the seismic profiles from two-way-time to depth, a velocity model was created.

Figure 2 shows the Vereda Grande well (1-VG-1R-MA) calibrated to the seismic line 105. The figure shows six seismic horizons that define seven seismostratigraphic sequences, detailed in Table 2. The well did not reach all the seven sequences. Its final depth is located in the base of Riachão III sequence. However, it is possible to observe three distinctive seismic patterns beneath the well, characterizing, from top to base, three different sequences: Riachão II, Riachão I and the Pre-Riachão Basement.

A composite seismic reflection profile, formed of five parts of five seismic lines, oriented either NW-SE or SE-NW and projected to an east-west 2D planar view, is presented in Figure 3 to summarize a dip cross section through the Riachão basin. This section maps out as three broad groups of seismic facies that define three distinct stratigraphic units: the Pre-Riachão basement, the Riachão basin and the Parnaíba basin, from base to top.

The Pre-Riachão basement shows complex internal seismic facies. The western part is characterized by short, discontinuous reflectors, dipping mainly westwards, but with variable dips. In contrast, to the eastern side, the seismic pattern is much more opaque. It is very shallow in the western margin, at around 1.2km depth as constrained by the Carolina well (1-CL-1-MA) and it deepens to around 2.5km depth in the east, constrained by the Mangabeiras well (1-MS-1-MA).

The Riachão basin is bounded above and below by pronounced, erosional unconformities, the Pre-Silurian unconformity (PSU) above and the top of pre-Riachão basement below. It is composed of three seismostratigraphic sequences: Riachão I, II and III, defined on the basis of seismic event terminations and their relative juxtaposition. The Riachão I sequence is a thin, banded package of high amplitude reflections that extend across most of the basin area and define a broad arch. Riachão II and III sequences have wedge shapes and are onlapping the top of Riachão I to the east and west, respectively.

The Riachão basin has a maximum sedimentary thickness of 4km and is bounded by two large monoclinical structures, defining the major basinal area. In the west the monocline faces east and in the east the monocline, overthrust by basement, faces west. Both sides of the basin have basement elevated and these structures are interpreted as basement-involved thrust faults. This geometry indicates that the whole Riachão basin is a remnant of something larger, preserved between two basement cored, thrust elevated, uplifts at the east and western margins.

3. Aerogravity Data Analysis and 2D Forward Modelling

In the red polygon of Figure 1 the aerogravity data was gridded. The complete Bouguer anomaly was recalculated (Fig. 4a) and regional-residual separation (Figs. 4b and 4c) was applied to the complete Bouguer grid. A qualitative analysis of the gravity data allowed the identification of three domains in the study area:

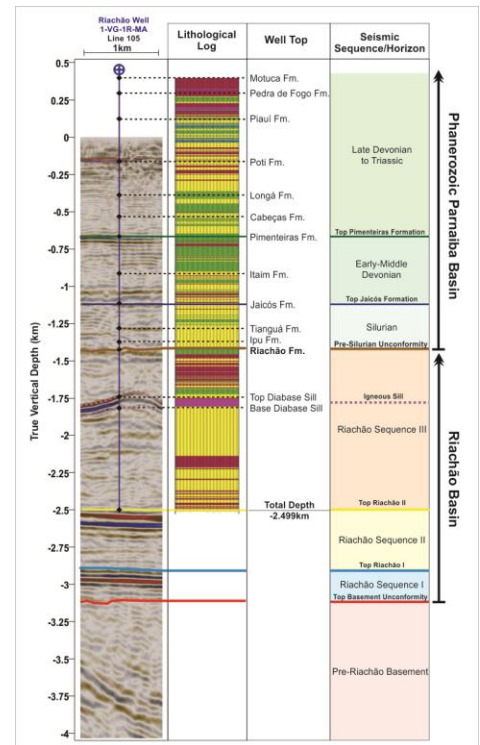


Figure 2: Seismic-well correlation between seismic profile 317-105 and the Vereda Grande well (1-VG-1R-MA). The figure shows that the sediments of the Riachão basin are Pre-Silurian, clastic and at least 1 km thick.

domain I, II and III (Fig 4d), defined by the amplitude of the Bouguer anomalies and their main geometries and trends.

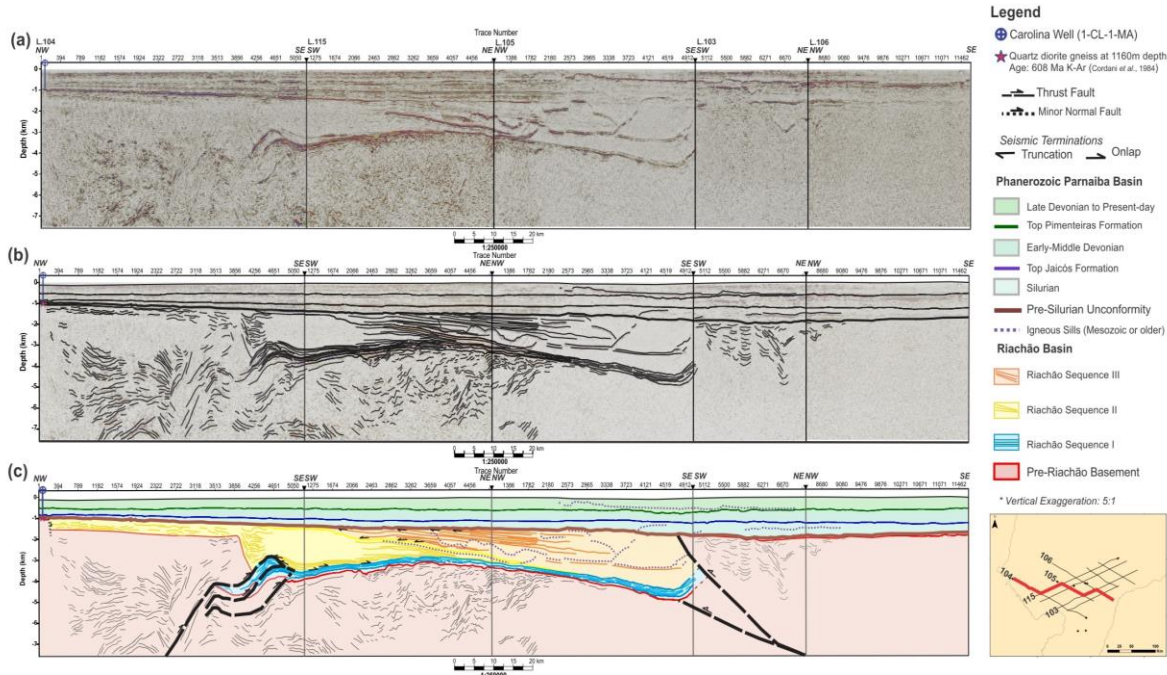


Figure 3: (a) Pre-stack time migration of the seismic reflection composite section converted to depth. (b) Line interpretation of the composite section. (c) Geoseismic interpretation of the composite section showing the three stratigraphic components of the Riachão basin and the fault bounded margins.

Domain I, in the west, presents the highest Bouguer anomaly values of the study area and a strong N-S fabric in the S. It possibly reflects the basement subcrop of Brasiliano age metamorphic rocks of N-S trend, constrained by the Carolina well (1-CL-1-MA). Domain III, in the east, is characterized by low and high amplitude gravity anomalies with an approximately NNE-SSW trend. The high anomalies coincide with the subcrop of the pre-Riachão basement at around 2.5 km beneath the Parnaíba basin, constrained by Mangabeiras well (1-MS-1-MA).

Domain II is characterized by lower amplitude gravity anomalies and is located where the Riachão basin was interpreted. Domain IIA is characterized mainly by intermediate Bouguer anomaly values of approximately -50 mGal and coincides with the subcrop of Riachão II sequence depocenter. Domain IIB is characterized by a very pronounced N-S-elongated low anomaly, which marks the 2km thick Riachão III sequence and the basement uplifts of the eastern margin of Riachão basin.

In both regional and residual map, the eastern basement uplift coincides with lowest anomalies of the study area. Castro et al. (2016) also observed that the maximum depocenter of this basin does not coincide with the minimum gravity anomaly of the region. This may be explained by a less dense crust in this

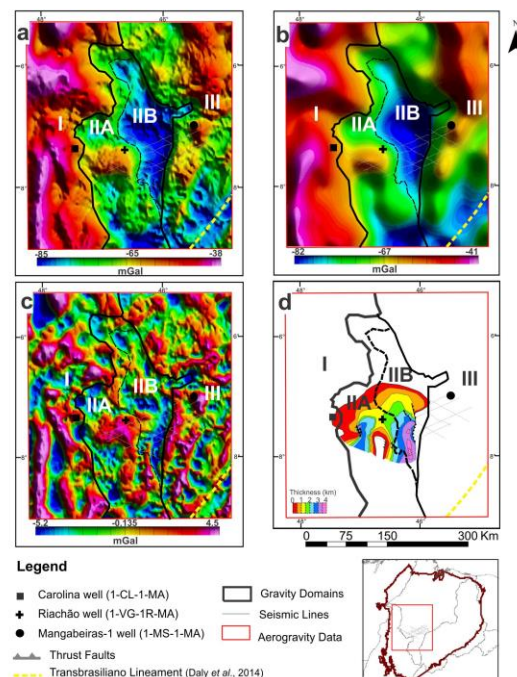


Figure 4: Aerogravity anomaly maps: (a) Bouguer, (b) regional, (c) residual, and (d) The qualitative interpretation of the gravity anomaly domains (I, IIA, IIB and III) with the isopach contour map of the Riachão basin.

region, or a lower Moho. Both possibilities were evaluated in the forward models along line 317-115. Model 1 considered a crystalline basement (2790 kg.m⁻³) supported by a thicker crust, where the Moho reaches 42km depth in the eastern margin of Riachão basin. For Model 2, it was added in the same location a lighter layer (2680 kg.m⁻³), interpreted as a metasedimentary sequence, covering the crystalline basement down to 10km, with the Moho at 39 km. Both models achieved reasonable fits.

4. Conclusions

Seismic reflection data reveal a remnant basin, called the Riachão basin, beneath the pre-Silurian unconformity that marks the base of the sediments of the Phanerozoic Parnaíba basin. This pre-Silurian basin covers an area of at least 35,000 km², has a north-south trend. It has a maximum sedimentary thickness of 4km and is formed of three seismostratigraphic sequences (Riachão I, II and III) defined by onlaps and erosive unconformities.

The east and west margins of the Riachão basin are, in part, defined by basement-involved thrust faults that generate large basement uplifts and monoclinial folds, and also emplace basement over the Riachão sediments. The thrusts in the west face eastwards, and may be reactivating basement structures associated with the Araguaia orogenic belt. The eastern basement uplift is characterized by low gravity anomaly, which may correspond to a less dense pre-Riachão basement unit or a thicker continental crust in this area.

The Riachão basin is interpreted as a remnant of a foreland/molasse basin developed between Brasiliano orogenic belts to the east (Borborema) and west (Araguaia), and correlated to the Bambuí Group of the São Francisco Craton. The sediments of the Riachão II sequence were deposited in the first foreland phase, centered in the west, followed by the deposition of clastic sediments of the Riachão III sequence to the east. In this context the Riachão I sequence is interpreted as a carbonate marine sequence and precursor to the main foreland subsidence and clastic sediment input (Fig.5).

The Phanerozoic Parnaíba basin overlies a pronounced Pre-Silurian Unconformity and its subsidence and deposition occurred after a profound phase of planation that eroded part of the Riachão basin and the pre-Riachão basement.

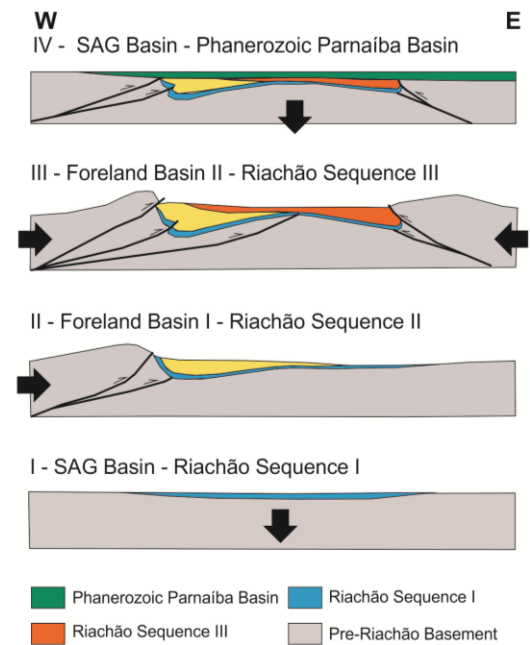
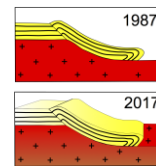


Figure 5: Conceptual tectonic evolution sketch of the Riachão Basin, from Late Neoproterozoic until Paleozoic.

Acknowledgments: This study is part of the BP funded Parnaíba Basin Analysis Project (PBAP). The authors would like to thank the Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) for releasing the geophysical dataset .

REFERENCES

- BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., CORDANI, U.G., THOMAZ FILHO, A. (1984). *Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil*. Journal of Geodynamics, **1**, 495–510
- DE CASTRO, D. L., FUCK, R. A., PHILLIPS, J. D., VIDOTTI, R. M., BEZERRA, F. H. R. & DANTAS, E. L. (2014) *Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil*. Tectonophysics, **614**, 128–145.
- DE CASTRO, D. L., BEZERRA F.H.R., FUCK R. A., VIDOTTI R.M. (2016). *Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil*. Solid Earth, **7**, 529–548, doi:10.5194/se-7-529-2016
- CORDANI, U.G., BRITO NEVES, B.B., THOMAZ FILHO, A. (2009) *Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização)*. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, **17** (1), 205–219.



HOW SOUTH AMERICA'S CLOCKWISE ROTATION CONTROLS RIFT, FLOOD BASALTS, DIKE SWARMS AND OIL

Peter Szatmari¹, E.J. Milani²

¹ Petrobras (CENPES/PDEP/GEOTEC), szatmari@petrobras.com.br

² Petrobras (retired), edis.mila@hotmail.com

1. CLOCKWISE ROTATION OF SOUTH AMERICA ABOUT A POLE IN NE-BRAZIL

The excellent fit of geology between Africa and South America early inspired continental drift and plate tectonics. Based on detailed comparison of linear gravity and magnetic anomalies offshore southern South America and southern Africa, on conjugate sides of the ridge crest, Rabinowitz and LaBrecque (1979) proposed that South Atlantic rifting and early oceanic opening took place in the Early Cretaceous by rigid plate rotation of South America relative to Africa about an Euler pole located offshore NE Brazil, near the eastern end of the Equatorial margin (Fig. 1, left). According to these authors, rotation opened the southward widening, wedge-shaped South Atlantic, where salt deposited mostly over oceanic crust, while it caused westward increasing compression along South America's Equatorial margin. Rabinowitz and LaBrecque (1979) suggested that rifting started about anomaly G at M13 in early Valanginian-late Berriasian time and ended before the end of salt deposition, when the Euler pole moved to a position far north and the South Atlantic started to open along its whole length. Later reconstructions, such as that of Scotese (2001; Fig. 1, right), show a similar rotation, with the early South Atlantic rift and early ocean widening wedge-like to the south.

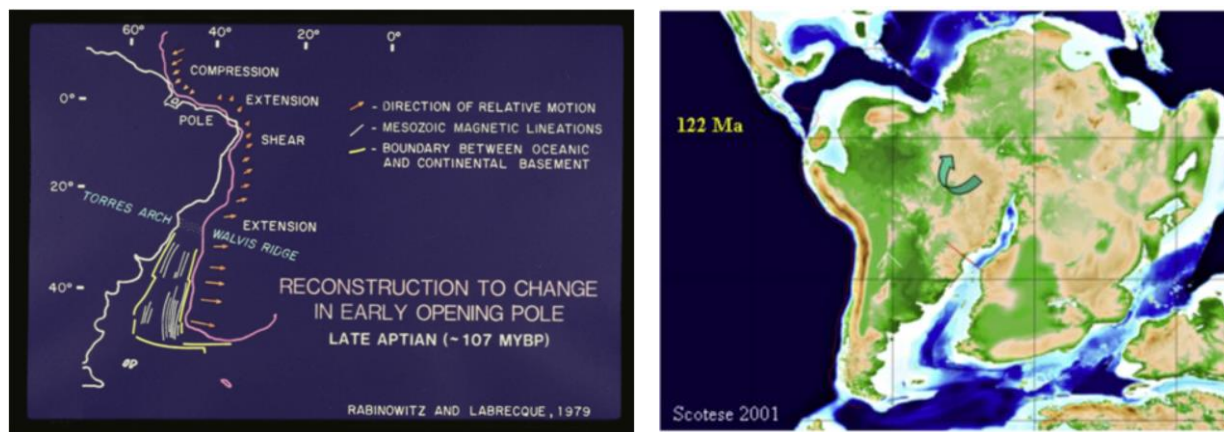


Fig. 1. Left: Reconstruction of South America's rotation from Berriasian-Valanginian to Late Aptian change in early opening pole after Rabinowitz and LaBrecque (1979). Right: Rotation after Scotese (2001); sign of rotation and trend of Ponta Grossa dike swarm (red) added.

Here we explore the effects of this rotation on the geology of Brazil's South Atlantic margin, following the methodology of Szatmari and Milani (2016). We use the term Central Segment of the South Atlantic in the sense of Moulin et al. (2010). Ocean drilling and petroleum exploration showed that much of the salt was not deposited over oceanic crust but over early Cretaceous rift sediments and flood basalts overlying oceanward increasingly stretched, extended and hyperextended continental crust. Zalán et al. (2009, 2011) and Magnavita et al. (2011), taking further the studies of Peron-Pinvidic and Manatschal (2009) and Unternehr et al. (2010), demonstrated with a rich set of seismic, gravity and magnetic data that offshore

along much of Brazil's Atlantic margin stretching increases eastward: the outermost continental crust is hyperextended and the mantle is exhumed in a narrow zone between hyperextended continental and oceanic crusts. The width of the stretched, thinned and ultimately hyperextended continental crust, as well as the width of the early oceanic crust between the two continents, increase southward in the Central Segment of the South Atlantic, supporting clockwise rotation of South America relative to Africa.

Structural geological studies on a continental scale in both onshore and offshore basins permitted us to refine this model for the eastern segment of South America. Here we show that both the rift and the South Atlantic Magmatic Province formed as a result of southward increasing extension in the rear of South America's clockwise rotation about a pole in its NE, over an upper mantle kept anomalously hot before rifting by being continuously covered by western Gondwana's lithosphere for 350e400 Ma and heated by upwelling plumes. Pronounced left-lateral transtensional tectonics in the Sergipe-Alagoas and the northern Santos basins (Milani et al., 1988; Magnavita et al., 2011), the two segments where the rift was deflected to the NE from its poleward course, is in better agreement with a nearby position of the rotational pole in NE Brazil than with a pole farther to the north (Fig. 2). Dehler et al. (2016) described a major left-lateral transtensional shear zone (Helmut) along the NE-trending SE margin of the Outer High of the Santos Basin.

Using a rich dataset of magnetic anomalies and taking advantage of the strength variations of the bipolar magnetic field during the CNS, Granot and Dymant (2015) reviewed the work of Rabinowitz and LaBrecque (1979). Granot and Dymant (Fig. 2) also placed an early stage pole for South America during magnetostratigraphic chrons M2o-M0y (124 Ma to 120.6 Ma) and M0y-Q2 (120.6e108 Ma) offshore South America's Equatorial margin, but near the Amazon Mouth; subsequent stage poles jumped to near Greenland (Fig. 2) marking the end of South America's clockwise rotation. Like Rabinowitz and LaBrecque (1979), Granot and Dymant (2015) also implied that until about 108 Ma, E-W extension along the South Atlantic was almost nil close to the Equatorial margin and increased sharply southwards; after this time, it became nearly uniform.

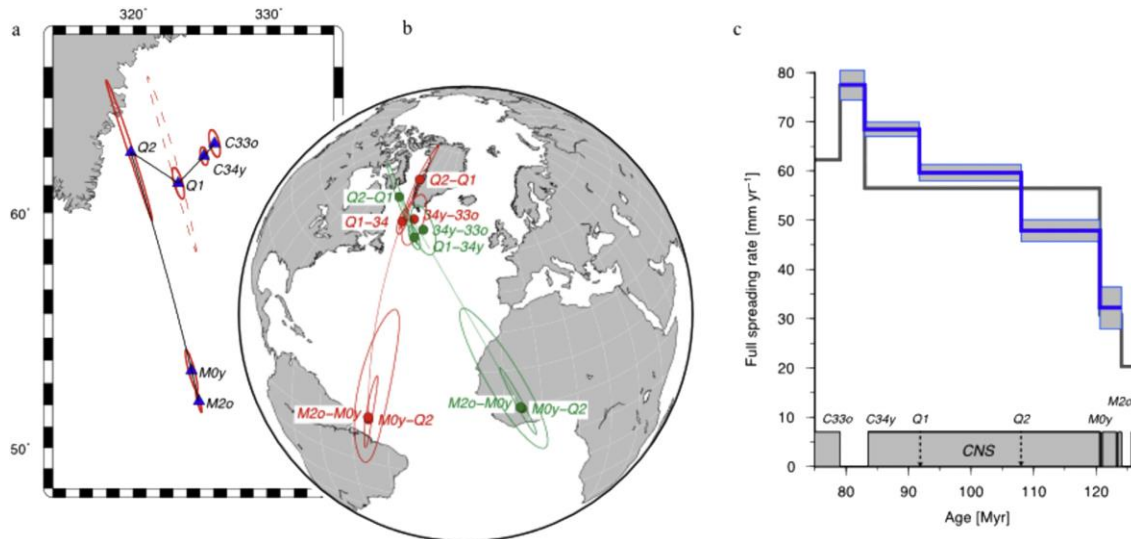


Fig. 2. Kinematics of the South Atlantic Ocean. a, Finite rotation poles with their 95% confidence limits. b, Stage poles for South America-Africa displacements. Poles are shown for South America (red) and Africa (green). c, Spreading rates between South America and Africa along the Rio Grande FZ synthetic flowlines (blue). Gray bars show 95% confidence intervals. Bars along the abscissa show chrons. After Granot and Dymant, 2015.

2. THE SOUTH ATLANTIC MAGMATIC PROVINCE AND ASSOCIATED CARBONATES

To differentiate the wider Early Cretaceous South Atlantic igneous activity from that restricted to the Parana-Etendeka LIP, we prefer to use for it the term South Atlantic Magmatic Province (SAMP, Fig. 3), restricting the term to the Early Cretaceous. We propose that volcanic activity in the central South Atlantic, as in

the North Atlantic (Keen et al., 2012), started almost simultaneously about 10 Ma after the start of rifting; it peaked at its start about 135 to 130 Ma, and continued alternating with sedimentation until about 113 Ma, shortly before the start of salt deposition.

The strong igneous activity was mainly the consequence of internal heating of the upper mantle (Coltice et al., 2009) beneath the exceptionally long-lasting (350-400 million years) thick lithosphere of the Gondwana supercontinent. Milani et al. (2007) summarized the igneous activity of the Parana Basin in the context of basin evolution.

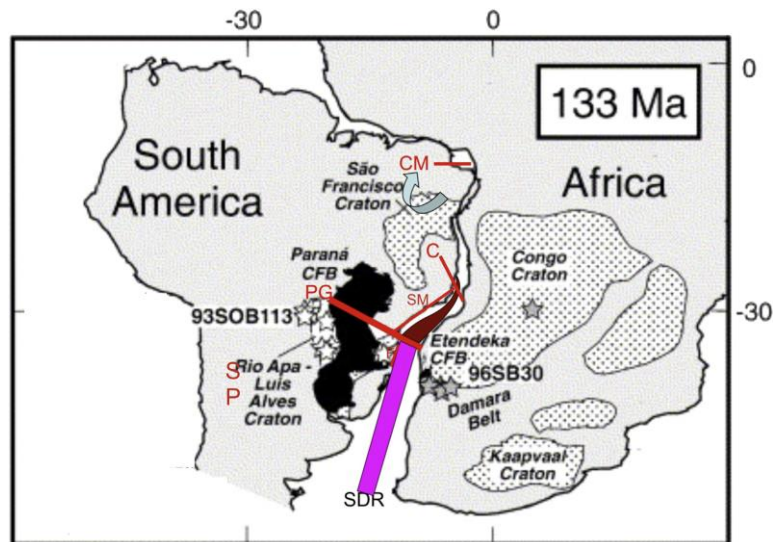
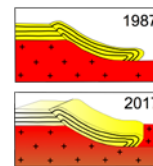


Fig. 3. Schematic distribution and evolution of the South Atlantic Magmatic Province. Parana and Etendeka continental flood basalts (CFB). Base map after Gibson et al. (2006), to which we added the sense of South America's rotation; in the south volcanic SDRs younging to the north (pink; Koopmann et al., 2014a,b); major transversal dike swarms (red); and flood basalts of the São Paulo Plateau (brown). Reported ages: most flood basalts in Parana (black) 134.5 to 131.4 Ma, locally to 119 Ma (Renne et al., 1996; Thiede and Vasconcelos, 2010); in São Paulo Plateau (brown) 134 to 114 Ma; S P Sierras Pampeanas and Salta rift basins (Vizán and Lagorio, 2011) 135-114 Ma. Transversal dike swarms: CM Rio Ceará-Mirim D.S. 133.2 to 131.6 Ma; C Vitória-Colatina D.S. 133.5 Ma; PG - Ponta Grossa D.S. 131.5-120.7 Ma (Renne et al., 1996; Almeida et al., 2015). Rift-parallel dike swarms: Serra do Mar D.S. mostly 134-131 Ma (Carvas, 2015). Florianópolis D.S. 134.7-133.9 Ma, same as lowermost flood basalts (Florisbal et al., 2014).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, V.V., Shaulis, B., Heaman, L.M., Janasi, V.A., Faleiros, M.F., 2015. First IDTIMS U-Pb ages of diabase dykes from the Ponta Grossa Arch support previous $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ results and northward migration of the Paraná-Etendeka magmatism. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, São Paulo, Brasil, 2015.
- Aslanian, D., and Moulin, M., coordinators, 2013, SanBa Project e Final Report. Wide angle and multichannel experiment in the Santos Basin, (Brazil). IFREMER, Plouzan_e, France; Petrobras, Rio de Janeiro, Brazil.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Gordon, A.C., Mohriak, W., 2013. Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. In: Mohriak, W.U. et al. (eds.), *Conjugate Divergent Margins*, 369. Geological Society, London, Sp. Publ.
- Carvas, K.Z., Leila Soares Marques, L.S., Babinski, M., 2015. Sr, Nd, and Pb isotope compositions of early Cretaceous dykes from the Serra do mar swarm (SP-RJ Brazil). In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, São Paulo, Brasil, 2015.
- Coltice, N., Bertrand, H., Rey, P., Jourdan, F., Phillips, B.R., Ricard, Y., 2009. Global warming of the mantle beneath continents back to the Archean. *Gondwana Res.* 15, 254-266.
- Coffin, M.F., 2013. Tales of two LIPs: Kerguelen/Broken Ridge (Indian Ocean) and Ontong Java (Pacific Ocean). In: IAVCEI 2013 Scientific Assembly - July 20-24, Kagoshima, Japan.

- Dehler, N.M., Magnavita, L.P., Gomes, L.C., Rigoti, C.A., Bach de Oliveira, J.A. et al., 2016. The “Helmut” geophysical anomaly: a regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 72, 412-422.
- Floribal, L.M., Heaman, L.M., Janassi, V.A., Bittencourt, M.F., 2014. Tectonic significance of Florianópolis dike swarm, Paraná-Etendeka magmatic province: a reappraisal based on precise U-Pb dating province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 289, 140-150.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Day, J.A., 2006. Timescales and mechanisms of plume lithosphere interactions: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná-Etendeka large igneous province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 251, 1-17.
- Granot, R., Dymant, J., 2015. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 414, 156-163.
- Heinonen, J.S., Kurz, M.D., 2015. Low- $^3\text{He}/^4\text{He}$ sublithospheric mantle source for the most magnesian magmas of the Karoo large igneous province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 426, 305-315.
- Keen, C. E., Dickie, K., & Dehler, S. A. (2012). The volcanic margins of the northern Labrador Sea: Insights to the rifting process. *Tectonics*, 31(1).
- Koopmann, H., Schreckenberger, B., Franke, D., et al., 2014a. The late rifting phase and continental break-up of the southern South Atlantic: the mode and timing of volcanic rifting and formation of earliest oceanic crust. *Geol. Soc.. Lond. Sp. Publ.* 420(2)
- Magnavita, L.P., Dehler, N.M., Zalán, P.V., Sant’anna, M.V., Severino, M.C.G., Gomes, L.C., 2011. Kinematics of the Cretaceous Rift along the Eastern Brazilian Margin. *Gondwana* 14, Búzios, Brazil.
- Milani, E.J., Lana, M.C., Szatmari, P., 1988. Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian Microplate (Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas). In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. Elsevier, Amsterdam, pp. 833-858.
- Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., et al., 2007. *Boletim Geociências Petrobras*. Rio J. 15 (2), 183-205.
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth Sci. Rev.* 98, 1-37.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins: ... based on observations from Iberia-Newfoundland. *Int. J. Earth Sci.* 98, 1581-1597.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., Piccirillo, E.M., 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 199-211.
- Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth History. In: *Paleogeography: Texas, PALEOMAP Project*, vol. 1.
- Stica, J.M., Zalán, P.V., Ferrari, A.L., 2013. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná - Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Mar. Pet. Geol.* 50, 1-21.
- Szatmari, P. and Milani, E.J., 2016, Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. *Marine and Petroleum Geology* 77 (2016) 567-596.
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 38, 747-750.
- Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Sutra, E., 2010. Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. *Pet. Geosci.* 16 (3), 207-215.
- Valore, L.A., Licht, O.B., 2015. Evidences of dynamic interaction between Botucatu sandstones and basic Serra Geral flows, Jacarezinho, State of Paraná, Brazil. In: *Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, São Paulo, Brasil, 2015.
- Vizán, H., Lagorio, S.J., 2011. Modelo geodinámico de los procesos que generaron el volcanismo cretácico de Córdoba (Argentina) y la gran Provincia Ignea Paraná, incluyendo el origen y evoluci_ón de la “pluma” Tristán. *GEOACTA* 36, 55-75.
- Zalán, P.V., Severino, M.C.G., Rigoti, C.A., Magnavita, L.P., Oliveira, J.A., Vianna, A.R., 2011. An entirely new 3D-View of the crustal and mantle structure of a south Atlantic passive margin - Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. In: *AAPG Annual Convention and Exhibition Abstracts Volume CDROM*. AAPG, Houston, Texas, USA.



TRANSTRAÇÃO SINISTRAL E ROTAÇÃO DE BLOCOS INTRABACINAIS DURANTE A EVOLUÇÃO EOCRETÁCEA DO RIFTE DE CAMAMU.

Mário Neto C. de Araújo¹, Marco Antonio T. Romeiro¹, Fabrizio Dias Lima²

¹ Petrobras S.A., mario_araujo@petrobras.com.br

² Petrobras S.A., marcothoaldo@petrobras.com.br

³ Petrobras S.A., fabriziolima@petrobras.com.br

1. INTRODUÇÃO

A bacia de Camamu, assim como as demais margens rifteadas da costa brasileira, é consequência da fragmentação do Supercontinente Gondwana Oeste iniciado há 135 Ma. Sua formação aproveitou a junção tríplice dos riftes intracontinentais do Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas-Gabão, resultando em um aulacógeno no ramo ocidental e uma margem continental rifteada no ramo oriental que (Figura 1), ao se propagar para norte, conectou-se ao segmento Equatorial do Atlântico Sul, dando início a deriva continental Neoptiana/Eoalbiana entre as placas tectônicas da América do Sul e África. Esse contexto particular confere a Bacia de Camamu uma posição estratégica para entendimento da evolução da margem continental brasileira, ao mesmo tempo em que a dota de um arcabouço estrutural composto por estruturas que acumularam movimentações ortogonais e oblíquas, decisivas para o processo de ruptura continental.

2. MÉTODOS

Esse estudo baseou-se em modelo estrutural tri-dimensional apoiado por 6.276,5 km de linhas sísmicas migradas em tempo, distribuídas em uma malha regular com 50 seções sísmicas; sendo 34 transversais e 16 longitudinais ao *trend* estrutural da bacia. Sessenta poços com marcadores e cinco horizontes de referência migrados em tempo e convertidos para profundidade também foram usados na modelagem 3D (Figura.1). Empilhados da base para o topo os horizontes estudados se dispõem da seguinte maneira: Embasamento (>145 Ma), Pré-rifte (Jurássico Superior/Berriasiano - 145 Ma), Morro do Barro (Berriasiano/Hauteriviano, 145-135 Ma), Rio de Contas (Hauteriviano/Barremiano, 135-123 Ma), Taipus Mirim (Barremiano/Eoaptiano, 123-114 Ma). A restauração 3D foi feita com plugin KINE3D2 (GOCAD@paradigm), sendo o rastreamento dos vértices da malha usados para traçar as trajetórias dos blocos falhados no tempo e espaço.

3. ANÁLISE GEOMÉTRICA

A Bacia de Camamu é estruturada por blocos rotacionados, limitados por falhas normais com grande rejeito de mergulho e variável componente direcional de movimento. As falhas são predominantemente lítricas, com mergulhos que passam de alto para baixo ângulo em direção ao mar aberto (Figura 2A-E). Dois altos estruturais proximais e diametralmente opostos a NE e SE, respectivamente; conformam a maior cozinha geradora da bacia. Ao norte um terceiro alto estrutural marca os limites entre as bacias de Camamu e Jacuípe (Figura 1 A-F). Em mapa esta estrutura é uma falha transcorrente sinistral que separa as duas bacias, a Falha de Barra (Figura 1).

A compartimentação estrutural da bacia de Camamu é definida por 18 blocos falhados, alongados paralelamente aos *trends* NE-SW e N-S de três domínios estruturais. As falhas que os limitam são invariavelmente curvilineares com tendência lítrica que se torna mais acentuada no domínio sul distal (Figura 2 A-E). O arranjo em mapa e as seções geológicas ilustradas na Figura 1 (A-F) mostram as mudanças de orientação e mergulho das falhas na bacia. Ao norte as falhas têm atitude variável em torno de 40° e 27° para 135°-113° Az. Ao sul, na porção proximal, os mergulhos das falhas são semelhantes ao domínio anterior, porém mudam significativamente em orientação, passando a variar num *range* menor entre 38° a 40° para 089° -

101°Az. Na porção distal da bacia as falhas assumem atitude de mais baixo ângulo de mergulho entre 18°/090° e 23°/093°.

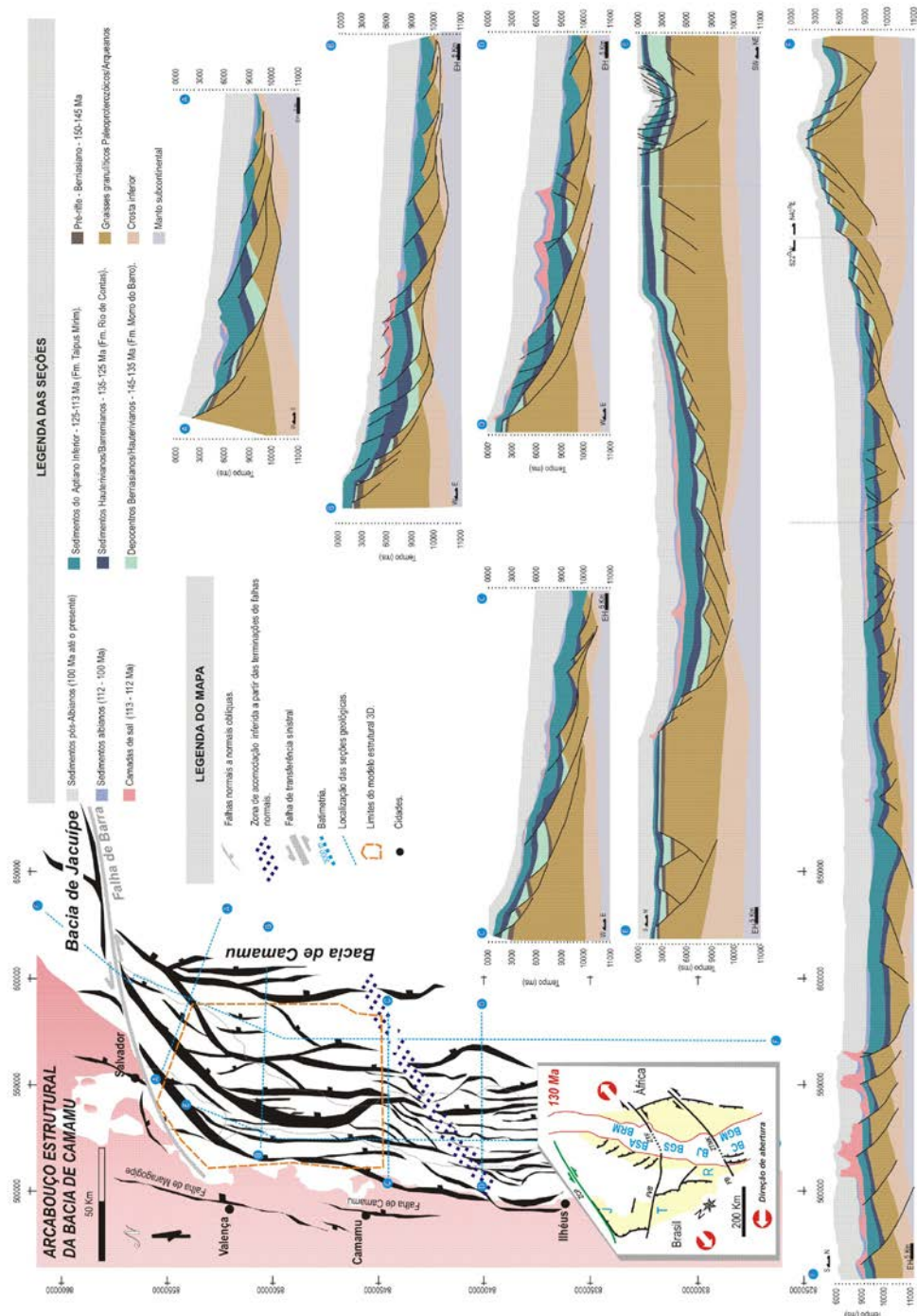


Figura. 1 - Compartimentação estrutural da Bacia de Camamu. A-F seções geológicas baseadas na interpretação sísmica de linhas transversais e longitudinais ao *trend* estrutural da bacia. O polígono laranja marca a área restaurada em 3D. ZCP – Zona de Cisalhamento de Patos, J - Bacia do Jatobá, T - Bacia do Tucano, R – Bacia do Recôncavo, BC – Bacia de Camamu, BJ – Bacia de Jacuípe, BGS – Bacia do Gabão Setentrional, BGM – Bacia do Gabão Meridional, BSA – Bacia de Sergipe Alagoas, BRM – Bacia do Rio Muni. FB – Falha de Barra, ZTNK – Zona de Transferência N’Komi, FVB – Falha de Vaza Barris, Zona de Transferência Fang.

4. ANÁLISE CINEMÁTICA

As movimentações dos blocos falhados são resultado da restauração dos horizontes sísmicos. Para fins didáticos a sequência de movimentos será descrita no sentido da evolução estrutural, ou seja, dos episódios mais antigos para os mais novos.

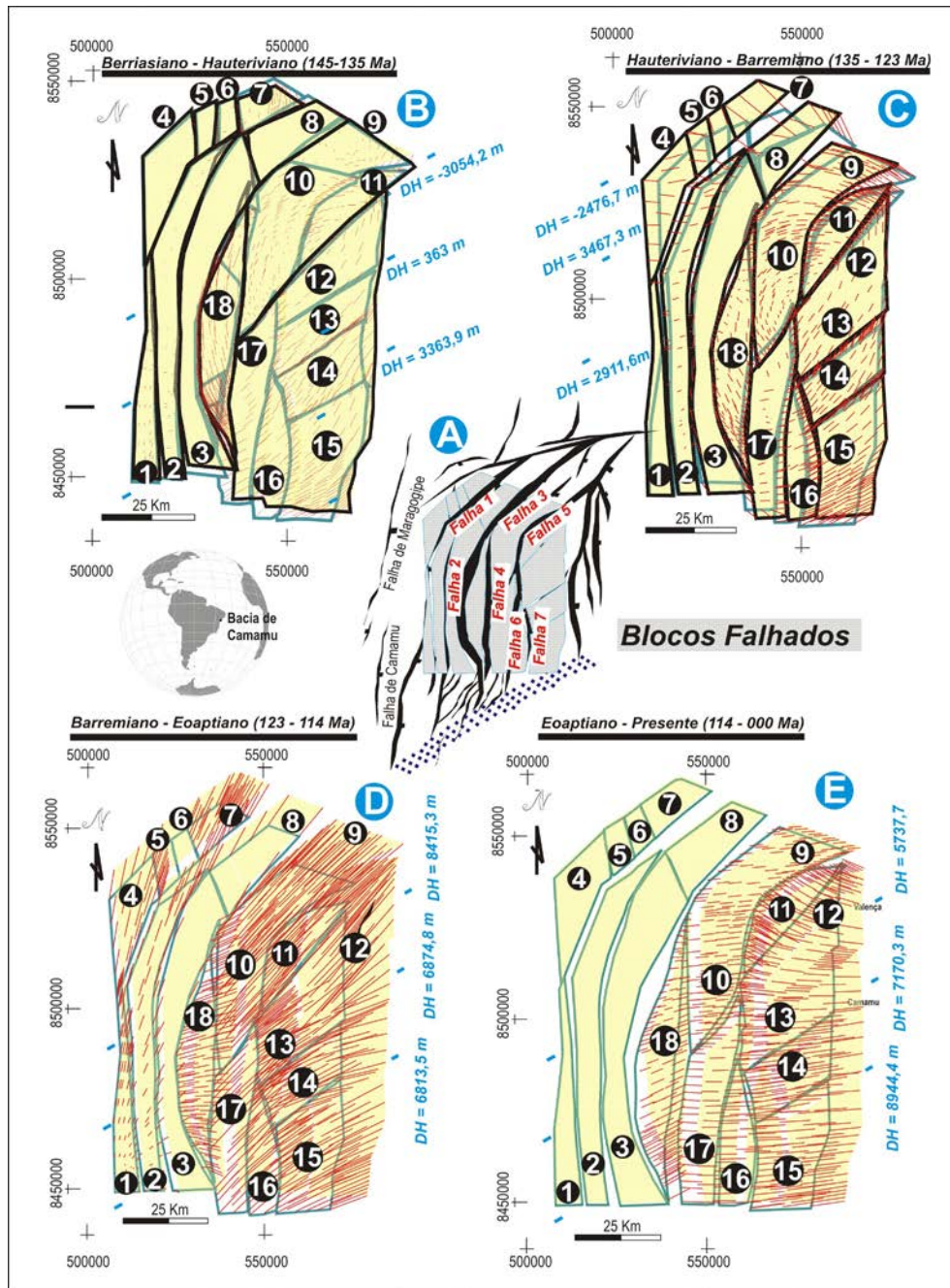


Figura. 2 – A) Limites dos blocos tectônicos utilizados na restauração de superfícies sobrepostos ao mapa estrutural da Bacia de Camamu. B – E) Mapas palinspásticos da bacia. Os campos de deslocamentos horizontais são ilustrados pelas linhas vermelhas. A trajetória dos blocos falhados desde o início da implantação do rifte até os estágios precursoros da deriva continental pode ser analisada pela posição relativa de cada bloco nos quatro intervalos temporais ilustrados. **DH – deslocamento horizontal.**

Do Berriasiano ao Hauteriviano (145 - 135 Ma) ocorreram as mais intensas movimentações laterais de massa, notadas em seis dos quatorze blocos que compõem o modelo restaurado. Apesar dos grandes movimentos, os blocos de 1 a 8 permaneceram relativamente estacionários, acumulando movimentos laterais pequenos de no máximo 1 km para NE (Figura 2B). Os demais acumularam deslocamentos apreciáveis, influenciados por forte componente rotacional anti-horário (Figura 2B). A disposição dos vetores de deslocamento permite interpretar um movimento predominante para NE, mais notável nos blocos 12, 13, 14, 15, 16 e 17. O bloco 18 parece ter migrado para sul, possivelmente acumulando movimentos laterais significativos ao longo das falhas 3 e 4. É possível notar que os blocos de 12 a 15 transladam para NE segundo os limites entre os blocos 12, 17, 10 e 11.

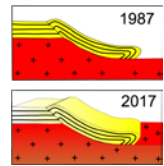
No intervalo Hauteriviano – Barremiano (135 - 123 Ma), os blocos falhados aceleram. Grandes movimentos são observados nos blocos 4, 5, 6, 7, 8, 9 e 10. Há a formação de vazios expressivos, associados a falhas normais que controlaram a deposição dos sedimentos dessa idade. O bloco 18 que parece desacelerar, passa a formar vazios desconectados segundo a direção da falha 3. A desaceleração ocorre de modo generalizado em toda área, sendo facilmente observada pela comparação entre os módulos dos vetores de deslocamento das Figuras. 2B. A Figura. 2C mostra de modo simplificado a cinemática da bacia durante a continuação do rifteamento no intervalo Hauteriviano-Barremiano. Nela, vê-se que na porção mais proximal prevalecem movimentos ortogonais à direção das falhas (setas vermelhas). Ao adentrar a bacia, esses movimentos vão progressivamente perdendo sua expressão, dando vez às rotações horizontais de blocos (linhas azuis claras) e consequentes movimentações direcionais para NE (setas azuis escuras).

Do Barremiano ao Eoaptiano (123 - 114 Ma) ocorre uma forte mudança no sentido dos deslocamentos horizontais, que passam a ser preferencialmente para E-NE, N-NE. Apenas o bloco 1 parece ter se mantido estacionário, sendo ele a referência para as interpretações cinemáticas dos demais (Figura 2D). Na margem proximal, os blocos 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8 tendem a acumular certa quantidade de movimento direcional sinistral, possivelmente associada à movimentação resultante dos blocos para NE (Figura 2D). O bloco 18 passa a se mover para leste, forçando a propagação dos segmentos N e S da falha 4 que, por sua vez, coalescem em um segmento único. A partir da falha 4, na região que compreende os blocos 9 a 17, há o deslocamento em massa para NE. A distribuição homogênea de velocidades nessa época permite interpretar que a porção distal da bacia se moveu como um bloco único, sem rotações anti-horárias, dando início a translação para E-NE que precedeu o *break up*.

A partir do Eoaptiano até o Presente (114 - 00 Ma) ocorreram movimentos associados as fases finais de implantação da margem rifteada e início da deriva continental. Os campos de deslocamento mostram que neste intervalo os blocos de 1 a 8 estacionaram definitivamente, sendo todo o movimento transferido para a margem distal representada pelos blocos de 9 a 18 (Figura 2E). Os movimentos ocorreram sistematicamente para leste, no geral com módulos constantes, embora os deslocamentos horizontais mostrem aumento para Sul, com valores de 5737,7 m, 7170,3 m e 8944,4 m, nas porções norte, central e sul respectivamente (Figura 2E). Este aumento corrobora a continuidade da rotação anti-horária durante a definição do arcabouço estrutural da bacia.

5. CONCLUSÕES

A análise estrutural da bacia de Camamu a partir de restaurações 3D e mapas palinspáticos revelou que a evolução da Bacia se deu mediante movimentações claramente oblíquas desde os primeiros estágios de sua formação. Os modelos tridimensionais, juntamente com os campos de deslocamento calculados para cada cenário restaurado, mostram que movimentações laterais, marcadas em zonas de acomodação e/ou falhas de transferência são variavelmente desenhadas na cobertura sedimentar da bacia. Este fenômeno é aqui interpretado como produto da compartimentação de *strain* resultante dos contínuos reajustes das rotações de blocos desenvolvidos durante a evolução de uma margem claramente transtrativa, iniciada do Berriasiano, que evoluiu até o Eo/Mesoaptiano-Eoalbioano segundo trajetórias predominantemente NNE/ENE, ditadas por um regime transtrativo sinistral.



DEFORMAÇÃO DA FASE RIFT E SUBSEQUENTE REATIVAÇÃO PÓS-RIFTE NA REGIÃO ONSHORE DA BACIA PERNAMBUCO, NORDESTE DO BRASIL

Correia Filho, O.J.¹; Barbosa, J.A.²; Bezerra, F.H.R.³; Nogueira, F.C.C.⁴; Santana, F.R.¹; Buarque, B.V.¹; Magalhães, J.R.G.¹; Oliveira, J.T.C.¹; Silva, J.A.²

¹Programa de Pós-Graduação e Geociências – PPGEOC-UFPE, osv.correia@gmail.com

²Departamento de Geologia – DGEO/UFPE, barboant@hotmail.com

³Departamento de Geologia – DG/UFRN, bezerrafh@geologia.ufrn.br

⁴Unidade Acadêmica de Engenharia Mecânica - UAEM/CCT/UFCG, aulascezar@gmail.com

INTRODUÇÃO

A Bacia de Pernambuco (BPE) faz parte do conjunto de bacias formadas pelo rifte Atlântico Sul, que compõe a borda leste da Província Borborema. Em bacias sedimentares é comum a ocorrência de estruturas geradas por eventos compressivos, tardios ao processo de abertura. A partir da análise sistemática, com base em evidências diretas (afloramentos ou poços), ou indiretas (dados sísmicos e de métodos potenciais), foi possível identificar as idades dos principais pulsos compressivos e sua influência nos sistemas petrolíferos presentes (Zalán, 1986a, 1986b; Huang et al., 2016). Até o presente, a ocorrência deste tipo de evento e seus possíveis produtos, como estruturas compressivas, não foi tratado de forma sistemática na Bacia de Pernambuco, especialmente possíveis origens e relações tectono-estratigráficas. Trabalhos significativos em relação à evolução tectônica-estrutural da BPE foram realizados por Polônia (1997) e Lima Filho (1998). De forma geral, estes autores identificaram a ocorrência de duas famílias principais de estruturas rúpteis: 1 - falhas de borda, sintéticas ao movimento de abertura da bacia com trend NNE-SSW e mergulho forte para SE, em torno de 60° a 80°; 2 - falhas de transferência, que atuaram na criação de zonas de acomodação da deformação e apresentam trend preferencial NW-SE com mergulho sub-vertical. Almeida (2005) propôs a ocorrência de três estágios para a evolução estrutural da BPE; 1 - domínio de esforços extensionais associados à fase rifte, com uma fase inicial dominada por um trend NW-SE; 2 - e uma segunda fase, que foi influenciada por uma rotação do campo de esforços iniciais, durante o final do processo de rifteamento, com trend WNW-ESE, 3 - uma última fase que estaria relacionada a uma compressão tardia a abertura da bacia. O presente trabalho objetivou a investigação de estruturas compressivas em toda a faixa costeira da bacia. A pesquisa buscou entender as idades desses eventos, e sua influência na sucessão sedimentar. As informações obtidas permitiram aumentar a compreensão sobre os efeitos locais e regionais das reativações tectônicas sobre as estruturas das fases rifte e pós-rifte, e os efeitos sobre os depósitos sedimentares. As informações obtidas representam uma importante contribuição para o entendimento da influência desses processos para o sistema petrolífero da região, como a criação de trapas e de corredores de migração.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizado um trabalho abrangente de revisão da estratigrafia da bacia, a partir da coleta de dados geológicos e estruturais de superfície. Esta etapa foi auxiliada pelo uso de imagens de satélite, multiespectral e de radar (SRTM). Para a análise estrutural foram coletados dados das estruturas rúpteis (extensionais e compressivas). Os dados coletados foram tratados com o objetivo de se definir as famílias de estruturas tectônicas, sua relação temporal com os depósitos da sucessão sedimentar e os campos de paleotensões que controlaram a geração das estruturas. Para o estudo dos sets de estruturas foi utilizado o método de inversão proposto por Angelier (1984), para obtenção dos tensores principais de esforços. Todo o processamento dos dados foi realizado através do software TectonicsFP, a partir dos dados de orientação espacial dos planos e de estrias. Também foi realizada uma reinterpretção de três linhas sísmicas 2D, migradas em tempo, que totalizam 45 km de aquisição na região costeira da bacia. Para auxiliar a interpretação de feições regionais foram utilizados mapas geofísicos realizados a partir de um levantamento de gravimetria terrestre que cobre toda a faixa costeira, e de dados aeromagnéticos (Projeto Borda Leste da Borborema-CPRM).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Dado Geofísico Potencial

A interpretação do mapa de anomalia gravimétrica residual permitiu determinar que a região costeira da Bacia Pernambuco está situada sobre um graben estreito e alongado, paralelo a linha de costa, cuja charneira apresenta um trend dominante NNE-SSW, conforme anteriormente proposto por Oliveira (2013). O forte gradiente associados às falhas normais, foi correlacionado com os principais lineamentos gravimétricos. Estes lineamentos apresentam dois trends principais: NNE-SSW e NW-SE, que representam falhas normais e de transferência, respectivamente. As anomalias positivas, exibindo padrão retilíneo, no dado magnetométrico reduzido ao pólo foram observadas tanto no embasamento adjacente à bacia, quanto na região da faixa costeira da BPE. Elas apresentam valores que variam de ~400 nT até ~128 nT. No embasamento adjacente à Bacia Pernambuco, estas anomalias estão associadas às principais zonas de cisalhamento do Complexo Pernambuco-Alagoas, marcadamente as Zonas de Cisalhamento Riachão e Palmares (Silva Filho et al., 2010). Estas zonas de cisalhamento foram reativadas na fase rifte. A partir do dado magnetométrico, destaca-se a forte influência da ZCPE, que aparece claramente como um dipolo magnético alinhado, que corta a Província Borborema. A ZCPE apresenta trend dominante ENE-WSW no embasamento adjacente a bacia, e NE-SW na região da faixa costeira da BPE.

Dados de Sísmica de Reflexão 2D

A análise das seções sísmicas da região onshore da BPE, permitiu identificar o efeito causado por pulsos de reativações tardios, que afetaram as estruturas da fase rifte desta bacia. As falhas normais (NNE-SSW) e de transferência (NW-SE), ambas de alto ângulo, foram reativadas como falhas transpressionais e transtensionais. Foram observadas estruturas em flor, tanto positivas quanto negativas, dobras e propagação de falhas na forma de splay's a partir de planos pré-existentes.

Dados de Superfície

Tectônica Distensional

As estruturas mais antigas associadas à evolução do rifte na região onshore da BPE são representadas por falhas normais e de transferência relacionadas aos primeiros esforços de abertura. Estas falhas estão bem representadas nos afloramentos das Formações Cabo (Aptiano) e Suape (Albiano). Com base no conjunto de dados levantado, verificou-se que a frequência máxima de falhas distensionais está posicionada em 017 Az, e que a intensidade de mergulho de é de 26°. Falhas de alto ângulo ocorrem de forma secundária, e estão relacionadas às falhas de borda da BPE. As falhas da fase rifte apresentam uma rotação dos planos em direção ao Alto de Maragogi-Barreiros, de NNE-SSW para NW-SE. A análise do campo de paleotensões das estruturas do rifte, mostrou uma distensão com trend NW-SE, conforme proposto anteriormente (Polônia, 1997; Lima Filho, 1998; Almeida, 2005). Contudo a distribuição dos tensores principais das falhas normais associadas à fase rifte indica uma extensão oblíqua, evidenciada pelo tensor máximo que se apresenta verticalizado a sub-verticalizado.

Deformação Local Associada à Suíte Magmática Ipojuca (SMI)

Um conjunto específico de estruturas, abundantes nos depósitos sedimentares da região central da faixa costeira, relacionadas ao processo intrusivo das rochas da SMI, exhibe dominância de feições compressionais. Estas estruturas representam falhas reversas, de empurrão, pop-up's e dobras abertas. As falhas apresentam comprimento e rejeito métrico e foram formadas pelo processo de intrusão de rochas ígneas da SMI. A formação de sucessivas intrusões criou falhas e dobras que afetam inclusive os próprios corpos ígneos (diques e soleiras de riolito, traquito e basalto) e os depósitos vulcanoclásticos associados, além das rochas sedimentares encaixantes. A análise estatística dos planos de falha criados por este evento mostra uma relação com as falhas pré-existentes do rifte, e três trends principais: NW-SE, mais frequente, E-W, secundária, e por fim, NE-SW, menos frequente. Ocorre também um componente direcional mais difuso das estruturas compressionais, devido ao efeito local de deformação produzido pelas rochas da SMI. Quanto à intensidade de mergulho dos planos de falhas, foi possível constatar uma frequência máxima em torno de 20°.

Evidências de Reativações Tectônicas Cenozóicas

O terceiro evento tectônico identificado afetou todas as unidades sedimentares da BPE. As estruturas deste evento afetaram os depósitos da Formação Suape (Albiano) e da Formação Barreiras e sedimentos quaternários, a partir da reativação de estruturas pré-existentes, zonas de cisalhamento do embasamento, e falhas do rifte. Além disso, este terceiro evento também propiciou a formação de novas estruturas nas formações mencionadas. Desta maneira este terceiro evento é representado por estruturas de alto e baixo ângulo, com geometria local do tipo flor positiva e negativa, falhas normais, reversas e de empurrão. Em afloramentos estas estruturas tardias afetam com maior frequência os depósitos das Formações Suape (Albiano) e Barreiras (Mioceno). Essas estruturas apresentam dois trends principais: NNE-SSW e NWW-SEE. Além das estruturas transpressionais e transtensionais, também foram identificadas estruturas sismogênicas, nas Formações Barreiras e sedimentos quaternários. As feições de deformação sin-deposicional geraram níveis isolados no acamamento. Foram encontradas estruturas em chama, ball-and-pillow, lâminas com acamamento convoluto e microfalhas reversas. Propõe-se que tais feições tiveram origem em eventos quaternários.

CONCLUSÕES

A coleta sistemática de dados estratigráficos e estruturais ao longo da região onshore da BPE permitiu caracterizar os eventos tectônicos que influenciaram a formação da bacia até o presente. Esta bacia apresenta uma fase inicial de deformação associada ao processo de rifte oblíquo que compreende pelo menos dois pulsos com trends diferentes, NW-SE, mais antigo, e E-W (mais jovem). Esta variação do campo de tensão da fase rifte está relacionada à rotação do eixo de extensão, causado pela rotação da Placa Sul-Americana. Foi identificado ainda um evento que gerou feições predominantemente compressionais, e que afetou principalmente as rochas de idade Albiana. Este evento possui componente local associado ao processo de intrusão de rochas ígneas da SMI, e é representado por falhas e dobras que afetaram tanto as próprias rochas ígneas intrusivas, quanto os depósitos sedimentares encaixantes. O terceiro evento de deformação identificado é caracterizado pela reativação transcorrente de estruturas pré-existentes, tanto as estruturas criadas pela fase rifte, quanto às zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas do embasamento adjacente. As falhas e dobras identificadas pela pesquisa apresentam potencial de criação de trapas estruturais e corredores de migração. Desta forma, as informações obtidas trazem uma importante contribuição para a definição do sistema petrolífero da Bacia de Pernambuco.

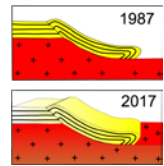
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, C.B., RABELO, L., SÁ, E.F.J., VASCONCELOS, P.M.P, MEDEIROS, W.E. (2005). Tectônica e relações estratigráficas na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v.13, n. 2, p.167-180.
- ANGELIER, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89: 5835-5848.
- BEZERRA, F.H.R., ROSSETI, D.F., OLIVEIRA, R.G., MEDEIROS, W.E., NEVES, B.B. BRITO, BALSAMO, F., NOGUEIRA, F.C.C., DANTAS, E.L., ANDRADES FILHO, C., GÓES, A.M. (2014). Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 614, p. 78-90.
- HUANG, L., LIU, C., WANG, Y., XUE Y., ZHAO, J. (2016). Hydrocarbon accumulation in strike-slip fault restraining bends: New insights into the tectonic controls on the Penglai 19-3 and Penglai 25-6 oil fields, Tan-Lu fault zone, east China. *AAPG Bulletin*, v. 100, no. 8, pp. 1239-1263.
- LIMA FILHO, M.F. 1998. Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, IAG-USP, São Paulo. 139 pp.
- OLIVEIRA, J.T.C. (2013). Análise integrada de dados geofísicos da transição crustal (continente-oceano) da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brasil, 65 pp.

SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., FERREIRA, V.P., ARMSTRONG, R.A., SIAL, A.N. (2010). Ediacaran Aguas Belas Pluton, Northeastern Brazil: Evidence on Age, Emplacement and Magma Sources During Gondwana Amalgamation. *Gondwana Res.* 17, 676-687

ZALÁN, P.V. (1986a). Identificação de Falhas Transcorrentes em Seções Sísmicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v.16, n.3, p. 258-265.

ZALÁN, P.V. (1986b). A Tectônica Transcorrente na Exploração de Petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v.16, n.3, p. 245-257.



ARCABOUÇO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DO VAU DA BOA ESPERANÇA – BARREIRAS/OESTE DA BAHIA

Thiago Winícios Alves Araújo¹, Clayton Ricardo Janoni¹, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa¹

¹Universidade Federal do Oeste da Bahia, e-mail: thyagowinicios@windowslive.com;

1. APRESENTAÇÃO

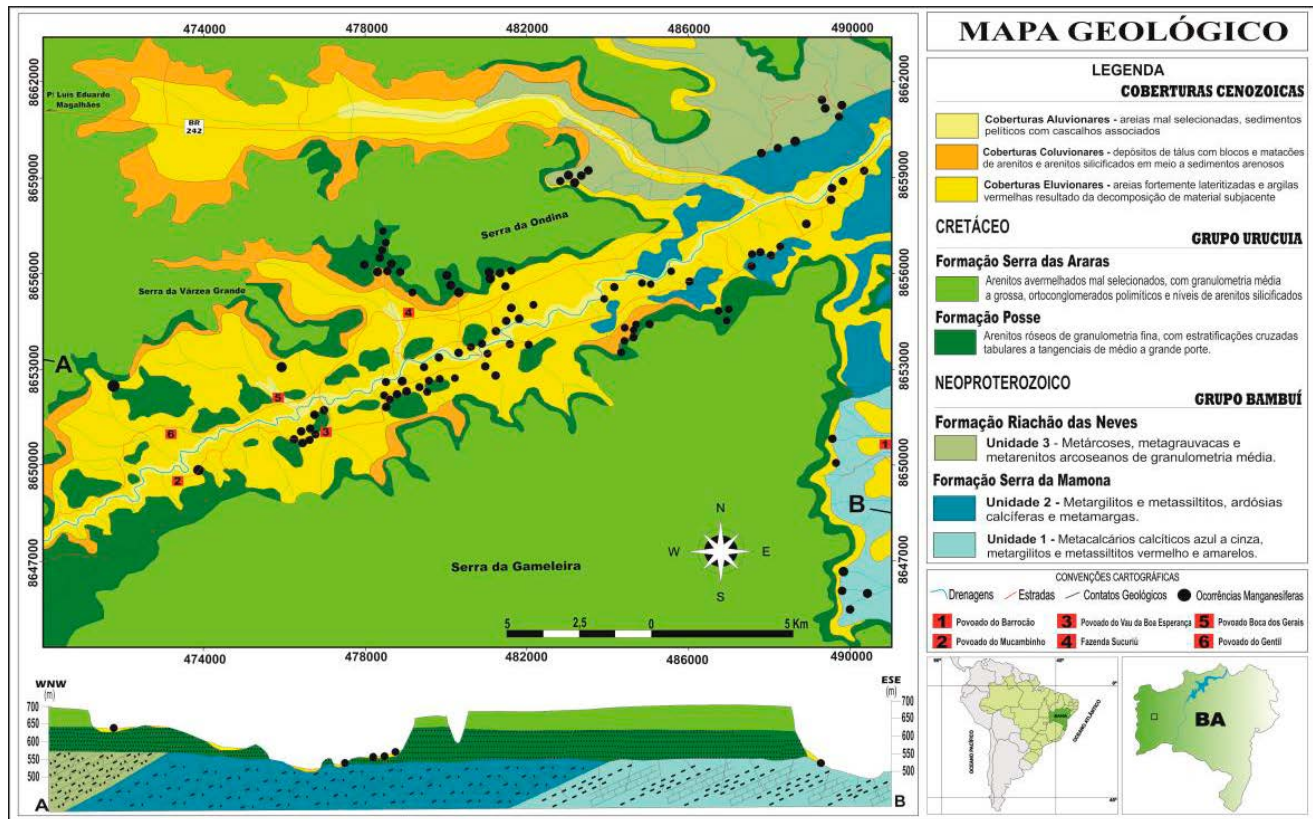
A região Oeste da Bahia está inserida geologicamente no setor setentrional do Cráton do São Francisco (CSF), estabelecendo contatos imediatos com faixas de dobramentos e bacias sedimentares justificando o quadro geológico regional. No Oeste da Bahia os principais compartimentos geológicos são representados pela Bacia do São Francisco fazendo contato imediato com o Orógeno Rio Preto a norte, e ainda ocorre à cobertura sedimentar continental flúvio-desértica denominada de Bacia Sanfranciscana.

A área de estudo está inserida na porção noroeste do Cráton do São Francisco (CSF), sobre os domínios da Bacia São Francisco, localmente conhecido como Vau da Boa Esperança, distando aproximadamente 15 km a oeste da sede do município de Barreiras/BA correspondendo a um vale de direção NE-SW (Figura 1).

O Vau da Boa Esperança enquadra-se nos domínios pericratônicos da sedimentação marinha que recobriu o CSF, cuja estruturação herdada se deu no final do ciclo evolutivo da Bacia Rio Preto que foi responsável pela deposição de sedimentos predominantemente siliciclásticos que arquitetam o Orógeno Rio Preto de idade neoproterozoica. Relacionado ao final deste ciclo durante a orogenia brasileira, a área passou para um cenário onde ocorreram fenômenos de subsidência devido à sobrecarga das frentes orogenéticas concomitantemente com fenômenos de deglaciação e invasão por mares epicontinentais, ocorrendo dessa forma, uma migração do depocentro da bacia cuja deposição alternou entre plataformas carbonáticas e domínios pelágicos (Caxito, 2010).

Segundo Campos & Dardene (1997), no Cretáceo relacionado à abertura da margem Atlântica Sul e mudança nos tensores, ocorreram processos tafrogênicos que assolaram a área cuja deposição se processou em ambiência essencialmente eólica representada pelos litotipos arenosos do Grupo Urucuia. Por fim relacionado a ciclos erosivos e atividade neotectônica, o relevo da área é configurado culminando com deposição de coberturas terciárias e quaternárias detríticas.

Este trabalho tem o intuito de apresentar as feições observadas no substrato rochoso, decorrentes da evolução geológica atuante na área de estudo através dos dados litoestratigráficos e estruturais. As deformações apresentam-se em caráter dúctil e rúptil impressas nas litologias das formações Serra da Mamona e Riachão das Neves do Grupo Bambuí, e sobrejacente pelas Formações Posse e Serra das Araras do Grupo Urucuia.



3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A análise estrutural permitiu a caracterização das estruturas deformacionais em um regime dúctil, caracterizado pelas foliações na direção NE/SW, impressas nos litotipos das formações Serra da Mamona e Riachão das Neves, do GB. As estruturas deformacionais rúpteis correspondem ao padrão de fraturas impressas nas referidas unidades citadas anteriormente, e sobretudo nas Formações Posse e Serra das Araras, do GU sobrejacente (Figura 3).

A área foi afetada por apenas uma fase de deformação. Os elementos estruturais observados nestas unidades do GB se justificam com clivagem penetrativa, dobras em chevron e kink, além de uma foliação marcada pelo plano máximo de direção strike/dip N240°/32°NW.

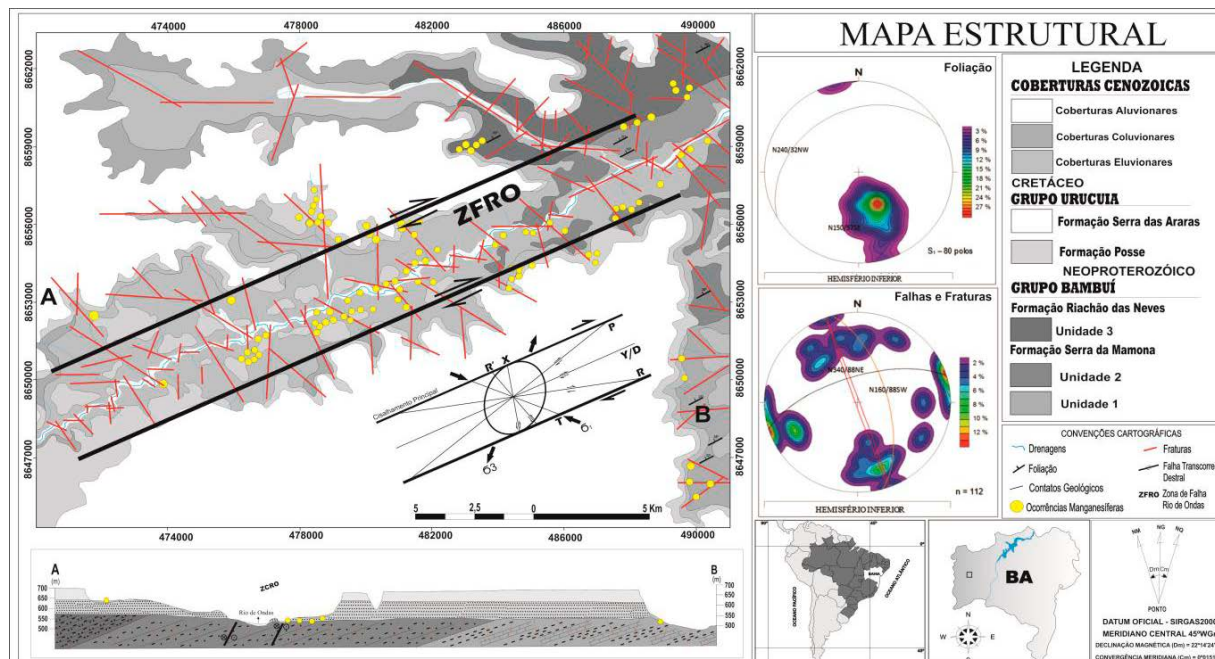


Figura 3. Mapa Estrutural do Vau da Boa Esperança – região de Barreiras/BA.

Os padrões de famílias de fraturas permitiram a observação da região do Vau da Boa Esperança nas porções noroeste e sudeste. A porção noroeste apresenta como padrões de fraturas direções com máximo dos planos strike/dip N160°/88°SW e N340°/88°NE (juntas e fissuras), e direções N252°/66°SE (fraturas cisalhantes). A porção sudeste apresenta direções NW/SE, com máximas dos planos strike/dip N342°/89°NE e N162°/88°SW, e direções NE/SW, com máximas dos planos N069°/87°SE e N249°/88°NW (juntas e fissuras). Com a análise dos dados, percebeu-se uma mudança significativa na direção de propagação das fraturas, nas duas porções da região do Vau da Boa Esperança.

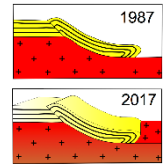
Foi possível constatar também a presença de uma zona de falha transpressiva dextrógera, a Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO), com mergulhos de alto ângulo para norte-noroeste (máximo modal: N230°/78°NW). Esta estrutura está associada às deformações brasileiras do Orógeno Rio Preto, que não afetaram os litotipos do Grupo Urucuiá.

4. CONCLUSÕES

O regime tectônico aplicado no Oeste da Bahia refere-se à atuação de um regime compressivo relacionado ao ciclo Brasiliano, gerando zonas de falha transpressivas dextrais NE-SW associadas ao sistema Riedel para zonas transcorrentes, responsáveis pela instalação dos rios regionais, com isto, o controle estrutural do Vau da Boa Esperança, ocorre apoiado em zona de falha dextral, com padrão de fraturas R' e R bastante recorrentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BIZZI, L. A. et al. (2003). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM. 692p.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. (1997). Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana. Revista Brasileira de Geociências, v.27, p. 269-282.
- CAXITO, F. A. (2010). Evolução Tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia/Sul do Piauí. Dissertação de Mestrado. UFMG, 150 p.



EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PREENCHIMENTO DA BACIA NATIVIDADE NA REGIÃO DE ALMAS – TO.

Marina Seraine Ferandes de Souza¹; Tassiane Pereira Junqueira¹; Túlio Gabriel Ramos Ribeiro¹; Marco Antônio Caçador Martins-Ferreira¹

¹Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, Brazil. Email: marina.seraine@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho apresenta uma compilação de dados geológicos das áreas mapeadas no âmbito do Projeto Almas, trabalho de conclusão do curso de graduação de Geologia na Universidade de Brasília, realizado na região de Almas, Tocantins, em uma área de 1536km² (figura 1).

O Grupo Natividade foi alvo de estudos de diversos autores, como Gorayeb *et al.* (1988) e Saboia (2009). A partir de novos dados coletados em mapeamento geológico em escala de detalhe (1:50.000), espera-se contribuir para o conhecimento geológico acerca da evolução tectônica e preenchimento da Bacia Natividade.

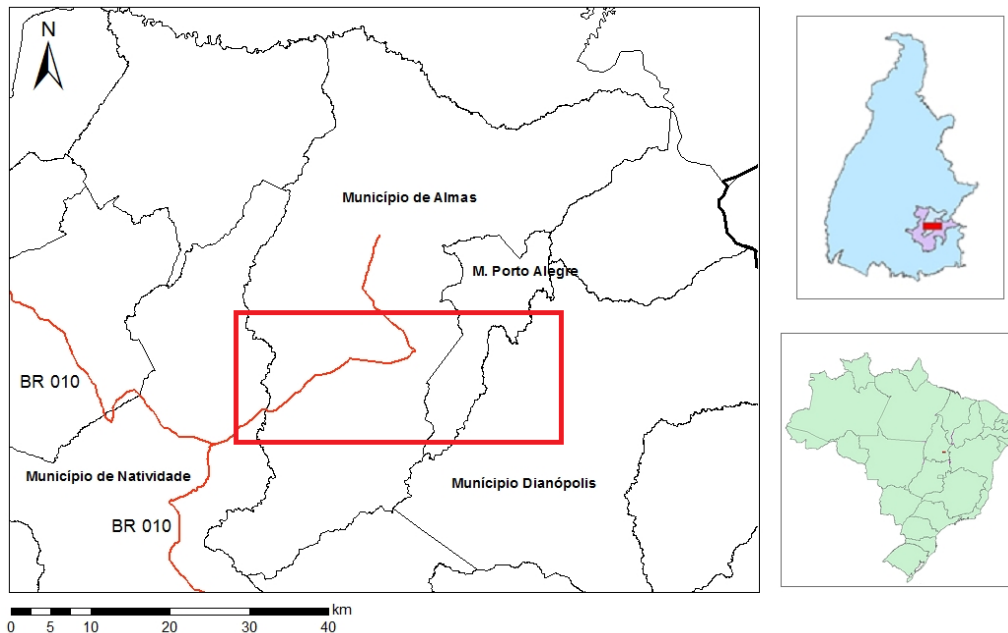


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, município de Almas, no estado de Tocantins.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida na porção norte da zona externa da Faixa Brasília, onde predominam as rochas do terreno granito-*greenstone* do Tocantins interpretadas como o embasamento da faixa e borda retrabalhada do Cráton São Francisco (Cruz e Kuyumjian, 1998).

Durante o período Estateriano (1,8-1,6 Ga), desenvolveu-se uma rede de *rifts* ensiálicos, processo conhecido como Tafrogênese Estateriana. É neste contexto que são depositados os sedimentos continentais intercalados com rochas vulcânicas do Supergrupo Espinhaço e Grupo Araí. O Grupo Natividade é considerado por Costa *et al.* (1976) e Marini *et al.* (1984), como um prolongamento setentrional da fase pós-rifte do Grupo Araí.

3. RESULTADOS

De maneira geral, foram descritas quatro unidades principais com variadas litofácies na área de estudo, além de um conglomerado basal, como indicado na tabela 1 e nas figuras 2 e 3.

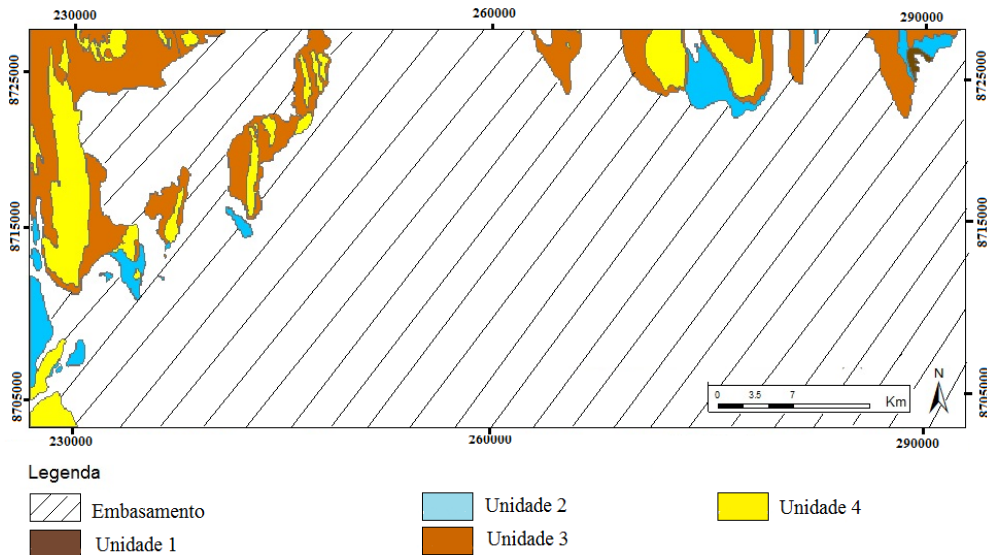


Figura 2: Mapa geológico da região de Almas com as principais unidades do Grupo Natividade mapeadas.

Tabela 1: Descrição das principais litofácies e estruturas sedimentares primárias preservadas.

UNIDADES	LITOFÁCIES	ESTRUTURAS PRIMÁRIAS
Unidade 4	Quartzito puro, quartzito micáceo, metaconglomerado monomítico clasto-suportado e metagrauvaca.	Estratificação cruzada, estratificação plano-paralela e gradação inversa.
Unidade 3	Filito sericítico, sericita xisto e muscovita quartzo xisto.	Estratificação plano-paralela e marcas de onda.
Unidade 2	Mármore calcítico, mármore dolomítico, calcixisto, metacalcário e metamarga.	Marca ondulada e estromatólito.
Unidade 1	Metapelito carbonoso.	Estratificação plano-paralela e pseudomorfo de pirita.
Conglomerado basal	Metaconglomerado polimítico, matriz-suportado, mal-selecionado.	Maciço.

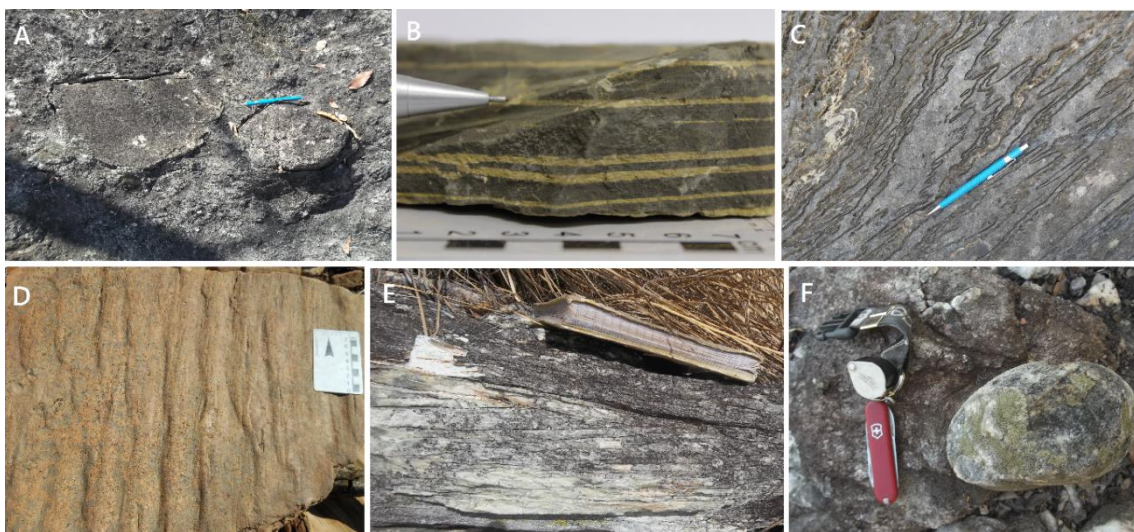


Figura 3: A) Metaconglomerado polimítico basal. B) Metapelito carbonoso. C) Carbonato. D) Filito sericítico com marcas onduladas. E) Quartzito micáceo com estratificação cruzada. F) Metaconglomerado monomítico clasto-suportado.

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os dados litoestratigráficos levantados indicam que a deposição da sequência sedimentar está condicionada a ambiente marinho com subambientes individualizados a partir da correlação e sucessão de fácies, como indicado na figura 3.

Relacionados à fase inicial de sedimentação, na base da sequência sedimentar, foram descritos metaconglomerados polimíticos, matriz-suportado, mal-selecionados, contendo seixos e grânulos angulosos de fragmentos líticos de tonalito, quartzito, grauvaca e rocha vulcânica. A ocorrência e variedade destes clastos indica um possível processo de retrabalhamento das rochas do embasamento em um regime de transgressão marinha.

Posteriormente, na porção sudoeste, estabeleceu-se um ambiente marinho de plataforma mista. São depositadas rochas carbonáticas, em paleoaltos representados por domos do embasamento, e sedimentos terrígenos, que evidenciam um ambiente plataformal misto influenciado por ondas. Na porção nordeste da área, são observadas rochas de granulometria mais fina, como metapelitos carbonosos, filitos sericiticos e presença de estromatólitos. A partir da associação das fácies, sugere-se um ambiente de menor energia e isolado, como um ambiente marinho restrito ou lagunar.

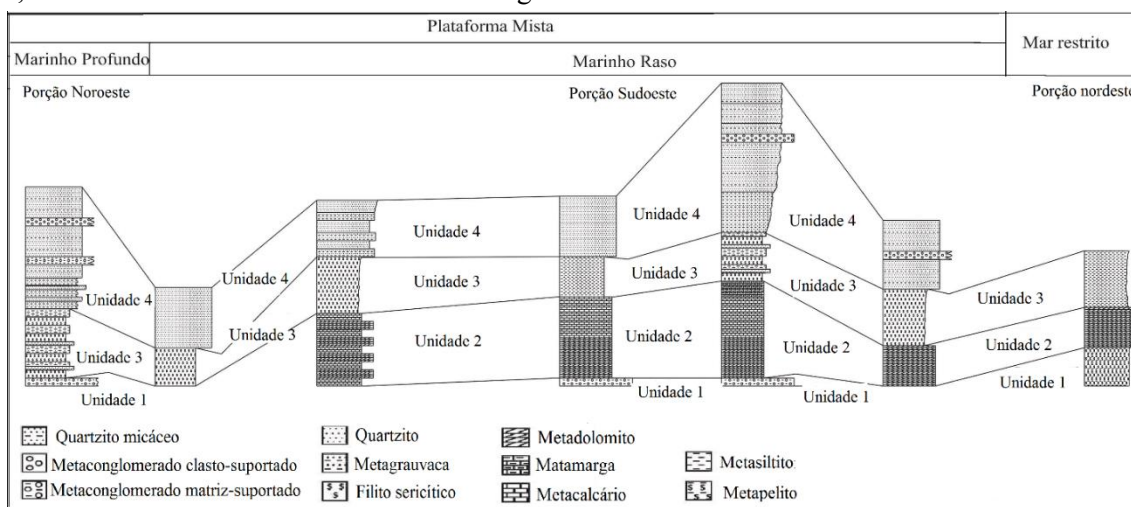


Figura 4: A porção oeste da área de estudo foi interpretada como uma plataforma mista e individualizada em ambientes marinho profundo (à noroeste) e marinho raso (à sudoeste). A porção nordeste da área apresenta características que sugerem um ambiente marinho restrito.

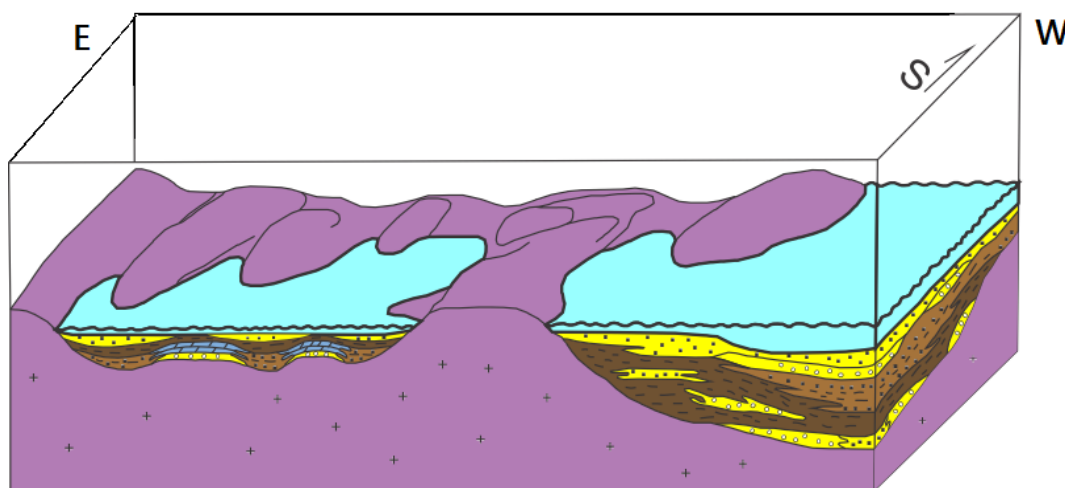


Figura 5: Modelo deposicional para a Bacia Natividade. Em roxo estão representadas as rochas do embasamento, em azul as rochas carbonáticas, em marrom rochas pelíticas e grauvacas e em amarelo quartzito e conglomerado. Deposição proposta em ambiente marinho intracontinental com elevações do embasamento formando lagunas e mares restritos (à leste) e depósitos turbidíticos da porção noroeste da bacia associados à quebra de relevo.

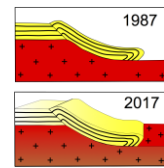
A sequência sedimentar à noroeste da área de estudo, apresenta uma associação de fácies que sugere interpretação de uma sequência turbidítica do tipo III, levando em consideração o modelo de Mutti (1992). São descritas rochas sedimentares de granulometria fina intercaladas com porções psamíticas a conglomeráticas com ocorrência de gradação. Assim, sugere-se que estas rochas foram depositadas em um ambiente marinho plataformais mais profundo, associado a quebra de relevo abrupta.

O Grupo Araí tem sua sedimentação comprovadamente associada ao desenvolvimento do *rift* com individualização da fase *rift* e *sag* bem diferenciadas (Dardenne, 1999 e Alvarenga, 2002). Já o Grupo Natividade, na região de estudo, não apresenta registros das fases pré-rifte e rifte. Portanto, a Bacia Natividade pode ser interpretada como uma bacia intracontinental e foi formada a partir de um processo de subsidência termo-flexural relacionado ao período pós-*rift*.

O processo de rifteamento que influencia na formação desta bacia ocorreu a sul da área do Projeto Almas, portanto esperava-se uma bacia raseando para norte. Todavia observa-se o contrário, há um aprofundamento da bacia para norte/noroeste da área mapeada em decorrência de um paleoalto geográfico a sul da área do Projeto que evolui para um paleotalude a norte/noroeste. Isto pode ser explicado pela ocorrência de domos relacionados ao Complexo Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (embasamento), melhor preservados de processos erosivos. Esse fator também pode explicar uma possível depressão topográfica contornada por domos das rochas do embasamento na porção nordeste, que gerou um ambiente marinho e/ou lagunar restrito.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarenga, Carlos José Souza de; Botelho, N.F.; Dardenne, M.A.; Campos, J.E.G.; Meneses P. R.; Moura, M.A.; Martins, F. A. L. 2002. Eventos Rifte e Pós-Rifte do Final do Paleoproterozóico no Embasamento da Faixa Brasília. In: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais, p. 289-290.
- Cruz, E.L.C.C. e Kuyumjian, R.M. 1998. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: almas-dianópolis region, tocantins state, central brasil. Rev. Bras. Geoc., 28(2):173-182.
- Costa, L.A.M; Portela, A.C.; Nilson, A.A., Vale, C.R.O.; Marchetto, C.L.M; Santos, E.L.; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, R.; Marchetto, P.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mosmann, R.; Oliveira, T.F.D.; Silva, W.E. 1976. Projeto Leste do Tocantins, Oeste do Rio São Francisco. Conv. DNPM/CPRM/PROPESC. Relatório final inédito, Rio de Janeiro. 227-334.
- Dardenne M.A., Campos J.E.G., Alvarenga C.J.S., Martins F.A.L., Botelho, N.F. 1999. A sequência sedimentar do Grupo Araí na região da Chapada dos Veadeiros, Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste e Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília, Atas, p. 100.
- Gorayeb P.S.S, Costa J.B.S, Lemnos R. L., Gama Jr. T., Bemerguy R.L., Hasui Y. 1988. O Pré Cambriano da Região Natividade, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 391-397.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A, Loguércio S.O., Ramalho R., 1984. As faixas de dobramento, Uruaçu, Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (words), Geologia do Brasil, Brasília, DNPM, pp. 251-303.
- Mutti, Emiliano. *Turbidite sandstones*. Agip, Instituto di geologia, Università di Parma, 1992.
- Saboia, A.M., 2009. Litoestratigrafia do Grupo Natividade e vulcanismo em Monte do Carmo, Estado de Tocantins. Universidade de Brasília, Insituto de Geociências, Dissertação de Mestrado em Geologia, nº 263.



MODELAGEM 2D DO GRÁBEN DO RIO SANTANA A PARTIR DE DADOS MAGNETOMÉTRICOS

Gabriel Pinheiro Souza¹, Sílvia Real e Silva², Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti³, Jonne Clay Fonseca Vidal⁴

- ¹ Universidade do Estado do Rio de Janeiro, e-mail: gb_pinheiro@yahoo.com
² Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, e-mail: silviarealgeo@gmail.com
³ Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, e-mail: ahgontijo@gmail.com
⁴ Observatório Nacional, e-mail: jonvidal1@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

No sudeste brasileiro a movimentação resultante dos eventos tectônicos do Mesozoico-Cenozoico, em grande parte, associa-se às reativações de discontinuidades e anisotropias pré-cambrianas, às quais persistem até a atualidade e respondem pela geração e/ou reativação de áreas soerguidas e abatidas. Neste contexto, o Gráben do Rio Santana (GRS) constitui uma expressiva feição neotectônica com evolução considerada entre o Mioceno Médio e o Quaternário (Gontijo *et al.*, 2010), que se aloja entre as escarpas de borda do segmento ocidental do Gráben da Guanabara, entre os municípios de Miguel Pereira, Japeri e Paracambi, RJ (Figura 1.a). Trata-se de uma estrutura do tipo *full*-gráben, de cerca de 15 km de comprimento e 2 km de largura, de direção NE, delimitado por escarpas com caimentos para SE e NW, compartimentado por falhas NW com mergulhos para SW. Ocorrem ainda falhas de direções ENE, WNW, NNW e NNE. O GRS aloja três depocentros, as bacias Rio João Correia, Conrado e Japeri, sendo que dados geofísicos utilizando o método CSAMT-Controlled Source Audiomagnetotelluric mostrou fortes discordâncias de espessuras de sedimentos cujas profundidades podem superar 300 metros para a Bacia de Conrado (Gontijo *et al.*, 2010; Pinheiro, 2016). Para dar subsídios ao entendimento deste gráben, sobretudo a espessura do pacote sedimentar, a geometria e a tectônica, o objetivo desta pesquisa foi a determinação dos parâmetros de profundidade e forma, a partir da análise e modelagem de dados magnetométricos obtidos na Bacia de Conrado. A litologia é dada por rochas pré-cambrianas, constituídas por metapelitos e granitóides do Dom. Pirai-Bemposta, granodioritos e tonalitos do Dom. Rio Negro e granitóides da Serra dos Órgãos, além de diques cretáceos e sedimentos cenozoicos (Figura 1.b).

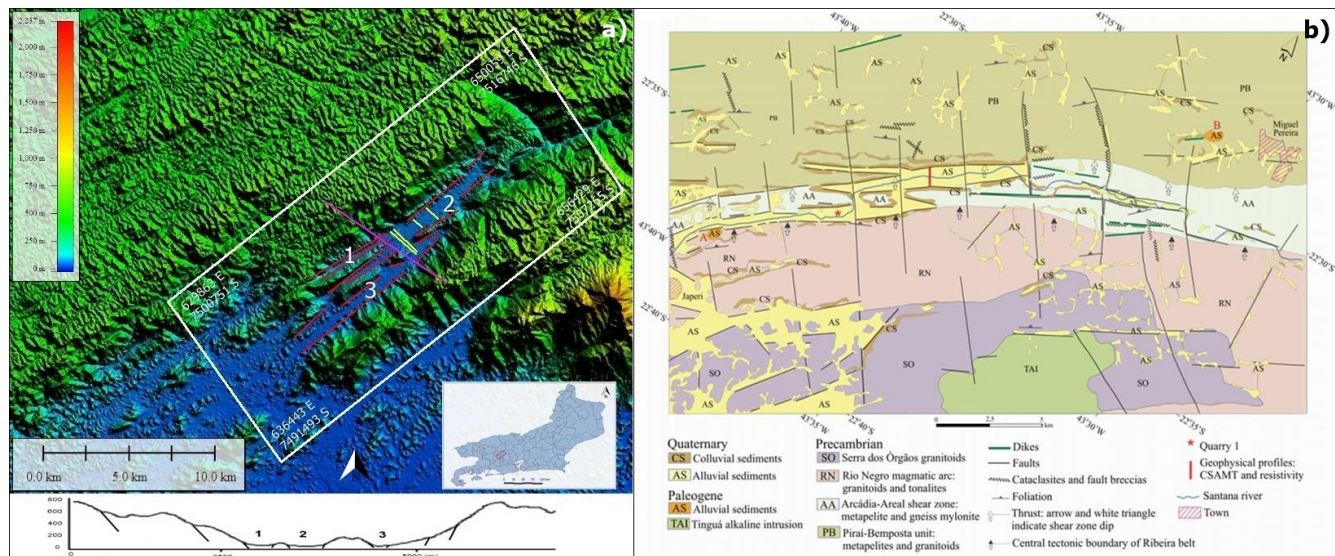


Figura 1: a) Localização da área, sendo as linhas: vermelhas – as falhas de borda NE; amarela – os perfis magnetométricos; rosa – o perfil topográfico. Bacias: 1 – Rio João Correia, 2 – Conrado e 3 – Japeri. b) Mapa geológico do Gráben do Rio Santana (Gontijo *et al.*, 2010).

2. METODOLOGIA

2.1. Aquisição dos Dados

O levantamento dos dados geofísicos foi realizado a partir de perfis os quais possuem distância média entre si da ordem de 200 m. O espaçamento entre as estações que compõem cada perfil possui uma variação de 10 a 20 m. Os perfis foram dispostos transversalmente em relação ao fluxo do Rio Santana (Figura 2), o qual se desenvolve em concordância com a estruturação NE apresentada pelo GRS. O período de amostragem se deu entre os meses de maio e junho do ano de 2006, tendo sido realizado pelo Observatório Nacional.

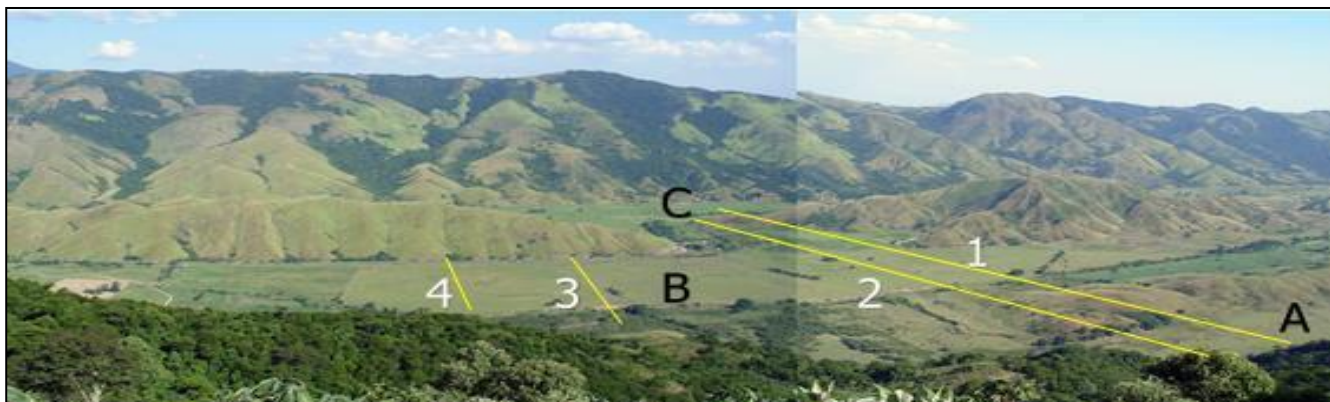


Figura 2: Visada S do GRS com a localização dos perfis magnetométricos. O relevo tectônico destaca a escarpa de borda SE e os depocentros das bacias: A – Rio João Correia; B – Conrado e C – Japeri.

2.2. Processamento dos Dados

2.2.1. Controle de Qualidade

Esse procedimento possibilitou a visualização, bem como a remoção, quando necessário, de spikes os quais são gerados por ruídos e não são representativos do comportamento do campo magnético. Outro procedimento foi a aplicação de filtros passa-baixa com o intuito de se eliminar ruídos de alta frequência presentes nos dados.

2.2.2. Remoção da Variação Diurna

Esta fase do processamento dos dados dedicou-se à remoção da variação diurna do campo magnético terrestre causada por efeitos externos como, por exemplo, a interação entre a radiação solar e a magnetosfera da Terra. O procedimento leva em consideração a hora exata das medições realizadas na estação fixa e ao longo dos perfis. A diferença entre essas duas medições é adicionada à variação média do campo magnético registrada ao longo do dia para que a remoção da variação diurna seja concluída.

2.2.3. Remoção do IGRF

A terceira etapa do tratamento dos dados consistiu na remoção da influência do campo geomagnético. Esse procedimento é realizado a partir do cálculo do IGRF seguido de sua subtração dos valores previamente obtidos. Esse procedimento também incluiu o cálculo da intensidade, inclinação e declinação magnéticas, os quais apresentaram para a área de estudo valores médios de 23338,42, -35,74 e -21,5, respectivamente.

2.2.4. Interpolação dos Dados

Após o término de todas as fases de tratamento, obteve-se o valor referente ao campo magnético total (TMI – Total Magnetic Intensity) gerado exclusivamente pelas estruturas geológicas presentes em subsuperfície.

Os valores obtidos são representativos das anomalias magnéticas registradas e permitiram a interpretação de estruturas em subsuperfície.

Os perfis foram então divididos em três pares e devidamente interpolados, com o auxílio do Oasis Montaj, de acordo com o método da mínima curvatura. Após a aplicação desse método, tornou-se possível a geração dos mapas de campo total para cada par de perfis interpolados.

2.3. Modelagem

Empregou-se a técnica da modelagem direta, a qual se baseia na construção de um modelo a partir de conhecimentos geológicos e geofísicos prévios da região. O processo de modelagem foi feito considerando-se um embasamento de composição gnáissica sobreposto por uma camada sedimentar. A escolha dessa composição para o embasamento baseou-se na observação da ocorrência comum desse litotipo nos domínios geológicos presentes na região (Piraí-Bemposta, Arcádia-Areal e Rio Negro), como pode ser observado no mapa geológico da área (Figura 1.b).

Considerou-se que o padrão das anomalias observadas é gerado exclusivamente pelos valores de suscetibilidade magnética do embasamento. Tal consideração pode ser feita uma vez que a camada sobrejacente é composta por depósitos sedimentares, os quais não apresentam valores significativos de suscetibilidade magnética conforme descrito na literatura.

O processo de modelagem se baseou no ajuste da curva calculada pelo *software* com aquela gerada pelas anomalias magnéticas medidas em campo. Então, deve-se efetuar manipulações na disposição entre embasamento e cobertura sedimentar de modo que as curvas se ajustem da melhor maneira possível (Blakely, 1996).

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A partir da geração dos mapas de campo total, tornou-se possível o maior detalhamento do comportamento das anomalias magnéticas na localidade. Observou-se que o trend preferencial segue a direção NE, similar ao comportamento das falhas de borda que controlam a dinâmica do GRS (Gontijo *et al.*, 2010). Notou-se ainda a intercalação de altos e baixos magnéticos associados ao contato entre as discontinuidades crustais. Essa intercalação dos valores de campo magnético se dá preferencialmente na direção NW/SE, a qual representa o maior contraste entre as anomalias observadas (Figura 3). De modo geral, as anomalias representadas nos mapas variam aproximadamente entre -450nT e 240nT.

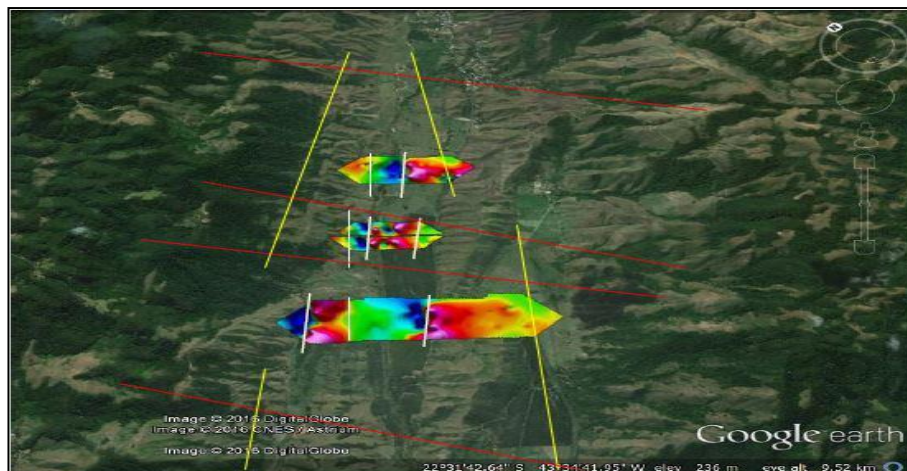


Figura 3: Descontinuidades magnéticas (traços brancos) associadas à falhas de direção NE, paralelas às de borda (traços amarelos). As anomalias são deslocadas por falhas de transferência NW (traços vermelhos).

Há um forte controle das falhas NE e NW, permitindo a associação entre os contatos das anomalias magnéticas e as principais quebras e deslocamentos do relevo. A anomalia representada ao centro da imagem indica um deslocamento para noroeste que poderia estar associado às falhas de transferência NW (traços

vermelhos). Este fato sugere uma segunda fase de reativação da área, onde as falhas NW, que em um primeiro momento teriam sido geradas como normais, subcompartimentando o gráben, posteriormente, evoluíram para falhas de transferência.

Os modelos desenvolvidos a partir dos perfis geofísicos evidenciaram uma estruturação grabenforme gerada pela convergência de falhas de borda com cinemática normal e vergência para NW e SE (Figura 4), assim como ocorre na superfície. Os perfis mostram o depocentro principal da Bacia de Conrado com uma profundidade máxima de aproximadamente 300 m, conforme mostrado por Gontijo *et al.*, 2010. Os depocentros secundários possuem profundidades médias entre 50 e 70 m, sendo caracterizados por fossas formadas a partir de falhas normais de alto ângulo que se instalam nas porções mais interiores das bacias.

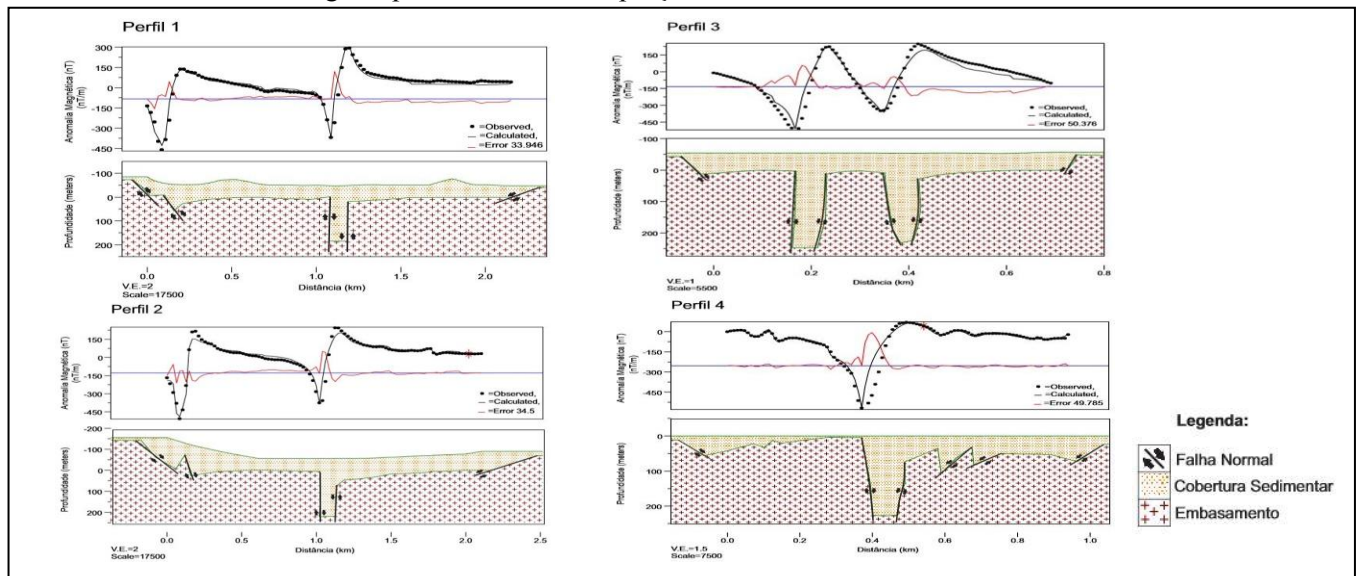


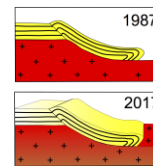
Figura 4: Modelos geofísicos 2D evidenciando as configurações do embasamento sob as bacias de Conrado, Rio João Correia e Japeri.

4. CONCLUSÃO

As falhas desenvolvidas na região apresentam padrões sintéticos e antitéticos, os quais são desenvolvidos quando da existência de sistemas de meio-grábens adjacentes. No caso do GRS, os meio-grábens estão dispostos paralelamente e apresentam falhas de borda convergentes, o que leva à geração de fossas e altos intrabacinais. A presença de falhas de borda convergentes, de direção NE, em associação com o desenvolvimento de falhamentos sintéticos e antitéticos, além das fossas e dos altos intrabacinais, permitiu caracterizar o GRS como um *full*-gráben, de acordo com as definições de Rosendahl *et al.* (1986).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BLAKELY, R. J. (1995). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 1ª Edição. 441p.
- GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; BEZERRA, F. H. R. ; TERRA, E. LA ; ALMEIDA, J. C.H. (2010). Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. xx, p: 1-15.
- PINHEIRO, G. S. (2016). Modelagem 2D do Gráben do Rio Santana (RJ) a partir de dados magnetométricos. Monografia de Graduação, DEGEO/UFRRJ. 64 p.
- ROSENDAHL, B. R.; REYNOLDS, D. J.; LORBER, P. M.; BURGESS, C. F.; MCGILL, J.; SCOTT, D.; LAMBIASE, J. J.; DERKSEN, S. J. (1986). Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. Geological Society, v. 25, p. 29-43. (Geological Society Special Publication).



LITOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO MOEDA, IMPLICAÇÕES PARA OS ESTÁGIOS INICIAIS DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA MINAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Mariana de Resende Madeira¹, Gustavo Pereira Martins¹, Maximiliano de Souza Martins¹

¹ Universidade Federal de Ouro Preto: marirmadeira@gmail.com, martins.mgeo@gmail.com, maximilianomartins@yahoo.com.br

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

As unidades supracrustais arqueanas/paleoproterozoicas do Quadrilátero Ferrífero (Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Minas) compreendem dois ciclos tectônicos envolvendo bacias importantes, pois, além dos diversos recursos minerais associados, preservam características de bacias antigas que descrevem parte da história evolutiva da plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1976).

A bacia Minas, caracterizada como ensíalica e/ou margem passiva (Alkmim & Marshak 1998), tem como unidade basal de ampla distribuição areal neste cenário a Formação Moeda (Wallace, 1958). Esta unidade pertence à base do Grupo Caraça, e, na área estudada, tem como contato de topo os filitos da Formação Batatal, e de base as metavulcano-sedimentares do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) e/ou gnaisses/granitos do Complexo Bonfim (Dorr, 1969).

Os levantamentos sedimentológicos/estratigráficos de detalhe focados na Formação Moeda na porção setentrional da serra de mesmo nome ainda são escassos. Os trabalhos mais significativos são de Wallace (1965) e Vilaça (1981) que dividiram a Formação Moeda em três unidades estratigráficas. Segundo estes autores a unidade basal (moeda 1), composta por metaconglomerados e quartzitos grosseiros a médios, caracterizando um sistema aluvial/fluviial (*braided river*). A unidade intermediária (moeda 2) possui um pacote de filito com laminações de quartzito fino a siltitos, representando uma transgressão marinha. A unidade superior (moeda 3) é representado por novo nível de metaconglomerados lenticulares sobrepostos por quartzitos com estratificação cruzada, marcando novamente regime aluvial/fluviial (*braided river*).

Considerando que a região em foco contém as porções mais proximais do ponto de vista sedimentológico da Formação Moeda (Renger *et al.* 1994), busca-se contribuir para o entendimento da evolução tectono-sedimentar desta unidade. Para tanto, foram realizados sete perfis estratigráficos de detalhe (escala 1:200) seis na serra da Calçada e um na serra das Gaivotas. Foi identificado, quando possível, a composição e características mineralógicas, a textura da rocha, as estruturas sedimentares, geometria das camadas, e as direções de paleocorrentes, buscando, posteriormente, agrupar as litofácies segundo os modelos de fácies, e, realizar as interpretações de ambientes deposicionais (Miall, 1992).

2. LITOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO MOEDA NA PORÇÃO NOROESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

A partir dos sete levantamentos litoestratigráficos realizados foi possível distinguir nove litofácies, as interpretações destas foram feitas com base em Miall (1977). A **Gms** ou metaconglomerado matriz suportado, possui gradação discreta e está associada a depósitos de fluxo de detritos. A **Gm**, metaconglomerado clasto suportado, maciço ou com acamamento grosseiro horizontal, pode ser interpretada como sendo barras longitudinais e/ou depósitos de *channel lag*. A fácies **Gt**, metaconglomerado com estratificação cruzada acanalada são depósitos de preenchimento de canal. Já, encerrando as fácies conglomeráticas, a **Gp** caracterizada por um metaconglomerado com estratificação cruzada planar, interpretada como barras longitudinais e/ou crescimento deltaico de antigas barras remanescentes.

Dentro das fácies arenosas estão a **St**, quartzito médio a muito grosso, as vezes com clastos, com estratificação cruzada acanalada, podendo indicar depósitos de dunas em regime de baixo fluxo. A **Sp** ou quartzito médio a muito grosso, as vezes com clastos, com estratificação cruzada planar, associada a depósitos linguoides, de barras transversais e *sand waves* em regime de baixo fluxo. E, finalizando as fácies arenosas, a **Sm** são quartzitos fino a muito grosso, sem estruturas visíveis ou maciço, essa ausência de estrutura impossibilita

uma melhor interpretação do tipo de depósito e pode estar associada a regiões onde ocorre maior esforço deformacional.

Por fim ocorrem duas litofácies mais finas a denominada, **F1** e a **Fsc**, a primeira é definida por siltitos de laminação fina, interpretadas como sendo de planície de inundação, *overbank deposits* ou marinho/lacustre, e a última (Fsc) são pelitos laminados ou maciços caracterizando depósitos de pântanos de retaguarda/marinho/lacustre.

2.1. A integração dos perfis estratigráficos e associação das litofácies

Para a correlação das seções, na serra da Calçada, foi utilizado como *datum* de base a superfície de contato com Supergrupo Rio das Velhas e, de topo, o contato com a Formação Batatal. Este contato de topo foi interpretado como sendo a superfície de inundação mais relevante da área, e se dá de forma abrupta ou gradacional. A partir desta integração foi realçada a geometria do embasamento, revelando um alto estrutural, na porção centro-norte e dois baixos, um ao norte e outro a sul. Além disso possibilitou uma associação de fácies, esta foi feita baseando em Walker & James (1992), Tucker (2003) e Miall (2016). As associações de fácies propostas neste trabalho (Af1, Af2, Af3 e Af4), estão inclusas nas unidades moeda 1, moeda 2 e moeda 3 de Wallace (1965) e Villaça (1981), sendo assim, o moeda 1, envolve as associações de fácies Af1 e Af2.

2.1.1. Associação de fácies 1 (Af 1): Fluxo de sedimentos por gravidade

A Af 1 é a sequência basal e é composta por conglomerados/brechas polimíticas, de matriz argilosa, contendo pirita, possui geometria lenticular, variações laterais, com clastos arredondados a angulosos de até 30 cm e moda em 7 cm, cuja variedade dos clastos são de quartzo cristalino, quartzo leitoso, quartzo fumê, quartzito, metachert, gnaiss e filitos.

Esta associação de fácies é exclusivamente composta apenas por uma das litofácies, a Gms, e ocorre em todos os perfis levantados, exceto localmente em um deles. Sua espessura apresenta máximo de 14,0 metros no e chegando a 4,0 metros. Relacionada a esta associação, estão os vestígios de antigos garimpos de extração de ouro, observados em grande parte dos perfis.

2.1.2. Associação de fácies 2 (Af 2): Conjunto aluvial/fluviial

A Af 2 compreende uma combinação das litofácies quartzíticas, pelíticas e conglomeráticas. O contato com a Af 1 é gradacional e sua espessura varia de perfil para perfil podendo atingir até de 120,0 a 275,0 metros.

É composta por lentes de metaconglomerados polimíticos de matriz arenosa na base, com acentuadas variações laterais, devido à interdigitações e intercalações com quartzitos maciços ou quartzitos com estratificação cruzada acanalada e tabular. Ocorrem variações de areia fina a média até muito grossa, às vezes com grânulos e seixos. Geralmente predomina um mal selecionamento dos grãos, variando de angulosos a subarredondados, texturalmente imaturos a maduros. Possui elementos típicos de depósitos fluviais e macroformas, como canais, *sand bed form*, acresção a jusante, planícies de inundação e barras cascalhosas e ocorre em todos os perfis levantados na área.

Algumas lentes pelíticas com laminações de siltitos e quartzitos finos foram descritas em alguns perfis. Estas podem ser interpretadas como registros de pequenas planícies de inundação. Lentes de conglomerados maciços ocorrem geralmente na base dos perfis. Os grãos são grosseiros e os clastos são arredondados de quartzo fumê e quartzo leitoso. Podem ser interpretados como depósitos de *channel lag* ou barras longitudinais.

2.1.3. Associação de fácies 3 (Af 3): Ambiente litorâneo ou lacustre de grande extensão

A Af 3 recobre transgressivamente de sul para norte (*onlap*) os quartzitos da sequência Af 2. Ela é formada por um pacote de filitos com intercalações de quartzito muito fino a fino e metassiltitos, maciços ou com laminações paralelas, sendo que a superfície basal desta associação sedimentar corresponde a uma superfície transgressiva.

Esta associação de fácies afina de espessura, de sul para norte, chega a desaparecer localmente na porção norte. Sua espessura pode variar de 41,4 a 6,0 metros nas porções sul e norte respectivamente. O contato com a Af 2 é na maioria dos perfis gradacional e localmente abrupto. As frequentes variações de lentes centimétricas de quartzitos finos, metassiltitos e filitos são interpretadas como a entrada de sedimentos finos no ambiente.

2.1.4. Associação de fácies 4 (Af 4): Conjunto de elementos aluviais/fluviiais/marinho

A Af 4 possui adelgaçamento da espessura do pacote na porção centro norte. A espessura desta, que é maior na porção sul, pode variar de 31,6 a 164,0 metros. Na sua base, um horizonte com lentes de metaconglomerados polimíticos com estratificação cruzada acanalada e planar, a frequência destas lentes aumentam na direção sul da área. A matriz varia de média a grossa e os clastos são grande parte de aproximadamente 8,0 centímetros de diâmetro podendo atingir até 30,0 centímetros. Quanto a composição prevalece as variedades de quartzo (fumê, leitoso, cristalino), e menos frequentemente de quartzito e filitos.

Ocorrem sobrepostos a estas lentes ou contendo elas, quartzitos imaturos a maduros, maciços e com estratificação cruzada acanalada e planar, areia média a grossa e às vezes com níveis de grânulos, com coloração avermelhada, branco acastanhado e cinza claro. Em alguns locais foi notado um quartzito cinza escuro, com granulometria areia fina. No topo da sequência ocorrem intercalações pelíticas com laminações paralelas, gradando para rochas filíticas (Formação Batatal).

3. INTERPRETAÇÃO DE FALHAS E-W AO LONGO DA SEÇÃO DE INTEGRAÇÃO DOS PERFIS ESTRATIGRÁFICOS LEVANTADOS NA SERRA DA CALÇADA

Ocorrem falhas de direção aproximada E-W cortando transversalmente as unidades estudadas. Algumas destas falhas foram observadas e descritas durante os trabalhos de campo. Outras foram delimitadas a partir de lineamentos fotointerpretados com base em imagem de radar (WMP) *Web Map Service OGC* em escala 1:25000, e utilizando também, mapas geológicos de outros trabalhos como os de Baltazar *et al.* (2005) em escala 1:25000.

Os perfis de detalhe integrado deste trabalho mostram em um plano 2D, orientado na direção N-S, as sucessões de ambientes da Formação Moeda, e revelam altos e baixos do embasamento (*horsts and grabens*). Nota-se que estes altos e baixos estruturais, estão associados com as falhas E-W e também com as deposições dos conglomerados basais que o correm a Af1. Concluindo, portanto, que estas falhas podem ter exercido um controle durante a sedimentação das brechas (Af1).

4. AMBIÊNCIA GEOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL DOS AMBIENTES DA FORMAÇÃO MOEDA NA SERRA DA CALÇADA

Os dados estratigráficos levantados neste trabalho, associados aos estudos de mesma natureza nas rochas da base do Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero, permite contextualizar a evolução ambiental e deposicional das rochas da Formação Moeda na região noroeste do QF. Para tanto é necessário considerar o contexto tectônico da Formação Moeda que, de uma modo geral, segundo Dorr (1969) consiste de conglomerados, quartzitos e pelitos subordinados, determinando um ambiente aluvial para marinho, operando na transição da fase rifte, condicionado a regime extensional desenvolvido sob a influência de falhamentos normais ativos e basculamento de blocos (Nunes, 2016) passando para margem passiva da bacia Minas (Renger *et al.*, 1994; Alkmim & Marshak, 1998; Alkmim & Martins-Neto, 2012)

Neste contexto, na região estuda a Af1 registra a fase de abertura do rifte, marcada por instabilidade tectônica, evidenciada pela superfície de contato erosiva de primeira ordem de grandeza entre o Supergrupo Rio das Velhas e o Supergrupo Minas. As falhas das bordas do alto do embasamento (*horst*) sugere ter sido os formadores da rampa deposicional dos conglomerados. E, portanto, a deposição dos conglomerados de matriz suportada é relacionada as bordas de falhas do rifteamento.

A Af2, sugere um ambiente de deposição com certa abundância de suprimento dos sedimentos e descarga altamente variada, desta forma, leva a interpretar este sistema fluvial à porção proximal da bacia ou leque aluvial.

A associação de fácies mais fina da região estudada, a Af3 pode ser interpretada como sendo uma transgressão marinha, com sentido da bacia para sul, devido ao espessamento neste sentido. A ausência desta associação de fácies no perfil Retiro das Pedras – Pitangueiras, localizado na porção centro norte da área, pode ser explicada por um alto estrutural local. As constantes intercalações de sedimentos finos e arenosos podem sugerir ciclos de intermaré (Tucker, 2014), levando propor ambiente marinho raso.

Uma outra interpretação para este contexto seria um ambiente lacustre de grande extensão e moderada profundidade na área, que, tem como fator comum em bacias rifte a formação de grandes lagos, como ocorre atualmente nos grandes lagos dos sistemas de riftes do leste Africano.

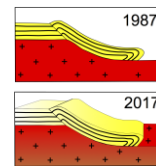
No **Af4**, assim como a Af2, esta associação foi interpretada como sendo de sistema aluvial, concomitante com o sistema fluvial de rios entrelaçados. Porém, neste caso, o maior arredondamento dos clastos de quartzo dos conglomerados da base pode indicar que ocorreu maior retrabalhamento, em conjunto com estratificação bem desenvolvida nestes conglomerados (Della Fávera, 2001), sugere então, maior distanciamento da fonte de suprimentos dos sedimentos. As diminuições na granulometria e intercalações pelíticas nas porções mais ao sul da área levam a interpretar uma mudança do ambiente para marinho raso litorâneo, caracterizando uma discreta transgressão. E, posteriormente, sucede um sistema transgressivo de inundação completa da bacia, representada pela deposição dos sedimentos das rochas pelíticas da Formação Batatal.

5. CONCLUSÕES

Através da integração das seções estratigráficas, foram agrupadas quatro associações de fácies na Formação Moeda, são elas, da base para o topo: Af1 que corresponde as brechas tectônicas; Af2, sistema aluvial e fluvial de rios entrelaçados; Af 3, sedimentos finos de mar baixo; e Af4, retorno do sistema aluvial e fluvial de rios entrelaçados com marinho discreto. A integração dos perfis evidencia um *host* e dois *grabens*, resultados da fase de abertura da bacia Minas, que, em conjunto com a associação de fácies com a interpretação de falhas E-W, determinam o aparecimento e espessuras dos metaconglomerados auríferos da Af1.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F. & MARSHAK, S. (1998). Transamazonian orogeny in the Southern Sao Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, v. 90, n. 1, p. 29-58.
- ALKMIM, F. F. & MARTINS-NETO, M. A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 33, n. 1, p. 127-139.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., NEVES, B.B.B. (1976). The upper Precambrian of South America. USP. p:45-80. (Boletim. 7).
- BALTAZAR, O.F., BAARS, F.J., LOBATO, L.M., REIS, L.B., ACHTSCHIN, A.B., BERNI, G.V., SILVEIRA, V.D. 2005. Mapa Geológico Itabirito na escala 1:50.000. Nota Explicativa. In: LOBATO, L.M., BALTAZAR, O.F., REIS, L.B., ACHTSCHIN, A.B., BAARS, F.J., TIMBÓ, M.A., BERNI, G.V, MENDONÇA, B.R.V. de, FERREIRA, D.V. Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com Nota Explicativa. CODEMIG. Belo Horizonte.
- DELLA FÁVERA, J. C. (2001). Fundamentos da Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro. EdUERJ. 264p.
- DORR, J. V. N. (1969). Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *US. Geol. Surv. Pap.* 641-A, 110p.
- MIALL, A.D. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.* 13: 1-62
- MIALL, A. D. (2016). *Stratigraphy: The Modern Synthesis*. Toronto, Springer International Publishing, 2016. p. 311-370.
- NUNES, F. S. (2016). Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircões detriticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação, Universidade Federal de Ouro Preto, Degeo.
- MIALL, A.D., (1992). Alluvial deposits. In: Walker R.G., James N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level*: Geol. Assoc. Can, 119–142.
- PIRES, P. F. R. (2005). Gênese dos Depósitos Auríferos em Meta-Conglomerados da Formação Moeda, Quadrilátero Ferrífero (MG): O Papel do Metamorfismo e Associação com a Matéria Carbonoso. Unpublished Ph. D. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
- RENGER, F.E., NOCE, C.M., ROMANO, A.W., MACHADO, N. (1994). Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2(1): 1-11.
- RENGER, F. E.; SUCKAU, V. E. e SILVA, R. M. P. (1993). Sedimentologia e análise de bacia da Formação Moeda, QF, Minas Gerais, Brasil. *Anais do VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Bol.* 12, 41-45.
- TUCKER, M.E. (2003). *Sedimentary rocks in the field*. John Wiley e Sons, Chichester, 237 pp
- VILLAÇA, J. N. (1981). Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. *Sociedade. Bras. Geologia, Núcleo MG*, v. 2, p. 92-137.
- WALKER, R. G., & JAMES, N. P. (Eds.). (1992). *Facies models: response to sea level change (Vol. 1)*. St. John's, Nfld.: Geological Association of Canada. 409p.
- WALLACE, R. M. (1965). Geology and mineral resources of the Pico de Itabirito district, Minas Gerais, Brazil.
- WALLACE, R.M. (1958). The Moeda Formation. *Sociedade Brasileira de Geologia*, p. 59-60. (Boletim. 7-2).



ANÁLISE ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO MARACANGALHA NA PONTA DO SODRÉ, ILHA DE CAJAÍBA, BAHIA

Carlos Eduardo dos Santos Amorim¹, Luiz César Corrêa-Gomes², Carlson de Matos Maia Leite³, Leonel Barros Galvão⁴

¹ Projeto Rifte - Universidade Federal da Bahia, e-mail: carlos_e_amorim@yahoo.com.br

² Projeto Rifte - Universidade Federal da Bahia, e-mail: lccgomes@gmail.com

³ Petrobras/ Universidade Federal da Bahia, e-mail: carlson.leite@gmail.com

⁴ Projeto Rifte - Universidade Federal da Bahia, e-mail: leonelbgalvao@gmail.com

INTRODUÇÃO

A Bacia do Recôncavo (BR), situada na parte sul do rifte intracontinental Recôncavo-Tucano-Jatobá, possui no contexto da sua fase tectônica sin-rifte inúmeros depósitos ligados a fluxos gravitacionais. Os estudos destes fluxos gravitacionais podem colaborar na compreensão dos efeitos dos processos tectônicos estratigráficos e auxiliar na montagem do cenário deposicional do Cretáceo Inferior da BR. Uma das formações que encontramos neste cenário é a Formação Maracangalha. Esta formação, que de uma forma geral, é constituída por arenitos, lamitos e folhelhos, apresenta uma série de fácies gravitacionais e deformacionais, onde o paleoambiente sedimentar sugerido para essa formação é o de deltas lacustres dominados por inundações fluviais (Guerra e Borgui, 2003). Na porção noroeste da Baía de Todos os Santos (BTS), na Ilha de Cajaíba (IC), encontramos a exposição de litotipos pertencentes à Formação Maracangalha. A presente pesquisa foi desenvolvida nesta ilha e vem descrever um conjunto de estruturas deformacionais, cujos processos de formação e contexto tectônico ainda não são bem compreendidos. A IC foi escolhida como cenário para este estudo devido a sua localização estratégica na BTS (porção noroeste da BTS), vale ainda destacar que esta é a primeira pesquisa deste caráter a ser efetuada nesta área.

Localização da área

A Ilha de Cajaíba (IC), com cerca de oito quilômetros de extensão, está localizada no compartimento sul da BR, na porção noroeste da BTS no município de São Francisco do Conde, Estado da Bahia. Juntamente com a Ilha de Maré, Ilha dos Frades e a Ilha de Itaparica, esta configura-se como uma das maiores ilhas da BTS. A área de estudo está localizada na porção sul da IC, em uma localidade conhecida como Ponta do Sodré (Figura 1).

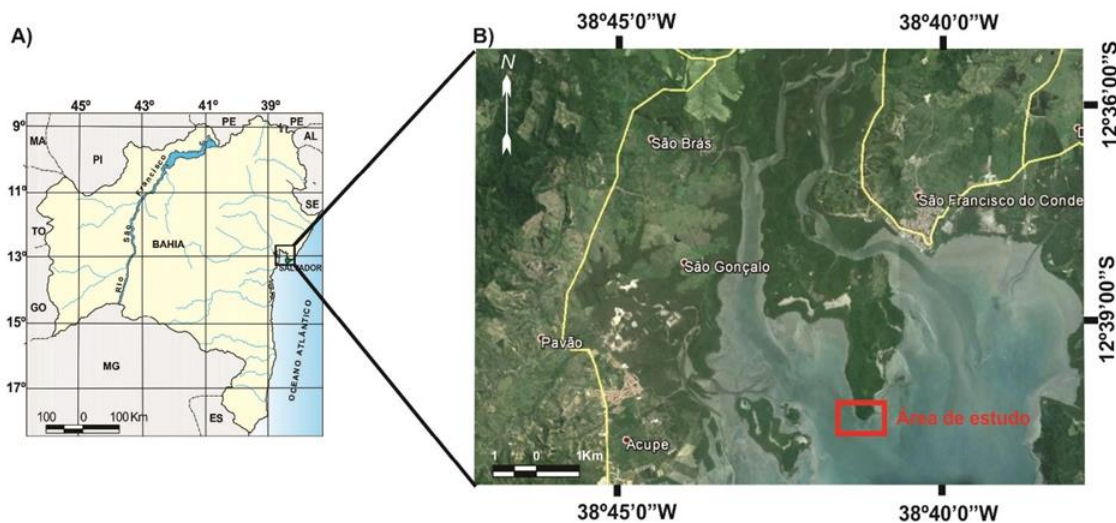


Figura 1. A) Mapa de localização da área de estudo na Ilha de Cajaíba, Estado da Bahia e B) na Baía de Todos os Santos - retângulo vermelho. Fonte: Modificado do Google Earth.

Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é levantar o arcabouço estrutural relacionado com a Formação Maracangalha na localidade de Ponta do Sodré, na Ilha de Cajaíba. Como objetivos específicos, têm-se: a) identificar e caracterizar as estruturas deformacionais presentes na Formação Maracangalha, na localidade de Ponta do Sodré, na Ilha de Cajaíba; e b) verificar o campo de tensão associado.

MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi iniciada com excursões de campo para detalhamento e análise estrutural clássica, onde foram identificadas as estruturas deformacionais. Posteriormente foi efetuado a integração e interpretação dos dados. Para o tratamento dos dados coletados em campo foi utilizado o *software OpenStereo*[®] (for Windows, versão 0.1.2, 2009) e para a análise de tensão das estruturas rúpteis o *software FaultKin 7*[®] (for Windows, versão 7.5.0, 2016).

RESULTADOS

Na área de trabalho a Formação Maracangalha é caracterizada por arenitos finos, argilosos e às vezes maciços, além de folhelhos - ambos com camadas lenticulares de arenitos médios. A morfologia e os processos de geração dessas estruturas permitiram diferenciá-las em três famílias, seguindo a metodologia de Rossetti (1999), sendo: *i*) o grupo de estruturas dúcteis sin-sedimentares, *ii*) o grupo de estruturas de injeção e *iii*) o grupo de estruturas rúpteis (Tabela 1). No geral as estruturas apresentam um basculamento em relação à sua posição original, com ângulos que variam de 22° a 83°. A Figura 2 mostra os diagramas da integração das principais estruturas deformacionais observadas.

Tabela 1. Sumário das estruturas encontradas na Formação Maracangalha, Ilha de Cajaíba.

Estruturas	Descrição	
<i>Grupo A- Estruturas dúcteis sin-sedimentares</i>	Acamadamento primário (S ₀)	Feições típicas das rochas sedimentares formada pela acumulação progressiva de sedimentos (arenito e pelitos).
	Zonas de cisalhamento	Faixa estreita e planar onde se concentra a deformação com taxas variáveis e refletem cisalhamentos sin-sedimentares.
	Dobras isoclinais	Dobra com a mesma atitude nos flancos.
	Dobra com padrão em laço	Dobra resultado de um processo de evolução de movimento de massa.
	Estrias de arrasto	Ranhuradas ou estrias provocadas pelo atrito de fragmentos de minerais ou de rochas mais duras ao adquirirem movimento. Representa a direção de máximo estiramento do plano de cisalhamento.
<i>Grupo B- Estruturas de injeção</i>	Estruturas em cone	Estruturas circulares a suavemente alongadas em planta. Em perfil, apresentam contatos retos, verticais ou inclinadas, que truncam o acamadamento primário e as superfícies de cisalhamento.
	Diques clásticos	Dique de natureza sedimentar detrítica, que preenche fraturas de rochas de natureza diferente.
<i>Grupo C- Estruturas rúpteis</i>	Falhas pós-sedimentares	Superfície de fratura de rochas em que ocorre movimento reconhecível entre os dois blocos.
	Fraturas	Superfície planar de descontinuidade física das rochas em que não se verifica movimento.
	Bandas de deformação	Faixas marcadas por deformação intragranular, com cisalhamento localizado.

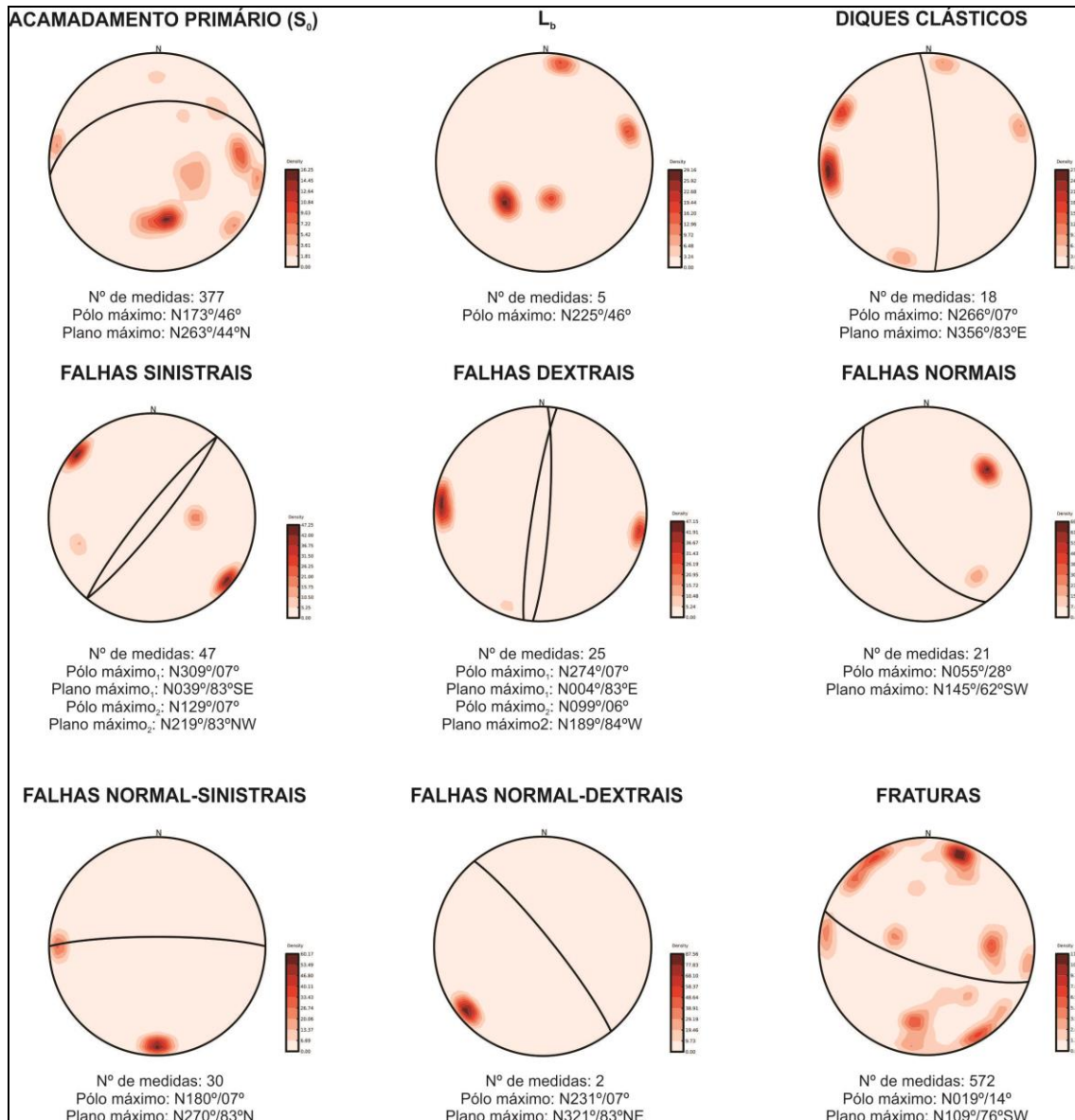


Figura 2. Redes estereográficas igual-área, hemisfério inferior, da integração das principais estruturas deformacionais observadas na Ilha de Cajaíba.

Análise de Paleotensão

Para a determinação dos campos de paleotensão associadas com a geração das estruturas deformacionais verificadas na área de trabalho, foi aplicado o Método dos Diedros Retos. Neste método é necessário a utilização de medidas de planos de falhas e indicadores cinemáticos de movimentação (estrias). Para os cálculos foi utilizado o software *FaultKin 7[®]* (for Windows, versão 7.5.0, 2016). Devido ao basculamento encontrado no acamadamento primário (S_0), ocorre a necessidade da rotação destes campos de tensão para que se encontre o resultado real. A rotação foi aplicada em cada campo utilizando como referência o ângulo médio do acamadamento em cada estação onde os dados de falha e estria foram retirados. Após alinhar as estruturas para suas posições originais, a análise dos campos de paleotensão resultou na identificação de três grupos principais (Tabela 2).

Tabela 2. Campos de paleotensão obtidos após o tratamento e rotação das estruturas para o posicionamento original.

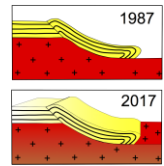
Campo de tensão	σ_1	σ_2	σ_3
1	N226°/60°	N002°/23°	N100°/19°
2	N142°/10°	N241°/39°	N040°/49°
3	N154°/14°	N258°/45°	N051°/42°

CONCLUSÃO

O levantamento estrutural da Formação Maracangalha, na Ilha de Cajaíba, permitiu a identificação de três conjuntos principais de estruturas intituladas de estruturas dúcteis sin-sedimentares, estruturas de injeção e de estruturas rúpteis. Acredita-se que uma estrutura rúptil, como orientação aproximada NE-SW, seja responsável pela rotação das estruturas das suas posições originais. A presença de diques clásticos e vulcões de areia (ou *blows*) indica que durante a deformação os sedimentos não estavam totalmente consolidados e ainda continham água nos poros. Com relação ao conjunto de estruturas rúpteis estas apresentaram quatro direções preferenciais entre: N001°-N010°, N041°-N050°, N091°-N100° e N111°- N120°, em geral com mergulhos subverticais. O estudo de paleotensão revelou a existência de três campos de tensão, onde o campo de tensão 2 e 3 mostraram valores aproximados devido às estrias referentes pertencerem a mesma estação de trabalho. Após a rotação o primeiro apresenta-se com σ_1 subvertical posicionado em N226°/60° e σ_3 subhorizontal em N100°/19°, possivelmente reflete uma tectônica extensiva regional próximo a E-W; o segundo com σ_1 em N142°/10° e σ_3 em N040°/49°; e o terceiro campo com σ_1 em N154°/14° e σ_3 em N051°/42°, estes dois últimos campos com σ_1 e σ_3 subhorizontal possivelmente refletem uma tectônica transcorrente de influência local.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLMENDINGER, R.W., 2016. FaultKinWin7 - version 7.5.0- A program for analyzing fault slip data for windows™ computers. Disponível em: <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html>. Acesso em: Dezembro/2016.
- GROHMANN, C.H, CAMPANHA, G.A.C & SOARES JUNIOR, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. Em: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.
- GUERRA, G.S. & BORGUI, L., 2003. Fácies sedimentares gravitacionais e deformacionais da Formação Maracangalha em afloramento e sua importância na exploração da Bacia do Recôncavo. In: 2º Congresso Brasileiro de PeD de Petróleo e Gás, Rio de Janeiro, Anais do II Congresso Brasileiro de P&D de Petróleo e Gás. 6p.
- ROSSETTI, D.F., 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luis Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, 46, p:1065-1081



REFLEXÕES SOBRE OS MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA BACIA BAURU

Samuel Moura¹, Souza, Danielle Cardoso¹, Liliane Quintão Araújo¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: amaralms.samuel@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

Apresenta-se a análise e reflexão acerca dos principais modelos tectono-estratigráficos propostos para a Bacia Bauru, localizada na região sudeste e centro-oeste do Brasil e abrange o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais. Ocupa uma área de aproximadamente 330.000 km² e está situada entre os paralelos 18° e 24° de latitude sul e os meridianos 46° e 56° de longitude oeste.

Os principais estudos publicados nos últimos anos sobre a evolução tectônica da Bacia Bauru divergem sobre os mecanismos de subsidência que levaram à sua gênese. Tal situação revela a necessidade de uma reflexão sobre os modelos tectono-estratigráficos propostos até então, uma vez que o entendimento da evolução da bacia está intimamente relacionado à arquitetura estratigráfica dos depósitos. Tais reflexões têm o intuito de apontar questões controversas que poderão direcionar futuros estudos, a fim de aprofundar o conhecimento evolutivo da bacia.

2. MODELOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS

2.1. Modelo tectono-estratigráfico proposto por Alessandro Batezelli

O modelo proposto por Batezelli (2015, Fig. 1) apresenta uma evolução tectônica para a Bacia Bauru que pode ser dividida em duas fases caracterizadas por mecanismos de subsidência específicos. A primeira fase foi controlada por subsidência térmica e está relacionada ao resfriamento dos basaltos da Formação Serra Geral, gerados durante intensas manifestações magmáticas que ocorreram no Cretáceo Inferior na porção central da América do Sul. Este evento é registrado pela discordância K-0 que representa a origem da bacia. Cobrindo essa superfície encontram-se os depósitos da Sequência 1 (Grupo Caiuá), que se formaram durante o Aptiano-Albiano em um Trato de Sistemas Flúvio-Eólico. A segunda fase foi controlada por subsidência flexural e está relacionada aos soerguimentos resultantes da passagem da pluma mantélica de Trindade durante Turoniano-Campaniano, que levou a formação do Alto Paranaíba e da Província Alcalina de Goiás na porção norte e nordeste da bacia. Este evento é registrado pela discordância K-1, gerada no Cretáceo Superior (Cenomaniano-Campaniano?). Sobrepondo essa superfície ocorrem duas sequências de terceira ordem: Sequência 2A (Formação Araçatuba na base e Formações Adamantina/Uberaba no topo) e Sequência 2B (Formação Marília). Seus depósitos são associados ao Trato de Sistemas Flúvio-Lacustre e ao Trato de Sistemas Aluvial, respectivamente, e são separadas pela discordância K-1A que marca uma reestruturação tectônica na bacia no início do Maastrichiano. Os padrões de empilhamentos dessas sequências indicam um aumento na taxa de criação de espaço de acomodação no ciclo da Sequência 2A e uma diminuição dessa taxa no ciclo da Sequência 2B.

2.3. Modelo tectono-estratigráfico proposto por Fernandes

Para Fernandes & Coimbra (2000), a Bacia Bauru formou-se no Neocretáceo através de um evento de compensação isostática posterior ao acúmulo de aproximadamente 2.000 m de lavas basálticas, ocorrido no Cretáceo Inferior. Com o cessamento dessa atividade, a bacia continuou exposta, embora em processo de subsidência, até que o nível de base permitisse o acúmulo de sedimentos durante o Cretáceo Superior (Fernandes & Ribeiro 2014). Seu desenvolvimento se dá como uma bacia continental interior após a ruptura do supercontinente Gondwana, com acumulação de uma sequência sedimentar essencialmente arenosa, que tem como substrato os basaltos da Formação Serra Geral, separados por superfície erosiva regional. Seu limite superior é erosivo e demarcado pela Superfície Sul-Americana, ou sua posterior dissecação (Fig. 3). O preenchimento da Bacia ocorreu em clima semi-árido (nas margens da bacia) a árido (no seu interior) no Cretáceo Superior (Coniaciano e o Maastrichtiano, Fernandes & Ribeiro 2014).

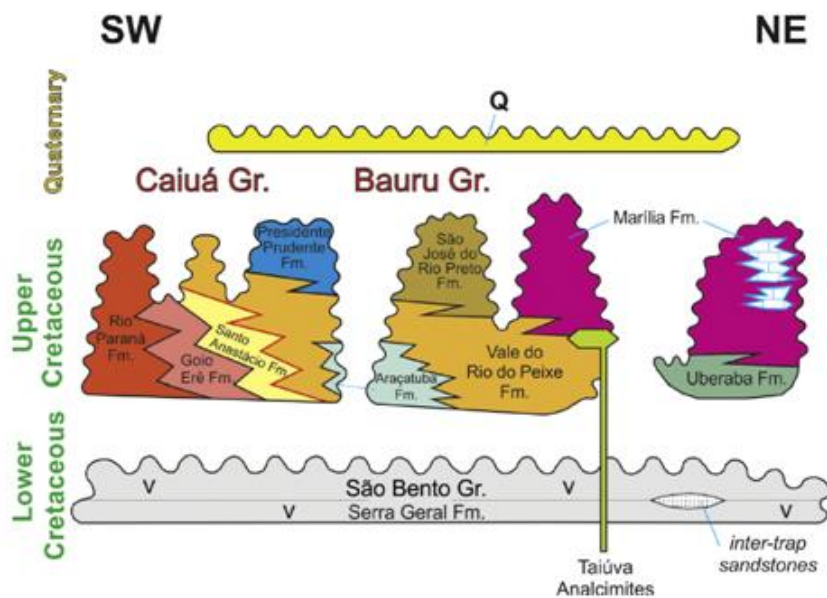


Figura 3: Litoestratigrafia da Bacia Bauru. Fonte: Fernandes & Ribeiro (2015).

3. REFLEXÕES ACERCA DAS INTERPRETAÇÕES DA EVOLUÇÃO DA BACIA

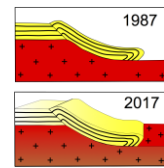
A partir dessas principais linhas de trabalho, fica evidente que as interpretações sobre a estratigrafia, paleoambientes, mecanismo de subsidência e o período geológico em que os eventos de sedimentação ocorreram são diferentes. Tal situação mostra que a interpretação sedimentológica é controversa e que o entendimento sobre a evolução da bacia não é claro. Segundo Basilici *et al.* (2016) existem fatores que contribuem para essa falta de consenso como: a concentração de estudos na parte sudeste da bacia, as características de distinção não muito evidentes entre as unidades litoestratigráficas e a falta de uma geocronologia bem estabelecida. Do ponto de vista tectônico observa-se que Batezelli (2015) e Fernandes & Ribeiro (2015) concordam que houve uma flexura termal provocada pelo resfriamento dos basaltos da Formação Serra Geral, porém discordam quanto à cronologia das primeiras sedimentações provocadas por essa subsidência. Fernandes & Ribeiro (2015) acrescenta os soerguimentos da Antéclise de Rondonópolis, do Alto Paranaíba e da Serra do Mar promoveram subsidência flexural possibilitando o início da sedimentação na bacia. Já Menegazzo *et al.* (2016) propõe que a subsidência geradora da Bacia Bauru está associada a uma mudança de regime distensivo para compressivo,

contemporânea à fase Mochica da orogenia Andina, que ocorreu após a quebra do continente Gondwana na transição do Cretáceo Inferior para o Superior. Batezelli (2015) descreve uma segunda fase de evolução da bacia relacionada aos soerguimentos do Alto Paranaíba e da Província Alcalina de Goiás que ocasionaram uma subsidência flexural, marcada por uma discordância do Cretáceo Superior (Cenomaniano-Campaniano?) sobre a qual se iniciou um novo ciclo de sedimentação. Por outro lado, Menegazzo *et al.* (2016) atribui uma discordância na base do Coniaciano (Cretáceo Superior) à fase Peruviana da Orogenia dos Andes Central que marca um segundo ciclo de sedimentação. Já Fernandes & Ribeiro (2015), relacionam as mudanças de sedimentação e de paleoambiente ao longo da bacia às mudanças climáticas. Batezelli (2015) identifica uma terceira discordância na base no Maastrichiano que divide a sequência de segunda ordem do Cretáceo Superior em duas sequências de terceira ordem. Menegazzo *et al.* (2016) também identificam essa mesma discordância, porém associada a uma fase específica da orogenia dos Andes Central.

A classificação como *back bulge* se mostra conflitante com estudos de Jordan *et al.* (2001) que propõem que no Maastrichiano os Andes centrais estavam em regime extensional devido ao alto ângulo de mergulho da placa subductada. Para Decelles & Horton (2003) as condições para a formação de um *back bulge* Andino ocorre somente a partir do Paleoceno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BASILICI, G., FÜHR DAL BÓ, P. F., OLIVEIRA, E. F. (2016). Distribution of palaeosols and deposits in the temporal evolution of a semiarid fluvial distributary system (Bauru Group, Upper Cretaceous, SE Brazil). *Sedimentary Geology*, 341: 245-264.
- BATEZELLI, A. (2015). Continental systems tracts of the Brazilian Cretaceous Bauru Basin and their relationship with the tectonic and climatic evolution of South America. *Basin Research*, 1–25.
- DECELLES, P. G., HORTON, B. K. (2003), Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115(1), 58–77.
- FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M. (2000). Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):717-728.
- FERNANDES, L. A., RIBEIRO, C. M. M. (2014). Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 1-20.
- JORDAN, T. E., BURNS, W. M., VEIGA, R., MPODOZIS, C. (2001). Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20(3):308-324.
- MENEGAZZO, M. C., CATUNEANU, O.; CHANG, H. K. (2016). The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine and Petroleum Geology*, 73: 131-156.



BEDDING DIP PATTERNS IN THE SOUTHERN MCMURDO SOUND DRILL CORE (AND-2A), VICTORIA LAND BASIN, ANTARCTICA.

Tulio Gabriel Ramos Ribeiro¹, Timothy Paulsen²

¹ Universidade de Brasília, tuliogabrielrr@gmail.com.

² University of Wisconsin-Oshkosh, paulsen@uwosh.edu

1. ABSTRACT

In 2006/2007, the ANDRILL McMurdo Ice Shelf Project recovered over 1200 m of Neogene sedimentary rocks from the southern Terror Rift in the McMurdo Sound region of Antarctica. Previous sedimentological analyses suggest the drilled sequence can be divided in three facies indicative of hemipelagic sedimentation, proglacial current and turbid plume deposition, and ice proximal or iceberg-dominated conditions (Passchier *et al.*, 2011). Seismic surveys in the vicinity of the AND2A borehole show a sequence of reflectors that dip at shallow angles away from the Transantarctic Mountains. In an effort to better understand three-dimensional geometry of the cored sequence, we conducted WELLCAD orientation analyses on oriented whole-core scan imagery of 22 intact core intervals from 398-1117 meters below sea floor. The analyses (n=714) yielded bedding dip angles that are generally shallow; they range from 0° to 70° with dip directions that are highly variable, consistent with second-order influences such as soft-sedimentary deformation and paleoflow. Kamb contour density analysis of the cumulative data set yields a notable concentration of poles that indicate a 5 degree dip towards S82E, which is consistent with the geometry of the seismic reflectors and could reflect the overall first-order dip of the sequence.

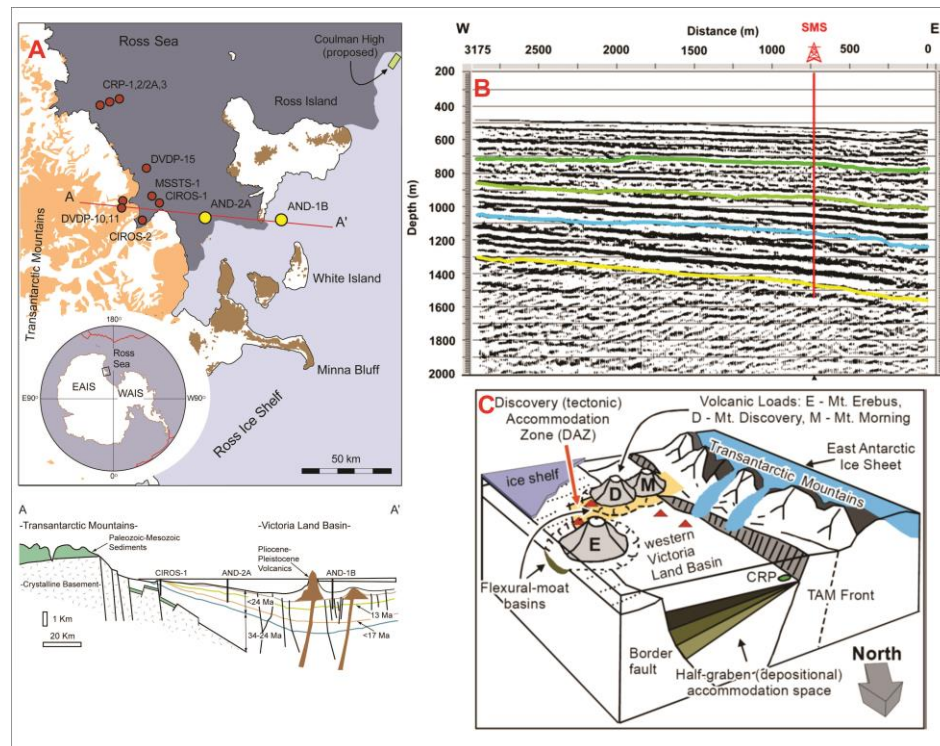


Figure 1: A- AND-2A drill core and seismic line locations and tectonic context of the studied area, Ross Sea, Antarctica (Fielding *et al.*, 2008). B- Detail of seismic line and the position of the drill hole (Fielding *et al.*, 2008). C- Geologic context.

2. METHODOLOGY

In order to determine what factors influence the dip angles of primary structures like bedding and cross-bedding, measures were taken in the software WellCad which four main types of bedding were defined: contact bedding, intra-bed unit with soft sedimentary deformation, intra-unit contact, contact bedding with soft sedimentary deformation.

Intact core intervals had been previously mapped, scanned, and oriented with respect to North. Sinusoids were picked along bedding traces on whole core scan images to determine bedding dip directions.

The structural analyses was complemented with stereonet, rose diagrams, and contour lines construction. Measures in faulted and bioturbated zones were disregarded.

Comparisons with seismic lines were made to assist in the interpretations of tectonic development of the basin.

3. GEOLOGIC CONTEXT

The sedimentology observed in the AND-2A drill core described by Passchier *et al.*, 2011 can be classified in 3 facies associations:

- The diamictite-dominated facies association represented mainly by massive diamictites indicates an environment where sedimentation was induced by ice-sheet.
- The stratified diamictite-mudstone facies associations was interpreted as being a sedimentation occurred in an open marine shelf influenced by meltwater.
- The mudstone-dominated facies association indicates an environment of deposition bellow the wave base and minor ice influence.

The tectonic context of Antarctica was marked by rifting that generated the accommodation space for deposition of sediments. Fielding *et al.*, 2008 classified the evolution of the rift in 5 phases that are: 1- Exhumation of the Transantarctic Mountains, 2- Early Rift, 3- Main Rift, 4- Passive Thermal Subsidence, 5a- Renewed Rifting (lower interval), 5b- Renewed Rifting (upper interval).

4. RESULTS AND CONCLUSIONS

Denser population of plots with 5° of dip towards azimuth 098°, which matches with the seismic lines. The high dispersion of values can be attributed to:

- Soft-sedimentary deformation;
- Changes in paleo-flows;
- Influence of faulting in dip values;

In the figure 2 red arrow indicates mean dip direction toward azimuth 064° for Oligocene bedding (Jarrard *et al.*, 2001). Yellow arrow indicates a mean dip direction towards azimuth 098° for Miocene bedding in SMS drill core from this study. This change in direction may represent variation in rift opening direction, which in this area, is approximately parallel to the mean dip directions.

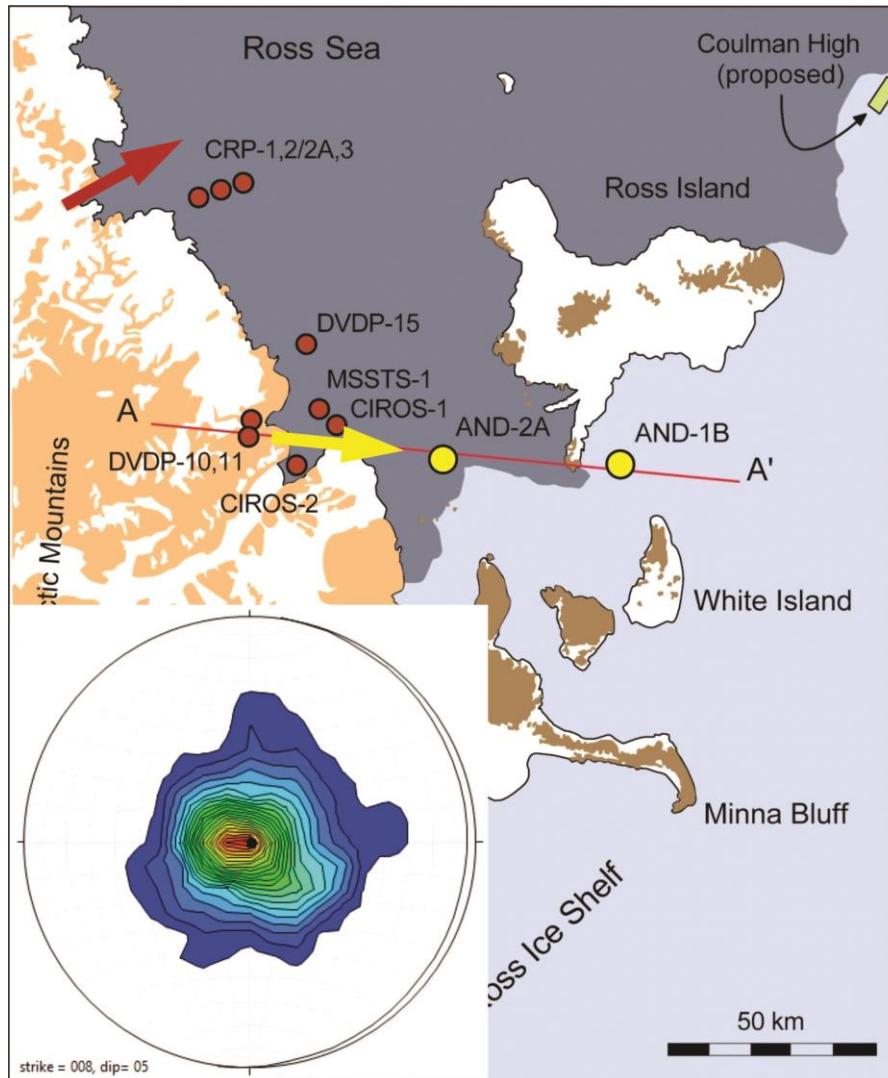


Figure 2: Mean dip directions indicated by red arrow (Jarrard *et al.*, 2001) and in yellow (this work). On the corner the Kamb contour density population with great circle of all bedding measurements indicating the mean dip direction of 098°.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FIELDING, C.R., WHITTAKER, J., HENRYS, S.A., WILSON, T.J., AND NAISH, T.R., 2008, Seismic facies and stratigraphy of the Cenozoic succession in McMurdo Sound, Antarctica: Implications for tectonic, climatic and glacial history: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 260, p. 8-29, doi: 10.1016/j.palaeo.2007.08.016.

JARRARD, R.D., BÜCKER, C., J., WILSON, T., AND PAULSEN, T.S., 2001, Bedding dip data from core site CRP-3 in Victoria Land, Antarctica, supplement to: Jarrard, Richard D; Bücker, Christian J; Wilson, Terry; Paulsen, Timothy S (2001): Bedding dips from the CRP-3 drillhole, Victoria Land Basin, Antarctica.

PASSCHIER, S., BROWNE, G., FIELD, B., FIELDING, C.R., KRISSEK, L.A., PANTER, K., AND PEKAR, S.F., 2011, Early and middle Miocene Antarctic glacial history from the sedimentary facies distribution in the AND-2A drill hole, Ross Sea, Antarctica: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, p. 2352-2365, doi: 10.1130/B30334.1.

PAULSEN, T.S., JARRARD, R.D., AND WILSON, T.J., 2002, A simple method for orienting drill core by correlating features in whole-core scans and oriented borehole-wall imagery: *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1233-1238, doi: 10.1016/S0191-8141(01)00133-X.

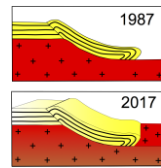
PAULSEN, T.S., POMPILIO, M., NIESSEN, F., PANTER, K., AND JARRARD, R.D., 2012. Introduction: The ANDRILL McMurdo Ice Shelf (MIS) and Southern McMurdo Sound (SMS) Drilling Projects *Geosphere*, v. 8, p. 546-547, doi:10.1130/GES00813.1

SANDRONI, S., AND TALARICO, F., 2011, The record of Miocene climatic events in AND-2A drill core (Antarctica): Insights from provenance analyses of basement clasts: *Global and Planetary Change*, v. 75, p. 31-46, doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.10.002.

SMS PROSPECTUS, 2006. Available at www.andril.org

STORTI, F., BALESTRIERI, M. L., BALSAMO, F., AND ROSSETI, F., 2008, Structural and thermochronological constraints to the evolution of the West Antarctic Rift System in central Victoria Land, v. 27, doi: 10.1029/2006TC002066

TERRA ANTARTICA, 8(3), 167-176: .



GEOLOGIA ESTRUTURAL DA REGIÃO DA SERRA DA MIÚDA, SUL DE DIAMANTINA, PORÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DO ESPINHAÇO (MG) – ESCALA 1:25.000

Liliane Quintão Araújo¹, Carolina Gomes Ribeiro¹

¹Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais, e-mail: lilianeqaraujo@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho é fruto do mapeamento em escala 1:25.000 de uma área de aproximadamente 17 km², abrangendo a Serra da Miúda, localizada na região da cidade de Diamantina/MG, realizado por alunas do curso de Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais. A região enquadra-se no centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional, localizada na Faixa Araçuaí.

Neste trabalho objetiva-se apresentar e discutir as questões estruturais e da evolução da “Bacia Espinhaço” (Knauer, 2007) e propor um modelo de eventos que ocorreram na bacia para justificar as inversões estratigráficas observadas na área.

2. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E GEOLOGIA ESTRUTURAL

São reconhecidos dois grandes modelos para a evolução do Supergrupo Espinhaço. A primeira linha de pensamento trata de um rifte original, de grande instabilidade da bacia, abortado e toda a deformação sendo de idade Brasiliana. Numa primeira fase, há a formação de dobras recumbentes, foliação e lineação de estiramento paralelas ao acamamento; numa segunda, ocorre o aparecimento de falhas de empurrão e dobras com eixo norte-sul (Dussin & Dussin, 1995 e Uhlein *et al.*, 1995). Almeida Abreu (1995) e Knauer (2007) apresentam outro modelo de evolução na qual há uma evolução do rifte para uma margem passiva, que é fechada nos tempos finais do Uruçuano, e o conjunto de estruturas seria produto de um único evento deformacional progressivo, originado de uma única compressão leste-oeste. Porém, é necessário que as sequências que afloram na região do Serro pertençam ao Supergrupo Espinhaço. Além disso, Knauer (2007) aponta que os dados geocronológicos existentes até o momento não mostram evidências de um evento tectônico de idade Uruçuana na região, sendo mais provável que modelos mais conservadores, com evolução abortada antes do desenvolvimento de uma margem passiva, sejam melhor utilizados.

Segundo Rolim (1992), as principais estruturas planares do Espinhaço são planos de foliação (S_n) que mostram evidências de origem milonítica marcado por uma xistosidade formada por minerais recristalizados sintectonicamente com aspecto anastomosado. Duas outras estruturas planares mais novas que essa foliação são observadas nas rochas do Supergrupo Espinhaço e são classificadas como S_{n+1} e S_{n+2} , que aparecem como clivagem de crenulação no xisto e filito, enquanto no quartzito, como clivagem de fratura.

3. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

Durante o trabalho de campo foram realizados estudos bibliográficos, análise de fotografias aéreas, trabalhos em campo e em escritório. Foram coletadas medidas de acamamento, foliações, eixos de dobras, lineações de estiramento mineral e fraturas e observadas zonas de cisalhamento/falhas de empurrão com estruturas de rampa e patamar, *tension gashes* e veios de quartzo e confeccionados estereogramas, diagrama de roseta e mapa de lineações minerais para melhor entendimento estrutural da área.

3.1. Resultados e discussão

As feições estruturais encontradas indicam, quase que totalmente, maior esforço de leste para oeste. Tal concordância poderia mostrar um forte evento deformacional de E para W que corresponderia à reação do Espinhaço a formação do Orógeno Araçuaí.

O mapa de lineações minerais (Figura 1) mostra resultado não esperado para o leste da área, próximo à Serra da Miúda, indicando um componente cisalhante além do empurrão ocorrido na região. Esse fato não refuta a ideia do evento leste-oeste, porém, abre caminho para novas interpretações. Para justificar o componente

cisalhante, considera-se outra fase deformacional dentro do mesmo evento da formação do orógeno, que seria transcorrente e poderia até ocorrer concomitantemente ao empurrão.

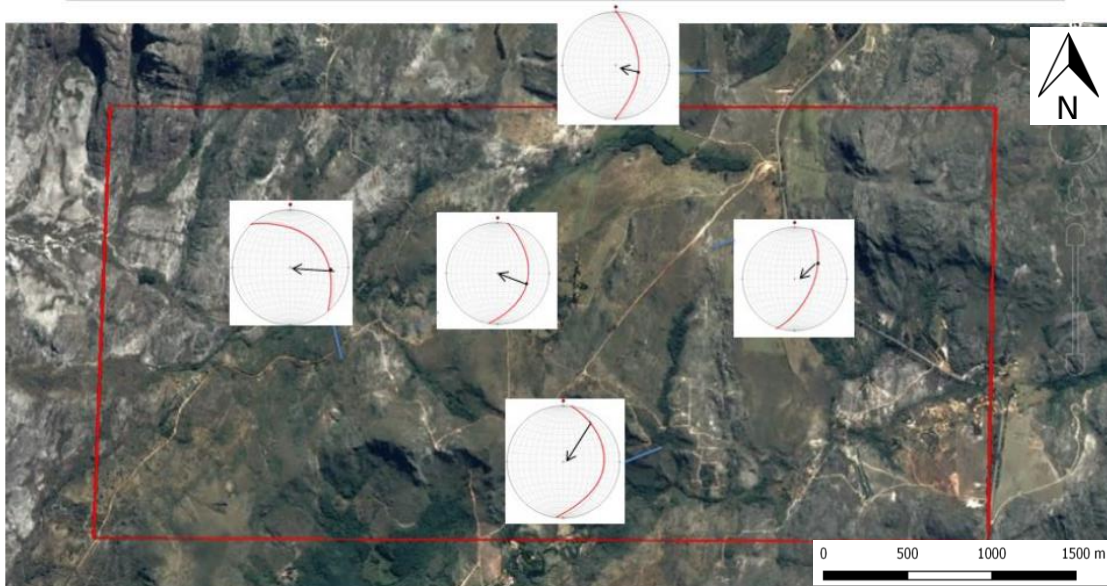


Figura 1: Imagem de satélite Google Earth® da área de mapeamento destacada em vermelho, com estereogramas dos planos de foliação e das lineações de estiramento em setas indicando o sentido do transporte.

Para o cisalhamento próximo à Serra da Miúda, outra hipótese foi apresentada, sendo considerado a existência de um anteparo (rocha mais densa) que travaria o cavalgamento e a liberação da energia ocorreria através do cisalhamento.

Ocorre inversão estratigráfica entre os níveis B e C da Formação São João da Chapada, sendo propostas duas hipóteses: a primeira seria uma dobra com flanco invertido e a segunda uma falha de empurrão que colocaria o filito hematítico do nível B sobre o quartzito do nível C. Para confirmar a primeira hipótese observou-se que, nas rochas da região, a foliação mergulha mais que o acamamento, indicando flanco invertido de dobra com foliação plano-axial. Para a segunda hipótese, na região do contato foram encontradas foliações S-C no quartzito.

O contato da Formação Barão do Guaicuí com os níveis B e C da Formação São João da Chapada, na porção central do mapa, pode ser tectônico ou normal. Se for tectônico, obrigatoriamente ocorre uma rampa lateral com sentido sul para norte e se for normal, a justificativa seria por paleorelevo. Para a segunda teoria, o xisto teria que formar um alto geográfico e as camadas posteriores depositariam na sua base (Figura 2). A erosão seria responsável por retirar as coberturas superiores na direção sul e assim seria possível o contato normal apresentado.

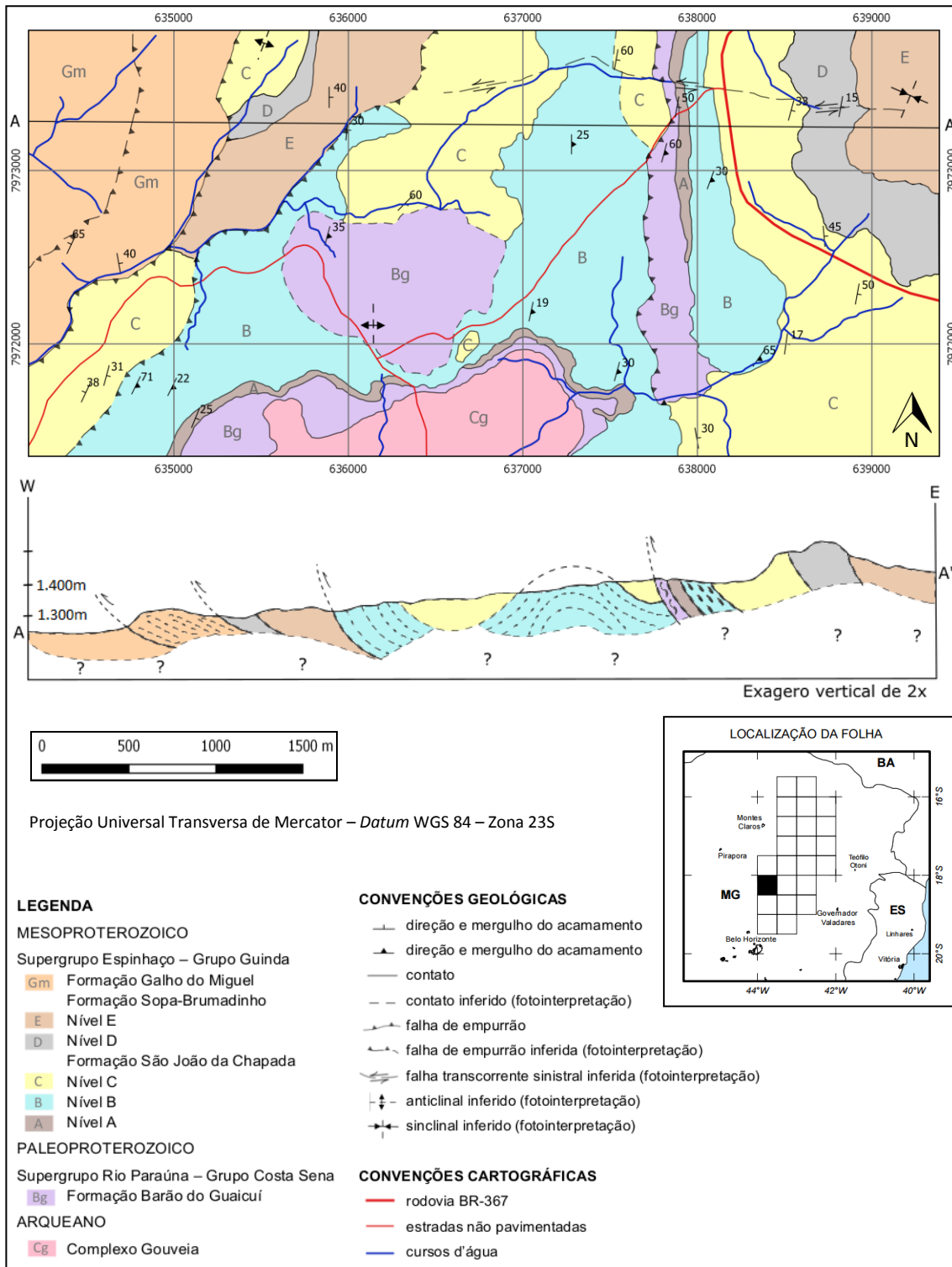


Figura 2: Mapa geológico e perfil geológico da região da Serra da Miúda, Diamantina, MG.

4. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

Existe um evento deformacional muito evidente com direção de transporte de leste para oeste na área mapeada. Como a Serra do Espinhaço está inserida no domínio externo da Faixa Araçuai e sua tectogênese está relacionada ao Ciclo Brasileiro (Uhlein *et al.* 1986, entre outros, *in.*: Uhlein *et al.* 1995), pode-se supor que as estruturas encontradas estão concordantes com os resultados da Orogênese Brasileira, e que sofreu deformação em duas fases em um único evento progressivo. As duas fases podem ser divididas em: (i) fase compressiva, com predominância de falhas de cavalgamento de direção geral norte-sul; (ii) fase cisalhante, com predominância de falhas transcorrentes de direção geral leste-oeste. A lineação de estiramento não é *down dip* em toda a área.

Uma falha de empurrão na porção sudoeste da área justifica melhor a inversão estratigráfica, com a corroboração de estruturas encontradas em campo, como a foliação do tipo S-C. Para que houvesse inversão de flanco de dobra, seria necessário um dobramento muito intenso de uma rocha bem competente como o quartzito.

Na porção central da área mapeada, onde o mapa sugere um contato normal entre o xisto da Formação Barão de Guaiçuí e o quartzito do Nível C da Formação São João da Chapada, justifica-se o contato por questões paleogeográficas. Uma falha de empurrão de direção E-W, que poderia inverter a sequência estratigráfica, não seria condizente com o contexto geotectônico regional, que possui preferencialmente lineamentos de falhas de cavalgamento em direções N-S.

Na porção centro-sul da área, o embasamento se apresenta como rocha gabróica e muscovita xisto, porém visto em poucos pontos espaçados. O restante do afloramento foi inferido devido à sua correlação com a vegetação densa e de grande porte, que caracteriza um ambiente de maior fertilidade devido à maior quantidade de elementos; os quartzitos e filitos apresentam menor fertilidade vegetal.

Para a delimitação dos contatos entre os diferentes níveis das Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, foi utilizado como camada-guia o filito hematítico, e as seguintes características para diferenciar os níveis: (i) nível A, pouco espesso e com metabrechas associadas; (ii) nível B, menos quantidade de quartzo, maior densidade e brilho metálico por causa da hematita; (iii) nível C, mais espesso, maior densidade de acanaladas; (iv) nível D, filito não hematítico, mais espesso – Membro Datas; (v) nível E, intercalações com filitos e metaconglomerados espessos – Membro Caldeirões. Optou-se, na região oeste e sudoeste do mapa, pela Formação Galho do Miguel devido à bimodalidade evidente nos quartzitos encontrados ali e sua proximidade com os “morros carecas” com estratificações cruzadas de grande porte, típicas dessa formação.

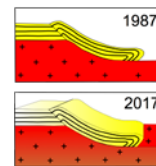
Como recomendações, sugere-se a análise estrutural sistemática da área baseando-se principalmente nas lineações minerais a fim de se constatar com maior confiabilidade as duas fases do evento deformacional defendido neste trabalho. Para individualizar melhor as unidades na porção noroeste do mapa, é interessante que se realize um mapeamento em maior escala, bem como coletar mais medidas de foliação e acamamento visando obter dados que confirmem ou não os contatos tectônicos de toda a área.

Apoio: Instituto de Geociências (IGC-UFMG) e Centro de Geologia Eschwege (ICG/IGC/UFMG).

Agradecimentos: às colegas Ana Carolina Fonseca e Amanda Ferreira; ao professor e orientador Tiago Novo; aos professores Guilherme Knauer, Ricardo Diniz e Marcelo Freimann.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P.A. (1995). O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional Minas Gerais: o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos* 3(1) : 1-18.
- DUSSIN, I.A. & DUSSIN, T.M. (1995). Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, 1: 19-26.
- KNAUER, L. G. (2007). O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15(1): 81-90.
- ROLIM, V. K. (1992). Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. *Rev. Esc. Minas*, 45(1 e 2): 75-77. Ouro Preto.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M. (1995). Rifeamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, 3: 99-107.



A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO ATLÂNTICO EQUATORIAL (EQUAMP), NE DO BRASIL

Antomat Avelino de Macêdo Filho¹, Maria Helena Hollanda^{1,2}, Carlos José Archanjo², David Lopes de Castro³, Alanny Christiny Costa de Melo³

¹Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, e-mail: antomat@usp.br

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP, e-mail: hollanda@usp.br

³Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, RN

1. INTRODUÇÃO

No nordeste do Brasil são reconhecidos dois importantes eventos magmáticos do Cretáceo, os quais são representados pelo Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim (EDCM), de aproximadamente 350 km de comprimento e direção E-W, e pelas rochas intrusivas (soleiras e diques) da Formação Sardinha expostos, respectivamente, no setor setentrional da Província Borborema (PB) e na borda leste da Bacia do Parnaíba (BP). Dados aeromagnéticos, disponibilizados pela CPRM, mostram um conjunto expressivo de anomalias lineares em estreita continuidade lateral com aquelas relacionadas ao segmento E-W do EDCM. A partir do meridiano 39° W, essas anomalias passam a uma orientação NE-SW, definindo um padrão geométrico arqueado para todo o EDCM (Figura 1), cuja uma extensão longitudinal atinge pelo menos c. 1000 km e lateral média de 100 km. Tais dimensões permitem classificar o EDCM como um enxame de diques gigante (*giant dike swarm*; cf. Ernst, 2014). Foram reconhecidos ainda dois outros *sets* de anomalias aeromagnéticas lineares, também interpretados como diques máficos e denominados enxame de diques Riacho do Cordeiro (EDRC; Folha Garanhuns, CPRM 2015) e Canindé (EDC; já cartografados em folhas da CPRM: Quixadá, 2007; Itatira, 2008; Bonhu, 2014; Banabuiú, 2014; Itapiúna, 2014; Jaguaretama, 2014; Taperuaba, 2014; Bloco Tróia-Pedra Branca, 2015). O Enxame de Diques Riacho do Cordeiro aflora na porção oriental da PB, truncando terrenos precambrianos dos domínios Central e Meridional. Esse conjunto, de prováveis 700 km de extensão, acompanha a orientação da margem continental entre Recife e Salvador, sendo recoberto, em sua parte central, pelos depósitos da Bacia de Tucano. Por sua vez, o enxame de diques Canindé propaga-se por cerca de 260 km, seguindo a linha de costa do Estado do Ceará. Na escala da província, a orientação dos diques máficos (EDCM e EDC) converge para formar uma junção tríplice, cujo foco estaria situado sob os sedimentos da porção ocidental da Bacia Potiguar.

Na Bacia do Parnaíba ocorrem soleiras e diques máficos, agrupados na Formação Sardinha. Essa unidade, juntamente com o EDCM, constitui um importante evento magmático do Cretáceo relacionado ao processo de rifteamento crustal e abertura do Atlântico Equatorial (Almeida, 1986; Milani e Thomaz Filho, 2000). As soleiras máficas estão expostas comumente no leste da bacia e, em menor proporção, na sua porção central. Na região de Pedro II (PI) as espessuras das soleiras podem atingir até 150 metros em subsuperfície. Quando o magmatismo Sardinha ocorre como diques, seguem direções NW-SE a NE-SW (Rezende, 1964).

Similaridades composicionais e cronológicas, somadas à proximidade geográfica entre os enxames de diques (sobretudo o EDCM e EDC) e as rochas intrusivas da Formação Sardinha, levaram-nos a propor que esse conjunto magmático representa uma grande província ígnea (*Large Igneous Province*, LIP) de idade eocretácea - EQUAMP (acrônimo em inglês para *Equatorial Atlantic Magmatic Province*). Por suas características, a EQUAMP satisfaz os critérios de LIPs do tipo *plumbing system-type* (cf. Ernst, 2014) ou ainda LPP (*Large Plutonic Province*; cf. Sheth, 2007). Dado seu padrão geométrico e orientação dos diques, são evidentes sua correlação com a evolução da margem atlântica equatorial e, possivelmente, o controle das estruturas precambrianas do embasamento.

2. CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR

A caracterização da EQUAMP como LIP está sendo abordada dentro de um projeto multidisciplinar que inclui a obtenção de dados geoquímicos, geocronológicos, estruturais (anisotropia de susceptibilidade magnética,

análise de paleostress), geofísicos e paleomagnéticos. Entre os dados obtidos até o momento destacam-se a caracterização petrográfica e geoquímica das rochas intrusivas Sardinha e diques do EDCM.

As soleiras e diques Sardinha compreendem predominantemente diabásios equigranulares, de textura fina a média (< 5 mm), embora tipos microporfíricos sejam identificados. A assembleia mineral é dominada por plagioclásio, clinopiroxênio (augita e pigeonita) e óxidos (magnetita/titano-magnetita). Apatita, olivina (em geral pseudomórfica) e quartzo associado à textura gráfica são reconhecidos como fases minerais acessórias. No diagrama TAS, o magmatismo Sardinha se diferencia em basaltos a basaltos andesíticos, subalcalinos, e tipos alcalinos arranjados ao longo do *trend* traquítico (traquibasaltos, traquibasaltos andesíticos, traquiandesitos e traquitos; Figura 2a).

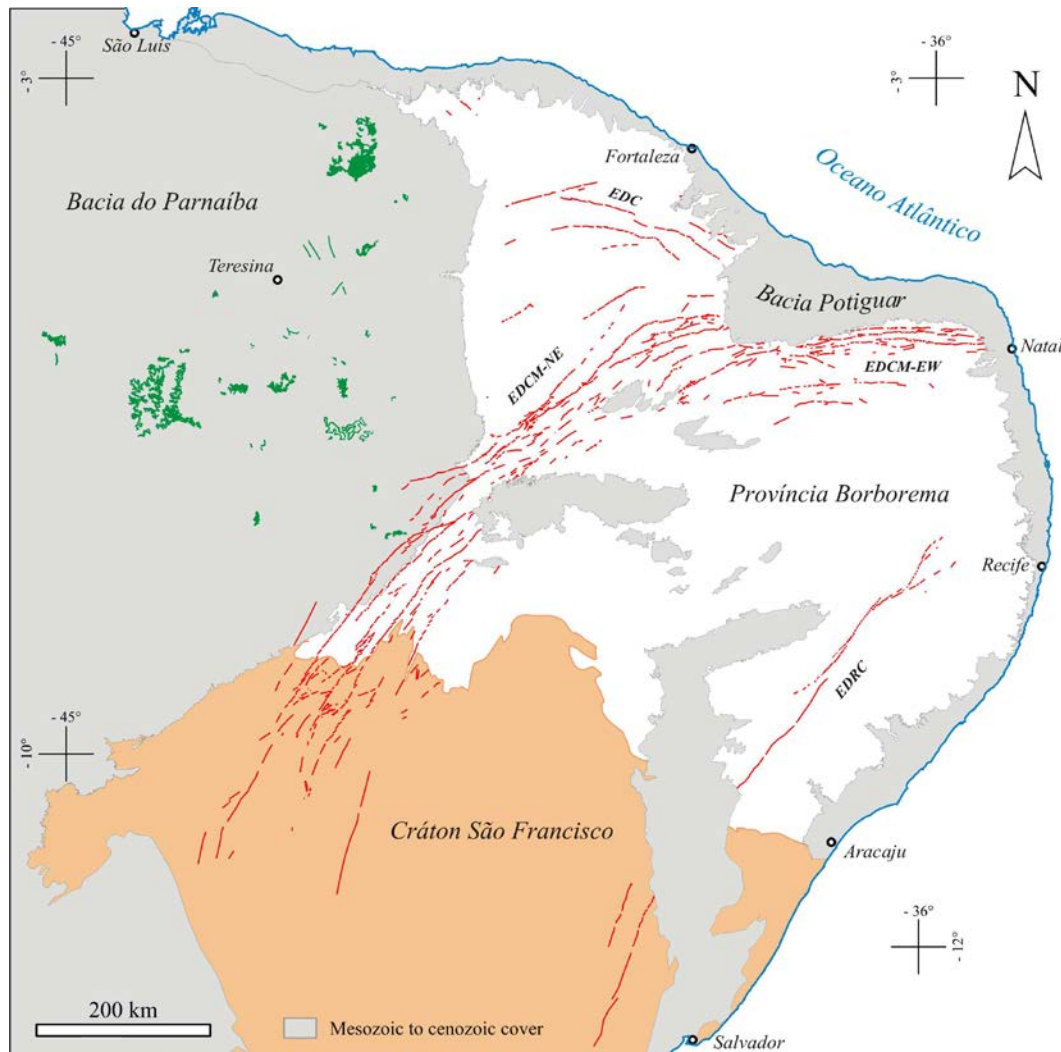


Figura 1. Província Magmática do Atlântico Equatorial (EQUAMP) traçados a partir da integração de produtos de sensores remotos, mapas aeromagnéticos de campo total e folhas diversas da CPRM. Observar as ocorrências dos diques eocretáceos (em vermelho) e soleiras e diques da Formação Sardinha (em verde). Notar quatro principais segmentos de diques: enxame de diques Rio Ceará-Mirim EW (EDCM-EW), enxame de diques Rio Ceará-Mirim NE (EDCM-NE), enxame de diques Riacho do Cordeiro (EDRC) e enxame de diques Canindé (EDC).

O EDCM é constituído por diabásios de textura média a grossa (~0,5 a 1 cm), cuja assembleia mineral, Ca-plagioclásio+piroxênio+opacos (±olivina), é semelhante às rochas da Formação Sardinha. Os tipos máficos são dominantes, desde basaltos, basaltos andesíticos a traquiandesitos basálticos, os quais são encontrados tanto

nos diques do segmento E-W (Ngonge *et al.*, 2016) quanto NE (este trabalho). Rochas de composição intermediária a ácida (traquiandesitos/dacitos) são subordinadas, tendo sido encontrados apenas no segmento NE (Figura 2a). No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971; Figura 2b), as composições do EDCM e Sardinha se alinham em definir um *trend* toleítico (a transicional) bem definido, com tipos primitivos a mais evoluídos. Ainda do ponto de vista geoquímico, as rochas da EQUAMP são classificadas como toleítos de alto-Ti ($TiO_2 \geq 1.5$ wt.%; $Ti/Y \sim 360$) e de baixo-Ti ($TiO_2 \leq 1.5$ wt.%; $Ti/Y \leq 360$), à semelhança de outras províncias ígneas do Gondwana. Trabalhos anteriores propuseram que a fonte para dos magmas primitivos da EQUAMP seria o manto litosférico enriquecido (Fodor *et al.*, 1990; Hollanda *et al.*, 2006; Ngonge *et al.*, 2016), muito embora um componente astenosférico tipo FOZO tenha sido reconhecido através de dados isotópicos de Pb para o segmento E-W do EDCM (Ngonge *et al.*, 2016).

Os dados geocronológicos existentes para as rochas da EQUAMP são principalmente idades K/Ar agrupadas no intervalo entre 145 e 110 Ma, sugerindo que o magmatismo se coloca desde o Jurássico Superior até o Cretáceo Inferior (p.ex., Misuzaki *et al.*, 2002). Dados $^{40}Ar/^{39}Ar$ no ramo E-W do EDCM revelaram dois episódios distintos, c. 132 Ma (toleítos de baixo-Ti) e c. 129 Ma (toleítos de alto-Ti; também Ngonge *et al.*, 2016), os quais coincidem em parte com idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ entre 129 e 124 Ma publicadas para as rochas do magmatismo Sardinha (Baksi e Archibald, 1997).

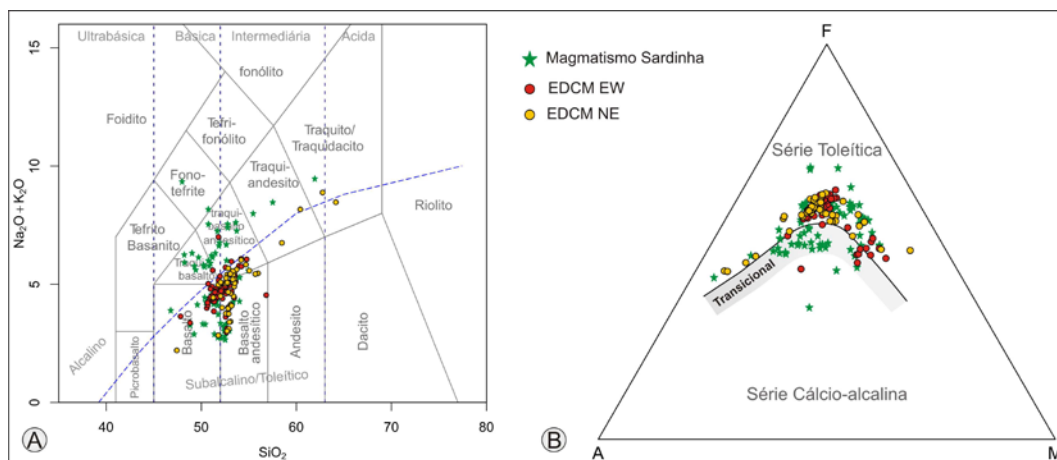


Figura 2: a) Diagrama TAS segundo Le Bas *et al.* (1986) e b) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), aplicados ao Magmatismo Sardinha e Enxame de Diques Rio Céara-Mirim (segmentos NE e EW).

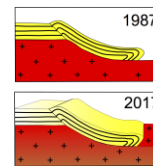
3. DISCUSSÃO

De acordo com Ernst (2014), a região de convergência de enxame de diques com diferentes orientações pode corresponder ao foco do magmatismo, ou seja, a partir de onde o magma ascende e preenche o sistema de fraturas crustais que divergem do foco. A distribuição dos diques máficos na província sugere, portanto, que o foco, ou um dos focos, do EDCM e do EDC estaria situado na porção oeste da Bacia Potiguar. Estudos de ASM mostraram que o fluxo de magma no ramo E-W do EDCM foi predominantemente lateral, exceto na interseção dos diques máficos com o sistema de *necks* vulcânicos do magmatismo Macau onde a trama magnética dos diques é vertical (Archanjo *et al.*, 2000; Archanjo *et al.*, 2002). A zona com tramas verticalizadas na interseção do EDCM com o magmatismo Macau poderia indicar a presença local de fraturas profundas reativadas que facilitaram a ascensão e alojamento dos diques máficos no Cretáceo e dos *necks* vulcânicos no Terciário. Possíveis zonas de alimentação poderiam ocorrer ainda na borda leste da Bacia do Parnaíba onde os diques máficos poderiam corresponder aos dutos alimentadores das soleiras da Formação Sardinha. As idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ disponíveis nas soleiras e no EDCM, embora restritas e carentes de um melhor controle petrológico, sugerem a contemporaneidade do sistemas de diques e soleiras. Estudos detalhados da trama mineral e magnética nos diques máficos e nas soleiras são necessários para confirmar esses modelos.

Do ponto de vista geoquímico, os dados disponíveis permitem fazer correlação com outras províncias magmáticas gondwânicas (Paraná-Etendeka, CAMP, Karoo), incluindo predominantemente magmas toleíticos de alto e baixo Ti. As composições transicionais reconhecidas em algumas das soleiras Sardinha serão exploradas para entender a influência de fontes distintas e/ou contaminação crustal. As idades disponíveis para o EDCM, quando comparadas à província Paraná-Etendeka, indicam que a abertura da margem atlântica centro-sul e equatorial durante o Eocretáceo se deu em regime relativamente sincrônico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA F.F.M. (1986). Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(4): 325-349.
- ARCHANJO, C.J., TRINDADE, R., MACEDO, J.W.P., ARAÚJO, M.G.S. 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 179-189
- ARCHANJO, C.J., ARAÚJO, M.G.S., LAUNEAU, P., 2002. Fabric of the Rio Ceará-Mirim mafic dyke swarm (northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. *Journal Geophysical Research*, 107(B3): 10.1029/2001JB000268.
- BAKSI, A.K., ARCHIBALD, D.A. (1997). Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 151(3-4): 139-153.
- ERNST, R.E. (2014). *Large Igneous Province*. Cambridge Un. Press, United Kingdom: 653 pp.
- FODOR, R.V., SIAL, A.N., MUKASA, S.B., MCKEE, E.H. (1990). Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 555-567.
- HOLLANDA, M.H.B.M., PIMENTEL, M.M., OLIVEIRA, D.C., JARDIM DE SÁ, E.F. (2006). Lithosphere-asthenosphere interaction and the origin of cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic evidence. *Lithos* 86: 34-49.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- MISUZUKI, A.M.P., THOMAZ-FILHO, A., MILANI, E.J., DE CÉSERO, P. (2002). Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:183-198.
- MILANI, E.J. & THOMAZ FILHO, A. (2000). Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; and Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 389-452.
- NGONGE, E.D., HOLLANDA, M.H.B.M., ARCHANJO, C.J., OLIVEIRA, D.C., VASCONCELOS, P.M.P., MUÑOZ, P.R.M. (2016). Petrology of continental tholeiitic magmas forming a 350-km-long Mesozoic dike swarm in NE Brazil: constraints of geochemical and isotopic data. *Lithos*, 258-259: 228-252.
- REZENDE, W.M. (1964). Bacia do Maranhão – estudos dos processos de intrusões e extrusões de magmas básicos. Relatório Interno PETROBRAS, DEPEX/SIEX, 23 pp.
- SHETH, H.C. (2007). ‘Large Igneous Provinces (LIPs)’: definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth Science Reviews*, 85: 117-124.



NOVAS PERSPECTIVAS DE ESTUDOS TERMOTECTÔNICOS NO RS & UY

João Pacífico S. L. Machado¹, Marcos Müller Bicca¹, Claudio Gaucher², Leticia Chiglino², Andréa Ritter Jelinek¹

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, email: joao.machado@ufrgs.br

² Universidad de la República, Montevideo, Uruguay

³ Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil

1. INTRODUÇÃO

O resumo aqui apresentado visa expor o desenvolvimento do projeto de doutorado de João Pacífico Machado. Tal projeto encontra-se em fase inicial e versa sobre “Estudos Tectônicos de Desenvolvimento de Bacias Utilizando Termocronologia de Baixa Temperatura e Análises Sísmicas”, com foco na Bacia de Pelotas (BP) e área continental adjacente.

1.1. Caracterização do Problema

A margem continental atlântica sul-americana apresenta ampla variação em seu relevo e geologia, sendo que as mudanças geomorfológicas tendem a não ser graduais, mas a concentrar-se em zonas de transição, marcadas por grandes estruturas. Além disso, por vezes as variações no relevo continental parecem de alguma forma refletir os lineamentos e estruturas observadas na crosta oceânica. Em Santa Catarina temos o exemplo do Alto de Florianópolis, representado por uma região de terrenos mais elevados no continente e por um lineamento oceânico, o qual delimita duas bacias costeiras de evolução distinta. O projeto aqui proposto busca relacionar feições geomorfológicas continentais com zonas de fraturas oceânicas, processos geodinâmicos e termotectônicos de exumação do continente e por fim, o vínculo desses fatores com o desenvolvimento da BP.

1.2. Justificativa & Objetivos

A configuração da margem continental exerce influência direta no desenvolvimento de bacias sedimentares *offshore*, visto que o continente consiste como área-fonte dos sedimentos para o preenchimento das bacias, e estas representam o *locus* principal das reservas de hidrocarbonetos no Brasil. A natureza da margem na porção sul brasileira e uruguaia carece de informações termocronológicas, as quais tem o potencial de esclarecer processos de soerguimento e denudação no continente e, por consequência, auxiliar na estimativa do volume sedimentar disponível para preenchimento das bacias marginais.

Trabalhos com enfoque em termocronologia, como o de Karl *et al.* (2013), evidenciam a importância de antigas zonas de fraturas regionais, de direção NW-SE, no desenvolvimento de blocos crustais com evoluções termotectônicas díspares na margem brasileira. Os autores demonstram que a Zona de Fratura Florianópolis representa um limite entre dois blocos crustais com padrões de exumação e resfriamento distintos, sendo que o bloco ao sul do lineamento apresenta uma evolução termotectônica complexa e carente de informações para uma adequada compreensão. Além dos lineamentos NW-SE, na margem leste do continente sul-americano são predominantes as estruturas de direção NE-SW (*e.g.* Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu), as quais podem ter sofrido reativações recentes. Nesse projeto trabalha-se com a hipótese de que estruturas regionais, como por exemplo a Sinclinal de Torres, o Arco de Rio Grande e a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu/ *Sierra Ballena* (figuras 1 e 2) funcionam como limites de blocos que sofreram comportamentos verticais distintos, e que como consequência afetaram o desenvolvimento da BP.

Através de uma análise da relação *source-to-sink*, o objetivo é investigar a atuação de processos tectônicos sobre os domínios tectonoestratigráficos compreendidos entre as cidades de Florianópolis e Montevideu, e sua correlação com o desenvolvimento e preenchimento da BP. Essa comparação parte do pressuposto de que eventos de soerguimento epirogenéticos regionais amplificam os eventos erosivos, o que acaba por incrementar o influxo siliciclástico na bacia. No projeto serão realizadas 1) análises termocronológicas de baixa temperatura, a fim de elucidar movimentações verticais de blocos crustais distintos em torno das estruturas tectônicas continentais, e 2) análises sísmicas, a fim de avaliar a arquitetura deposicional da BP e a influência de estruturas geológicas no seu desenvolvimento. Os métodos termocronológicos de traços de fissão e (U-Th)/He permitirão avaliar épocas e taxas relativas aos movimentos verticais da crosta, o que possibilita o

desenvolvimento de modelos de exumação e a estimativa de volumes de erosão continental. As análises sísmicas permitirão avaliar a arquitetura deposicional da bacia, a fim de reconstruir sua evolução cronoestratigráfica. Espera-se assim reconhecer uma íntima relação entre períodos de acelerado soerguimento e denudação continental, que gerariam maiores volumes de sedimentos, com a deposição de espessos pacotes sedimentares correlatos na bacia. Com isso será possível criar um modelo termotectônico de evolução da margem costeira com ênfase no desenvolvimento da BP, algo inédito na região. Na atual etapa do projeto foi realizada a coleta e preparo das amostras para as análises termocronológicas, assunto sobre o qual trata o restante desse resumo.

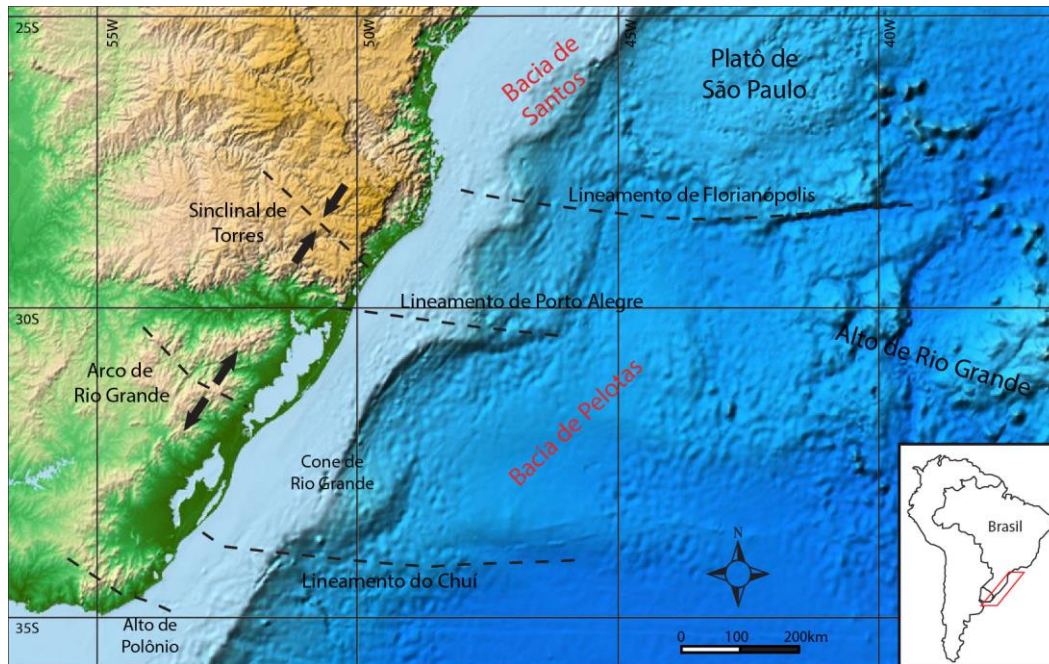


Figura 1: Principais estruturas oceânicas da porção sul do Brasil. Mapa-base topográfico obtido na National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA (Amante & Eakins, 2009).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo aparenta uma continuidade de seus terrenos tectonoestratigráficos, desde Florianópolis até o Uruguai, limitados por zonas de cisalhamento regionais (figura 2). Cada terreno apresenta uma complexidade e evolução distinta, sendo que os processos de aglutinação dos terrenos ainda são motivos de debate. A colagem dos terrenos ocorreu até a formação do Gondwana (final do Neoproterozóico ao Cambriano), e se manteve durante o processo de abertura do Oceano Atlântico (Cretáceo). De maneira resumida, pode-se dividir o Uruguai, de oeste para leste, nos terrenos 1) Piedra Alta, 2) Tandilla, 3) Nico Pérez e 4) Cuchilla Dionísio. No Brasil encontram-se, no mesmo sentido, os terrenos 1) Taquarembó, 2) São Gabriel, 3) Luis Alves, 4) Tijucas e 5) Pelotas.

Tangente aos terrenos supracitados, a BP tem sua evolução associada à separação do Gondwana e abertura do assoalho oceânico. A BP é limitada ao norte pelo Alto de Florianópolis e ao sul pelo Alto de Polônio, e alcança mais de 12km de profundidade em seu depocentro. De natureza siliciclástica, sem deformações por halocinese, a BP apresenta padrões retrogradacionais no Cretáceo-Paleógeno e progradacionais no Neógeno (Contreras *et al.* 2010). As estruturas transversais mais importantes da bacia são o Lineamento de Florianópolis, o Lineamento de Porto Alegre e o Lineamento do Chui (Corrêa *et al.*, 2007).

3. MÉTODOS

Os métodos de investigação empregados neste trabalho serão análises termocronológicas de baixa temperatura (traços de fissão e (U-Th)/He) em cristais de apatita e zircão, e análises sísmicas na BP. A adequada coleta e preparo das amostras são cruciais para as análises termocronológicas, e são abordadas a seguir.

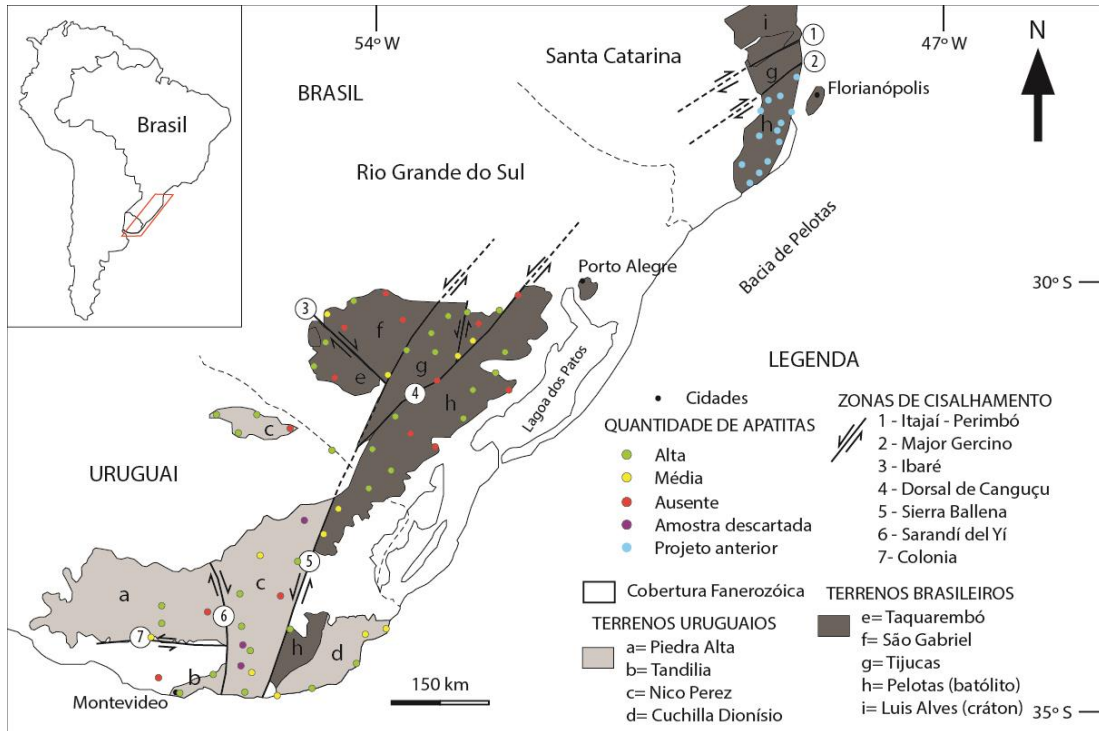


Figura 2: Mapa simplificado dos terrenos tectonoestratigráficos e principais zonas de cisalhamento que os limitam. Pontos coloridos indicam posição aproximada das amostras coletadas e quantidade de apatitas recuperadas. Baseado em Bossi & Gaucher (2014), Neves *et al.* (2014), Philipp *et al.* (2016), entre outros.

A primeira etapa de campo foi realizada em fevereiro/2016, com a coleta de amostras do embasamento no RS e UY. Aproximadamente 6.000 km foram percorridos em 15 dias, totalizando 62 afloramentos visitados e mais de 300kg de amostras coletados. Para localização dos melhores afloramentos, foi realizado um estudo prévio da área a partir de mapas geológicos regionais e imagens do *Google Earth Pro*. Foram priorizadas as litologias que comumente possuem abundância nos minerais alvo, na sua maioria granitóides. Cada ponto teve cerca de 5kg de amostra coletados, e com o auxílio de aparelho de GPS foram registrados o posicionamento e a altitude do ponto, fundamentais para as análises termocronológicas.

A cominuição das amostras e posterior separação mineral foi realizada na infraestrutura da UFRGS. Após uma etapa de fragmentação manual, as amostras foram submetidas a um britador de mandíbulas e um moinho de pratos, o que resultou na desagregação dos minerais da rocha. A essa etapa seguiu-se um peneiramento em peneiras de 500 μ m, concentrando assim a porção mais fina da amostra.

Para a concentração dos cristais de apatita e zircão, o material fino resultante da cominuição passou por uma separação densimétrica com batéia. Dessa forma concentrou-se a mineralogia pesada (densa) em relação aos minerais leves (essencialmente quartzo e feldspato), reduzindo drasticamente o volume da amostra. O concentrado de minerais pesados foi então submetido à separação magnética com o Separador Isodinâmico Frantz®, com amperagens de 0.4, 0.8, 1.2 e 1.8 \AA , e inclinação lateral -15° e frontal 25°. Dessa forma as frações magnéticas foram retiradas do concentrado, que passou a conter principalmente os minerais alvo. Por fim ocorreu a concentração gravimétrica por líquidos densos, utilizando-se bromofórmio ($\rho = 2,9 \text{ g/cm}^3$), separando assim apatitas ($\rho = 3,1 \text{ g/cm}^3$) e zircões ($\rho = 4,6 \text{ g/cm}^3$) de quaisquer minerais leves restantes. Posteriormente, em alguns casos, foi utilizado o diodometano ($\rho = 3,3 \text{ g/cm}^3$), o que permitiu separar as apatitas dos zircões.

4. RESULTADOS

Das 62 amostras coletadas, foram processadas 59 e três descartadas. Em relação a apatitas, apenas 33 amostras resultaram em 200 ou mais cristais do mineral. Outras 12 amostras possuíam apatitas em pequena quantidade (<200) e 13 amostras não possuíam o mineral. No geral, os granitóides com maior teor de feldspato alcalino foram os que menos possuíam apatitas. Por exemplo, dos sienogranitos amostrados, apenas um

continha mais de 200 apatitas, sendo que em 7 amostras dessa litologia não houve recuperação alguma. No quesito morfológico dos cristais, as apatitas recuperadas mostraram uma grande variação, desde formatos pequenos e aciculares até fragmentos hexagonais de cristais maiores que foram fragmentados durante a cominuição, passando por apatitas arredondadas por abrasão das amostras sedimentares. Não foi encontrado um padrão cristalográfico das apatitas relacionado à litologia de proveniência. Em janeiro/2017 foram enviadas para irradiação, no reator nuclear do IPEN-SP, as apatitas de 45 amostras, reunidas em 33 pastilhas.

No que diz respeito aos zircões, 40 amostras possuíam cristais em quantidades adequadas para análises termocronológicas, resultado esperado tendo em vista a comum ocorrência desse mineral em granitóides. Por apresentar maior resistência ao intemperismo do que as apatitas, os cristais de zircão também foram encontrados em todas as amostras sedimentares. As características morfológicas dos cristais variam amplamente, da mesma forma que as apatitas. Suas colorações também são diversas, desde quase incolores até castanhos e acinzentados, provavelmente devido ao acúmulo de danos no retículo cristalino em virtude do decaimento, visto que as litologias amostradas são pré-Cambrianas em sua maioria.

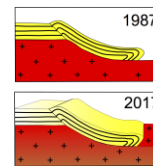
5. PRÓXIMAS ETAPAS

Devido à necessidade de atenuação dos níveis radioativos das amostras irradiadas, será possível trabalhar com essas a partir do final do semestre 2017/1. A datação pelo método dos traços de fissão exige a contagem dos traços fósseis nas apatitas e dos traços induzidos nas respectivas micas. Esse processo será realizado na UFRGS, junto da medição dos traços confinados e outros parâmetros, necessários para o modelamento termocronológico. Ainda em 2017/1 espera-se realizar a datação por (U-Th)/He em outras apatitas das mesmas amostras. De posse das informações dos dois métodos termocronológicos, será possível realizar o modelamento termotectônico de cada amostra. Posteriormente, os dados obtidos serão avaliados em conjunto com informações relativas à processos geotectônicos e climáticos que atuaram na região. Dessa forma, espera-se poder correlacionar os padrões de exumação às zonas de cisalhamento presentes na região, na busca de semelhanças entre as amostras situadas num mesmo terreno tectonoestratigráfico. A partir dos modelamentos de cada amostra e de suas relações com amostras adjacentes, será possível estimar as épocas e taxas de maior erosão continental. Por sua vez, as análises sísmicas da BP focarão no reconhecimento de estruturas tectônicas que possam ser um prolongamento daquelas encontradas no continente. Ademais, através de uma análise sismoestratigráfica e modelamentos, espera-se poder estimar as épocas e volumes de maior aporte sedimentar na BP. Ao final espera-se correlacionar os padrões de exumação e erosão continentais com o volume e épocas de maior aporte sedimentar na Bacia de Pelotas.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amante, C. & Eakins, B. W. (2009). *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. [15/fev/17].
- Bossi, J., & Gaucher, C. (2014). *Estratigrafia del Predevónico del Uruguay*. Em: Geología del Uruguay - Tomo 1: Predevónico, págs 19-43. Montevideo.
- Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S., & Bechstädt, T. (2010). *Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins)*. Marine and Petroleum Geology, 27(9), 1952-1980.
- Corrêa, I. C. S., Toldo Jr, E. E., Weschenfelder, J., Baitelli, R., Ayup-Zouain, R. N., Dehnhardt, B. A., & Martins, L. R. S. (2007). *Plataforma e talude continental do Rio Grande do Sul: síntese dos conhecimentos*. 50, 341e354.
- Karl, M., Glasmacher, U. A., Kollenz, S., Franco-Magalhaes, A. O., Stockli, D. F., & Hackspacher, P. C. (2013). *Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U-Th-Sm)/He and fission-track data*. Tectonophysics, 604, 224-244.
- Neves, B. B. d. B., Fuck, R. A., & Pimentel, M. M. (2014). *The Brasiliano collage in South America: a review*. Brazilian Journal of Geology, 44(3), 493-518.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Chemale Jr, F. (2016). *Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology*. Brazilian Journal of Geology, 46, 83-104.

Apoio: BG E&P Brasil



GEOFÍSICA APLICADA AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NO TRIÂNGULO MINEIRO, MG

Paula Mendes Serrano¹, Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco¹, Carolina Deluca¹, Fabrício Caxito¹,
Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia,
Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, paulamendesserrano@hotmail.com, ferodrigues@live.it
cdelucam@gmail.com, facaxito@gmail.com, pedrosoares@gmail.com

1. Introdução

As folhas Corumbaíba (SE.22-Z-B-II), Goiandira (SE.22-Z-B-III) e Uberlândia (SE.22-Z-B-VI) foram mapeadas no âmbito do Projeto Triângulo Mineiro que realiza o mapeamento geológico em escala 1:100.000 de uma área correspondente a 31 folhas. O projeto proveio de um convênio entre a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) e a Universidade Federal de Minas Gerais, através do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC/IGC/UFGM). Para auxiliar a programação e a execução das etapas de campo e de confecção do mapa geológico, foi realizada continuamente ao longo do trabalho a interpretação fotogeológica de imagens de sensores remotos e mapas temáticos como bases cartográficas, imagens de satélite, modelos digitais de elevação e mapas geofísicos (magnetometria e gamaespectrometria). Os dados geofísicos foram indispensáveis para definir domínios cujas características refletem diferentes substratos rochosos e para interpretar lineamentos estruturais.

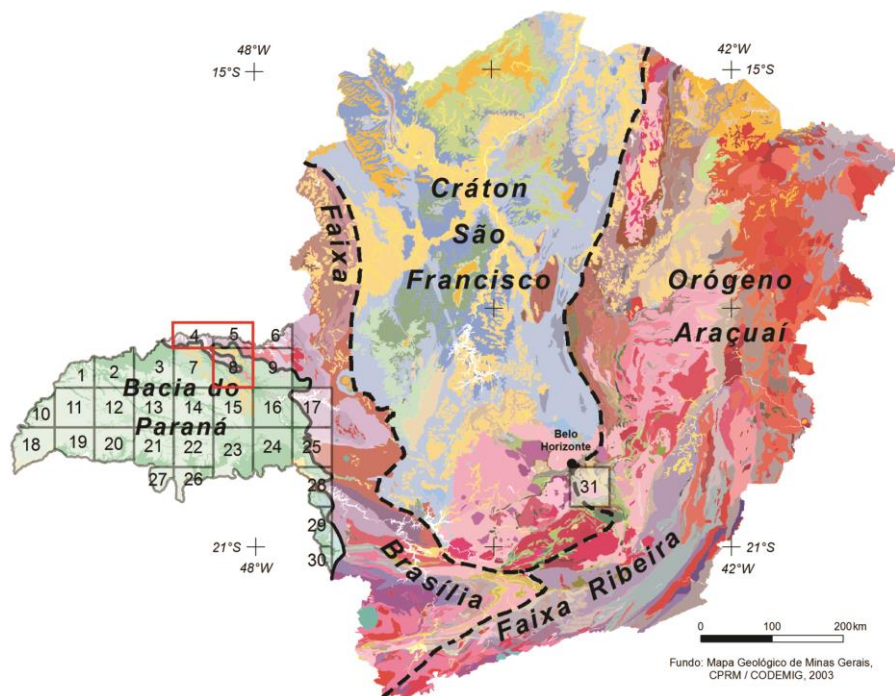


Figura 1: Articulação das folhas do Projeto Triângulo Mineiro: 4 – Folha Corumbaíba, 5 – Folha Goiandira, 8 – Folha Uberlândia.

2. Geologia Local

Nas folhas Corumbaíba, Goiandira e Uberlândia ocorrem dois conjuntos litológicos principais, o primeiro compreende uma sucessão de rochas neoproterozoicas associadas ao Complexo Maratá (Criogeniano), Grupo Araxá, Ortognaisse Goiandira e Suíte Cascalho Rico (Criogeniano - Ediacarano). Estas unidades afloram em áreas mais arrasadas e de topografia mais suave nas proximidades do Rio Paranaíba e Araguari. O segundo conjunto é representado por rochas do Mesozoico (Cretáceo Inferior) pertencentes à Bacia do Paraná (Grupo São Bento). Sua ocorrência relaciona-se a cotas mais elevadas, sendo o contato entre os dois conjuntos marcado por abrupta quebra de relevo em encostas escarpadas. Ainda sobre as rochas do Grupo São Bento, desenvolvem-se coberturas indiferenciadas que se estendem por toda a superfície aplainada de idade paleogena/neogena, e natureza coluvionar e detrítico-laterítica.

3. Mapas geofísicos

Os mapas geofísicos utilizados foram produzidos pelo Levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais, realizado pela CODEMIG (2010/2011), com altura de voo de 100 metros e espaçamento de 1000 metros entre as linhas.

3.1 Magnetometria

O mapa de amplitude do sinal analítico das folhas Corumbaíba, Goiandira e Uberlândia apresentam três padrões magnéticos diferentes (Figura 2). O primeiro ocorre representado pelas cores azul e verde, com intensidade magnética baixa (0,003 a 0,035 nT/m), e representam afloramentos de rochas pré-cambrianas como o Grupo Araxá e Complexo Maratá. Esse padrão está presente na porção norte e sudeste da Folha Corumbaíba (Figura 2A), na metade norte da carta Goiandira (Figura 2B) e na faixa de direção NW-SE, de um extremo a outro da área, bem como na porção nordeste da folha Uberlândia (Figura 2C).

O segundo padrão magnético representado pela cor rosa, com intensidade magnética alta (0,542 a 1,193 nT/m), demarca as áreas em que rochas da Formação Serra Geral afloram. Nas folhas Corumbaíba e Goiandira, esse padrão localiza-se na porção sul, ao passo que na carta Uberlândia concentra-se ao longo de faixas NW-SE. Por fim, há um padrão na Folha Uberlândia nas porções sul, sudoeste e em uma faixa de orientação NW-SE, variando entre 0,072 e 0,254 nT/m, que corresponde a regiões com coberturas cenozoicas.

Comparando o mapa de amplitude do sinal analítico com os mapas de 1ª Derivada Vertical e de Intensidade Magnética Total é possível ver que os dipolos coincidem, principalmente no segundo, com a anomalia do padrão magnético correspondente às áreas em que afloram rochas da Formação Serra Geral. Esses alinhamentos apresentam uma relação com alguns lineamentos fotointerpretados através da imagem Landsat 8 (GLFC 2000) e da imagem do Google Earth (Google Earth 2015), associados à drenagem direcional encontrada nos rios Uberabinha e das Pedras.

3.2 Gamaespectrometria

Para a interpretação dos padrões gamaespectrométricos das folhas Corumbaíba, Goiandira e Uberlândia, foram utilizadas imagens de contagem total, atividade de Th, U e K, além do mapa de composição ternária K-Th-U e dos mapas de razões entre cada um destes elementos. Destes mapas, os mapas do canal de Th e K se demonstraram particularmente úteis quanto à boa resposta litológica oferecida.

Dentro destes padrões, maior refinamento pode ser atingido utilizando os mapas específicos para cada elemento. O canal de K (Figura 3 A, B e C) apresenta anomalia alta (1,25 a 3,02%) que está associada a locais

onde afloram as rochas pré-cambrianas, permitindo uma definição melhor no traço do domínio do Complexo Maratá e do Grupo Araxá. O canal de Th (Figura 3 D, E e F) apresenta valores de 10,3 a 41,9% em suas anomalias mais altas e permite precisão maior na delimitação das áreas que apresentam coberturas cenozoicas, o que é corroborado pelos mapas de razão Th/K e U/K (com valores de 13,5 a 34,5 e 1,00 a 2,56, respectivamente).

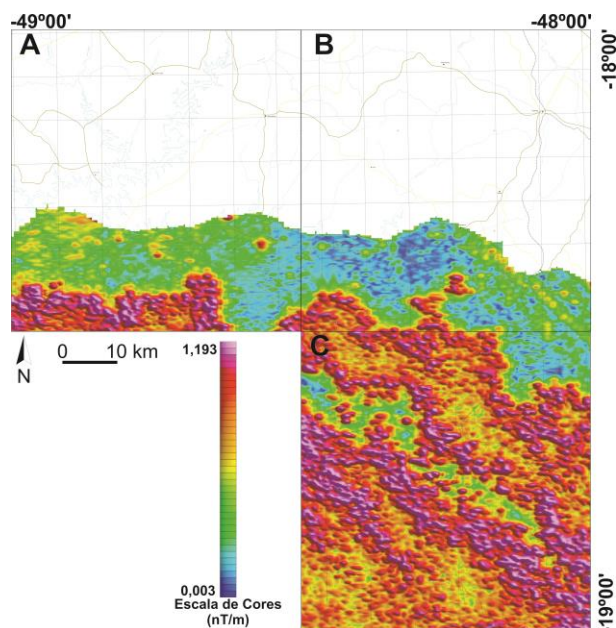


Figura 2: Mapas de Amplitude do Sinal Analítico: A – Folha Corumbáiba, B – Folha Goiandira, C – Folha Uberlândia.

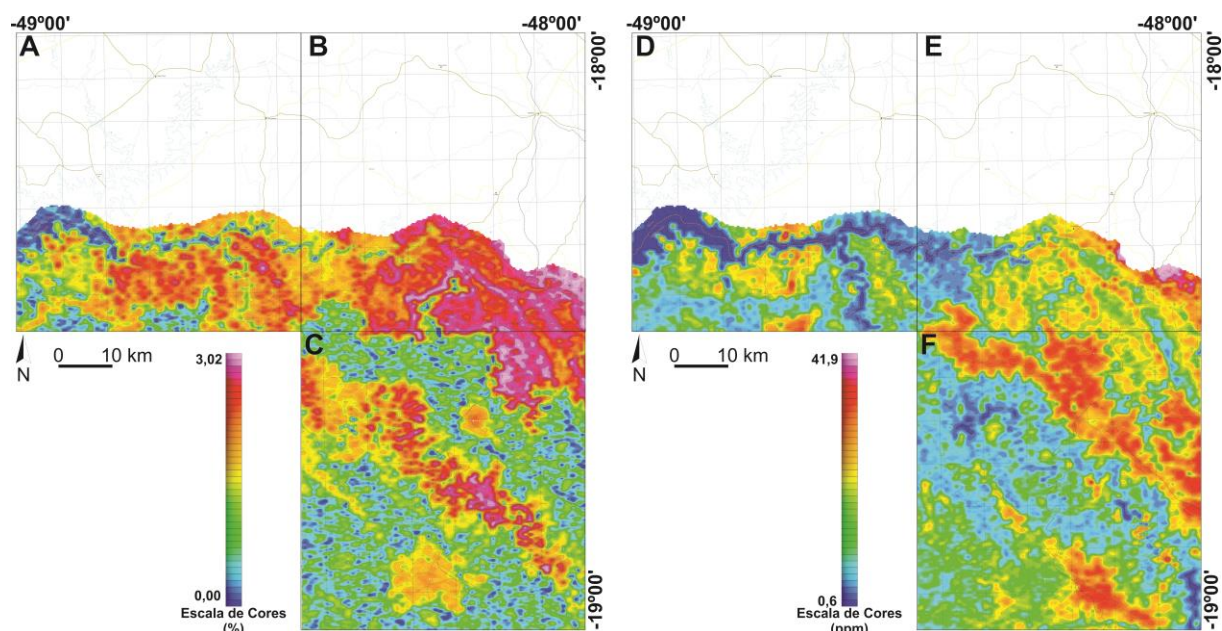


Figura 3: Mapas de gamaespectrometria. Mapas de Canal de Potássio: A – Folha Corumbáiba, B – Folha Goiandira, C – Folha Uberlândia. Mapas de Tório: D – Folha Corumbáiba, E – Folha Goiandira, F – Folha Uberlândia.

Nas áreas onde afloram as rochas pré-cambrianas nos mapas de canal de K (Figura 3 A, B e C), é possível identificar nítidas diferenças nas porções onde aflora o Complexo Maratá (anomalia alta acima de 1,66% até 3,02%) em relação àquelas onde aflora o Grupo Araxá (anomalia relativamente mais baixa compreendida de 0,32% até o valor máximo de 3,02%). O formato retilíneo exibido pelas faixas correspondentes ao Complexo Maratá e Grupo Araxá pode indicar que o contato entre esses corpos se dá por uma série de zonas de cisalhamento compressivas, como corroborado por observações de campo. Da mesma forma, na calha do Rio Araguari (Figura 3F), as áreas de afloramento de corpos graníticos do Complexo Maratá destacam-se pela maior intensidade no mapa do canal de Th do que as áreas de afloramento de mica xistos do Grupo Araxá. Desta forma, o mapa gamaespectrométrico do canal de Th e K foi de especial utilidade na delimitação dos limites dos corpos do Complexo Maratá em meio às rochas metassedimentares do Grupo Araxá.

4. Considerações finais

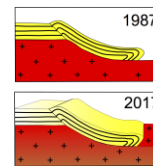
As áreas mapeadas são constituídas por rochas vulcânicas máficas (Formação Serra Geral) com intercalações locais de lentes de arenito (Formação Botucatu) do Grupo São Bento (Cretáceo Inferior), sobrepostas por discordância angular e erosiva sobre rochas metassedimentares do Grupo Araxá, leucogranitos e ortognaisses neoproterozoicos (Ortognaisse Goiandira, Complexo Maratá e Suíte Cascalho Rico), além de coberturas detrítico-lateríticas recentes.

A utilização de mapas geofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos mostrou eficaz na individualização dos domínios geológicos e lineamentos estruturais das áreas. O método magnetométrico permitiu diferenciar a localização das rochas neoproterozoicas e cretáceas, ao passo que a gamaespectrometria se mostrou útil, sobretudo, na separação das rochas do Grupo Araxá, Complexo Maratá, Ortognaisse Goiandira e metagranitos pré-cambrianos, bem como o contorno correspondente às coberturas cenozoicas.

Agradecimentos: Os autores agradecem, sobretudo, a CODEMIG pelo suporte financeiro e ao CNPq e PETROBRAS pelas bolsas concedidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Serrano, P.M., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Quintão, D.A, Caxito, F. A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017a.
Mapa Geológico da Folha Corumbaíba. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Serrano, P.M., Caxito, F. A., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Quintão, D.A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017b.
Relatório da Folha Corumbaíba. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Serrano, P.M., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Caxito, F. A., Quintão, D.A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017a.
Mapa Geológico da Folha Goiandira. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Serrano, P.M., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Caxito, F. A., Quintão, D.A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017b.
Relatório da Folha Goiandira. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Pacheco, F.E.R.C., Serrano, P.M., Caxito, F. A., Deluca C.M., Quintão, D.A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017a.
Mapa Geológico da Folha Uberlândia. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Pacheco, F.E.R.C., Serrano, P.M., Caxito, F. A., Deluca C.M., Quintão, D.A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017b.
Relatório da Folha Uberlândia. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA GOIANDIRA (1:100.000), TRIÂNGULO MINEIRO, MG

Carolina Deluca¹, Paula Mendes Serrano¹, Fabrício Caxito¹, Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco¹, Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, cdelucam@gmail.com, paulamendesserrano@hotmail.com, facaxito@gmail.com, ferodrigues@live.it, pedrosasoares@gmail.com

1. Introdução

A Folha Goiandira (SE.22-Z-B-III) foi mapeada no âmbito do Projeto Triângulo Mineiro que realiza o mapeamento geológico em escala 1:100.000 de uma área correspondente a 31 folhas. O projeto proveio de um convênio entre a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) e a Universidade Federal de Minas Gerais, através do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC/IGC/UFMG). A Folha Goiandira localiza-se na Faixa Brasília Meridional, ao longo da borda oeste do Cráton São Francisco, entre os paralelos 47°00' e 47°30'W, e entre o meridiano 18°30'S a sul até a divisa dos estados de Goiás e Minas Gerais, a norte (Figura 1).

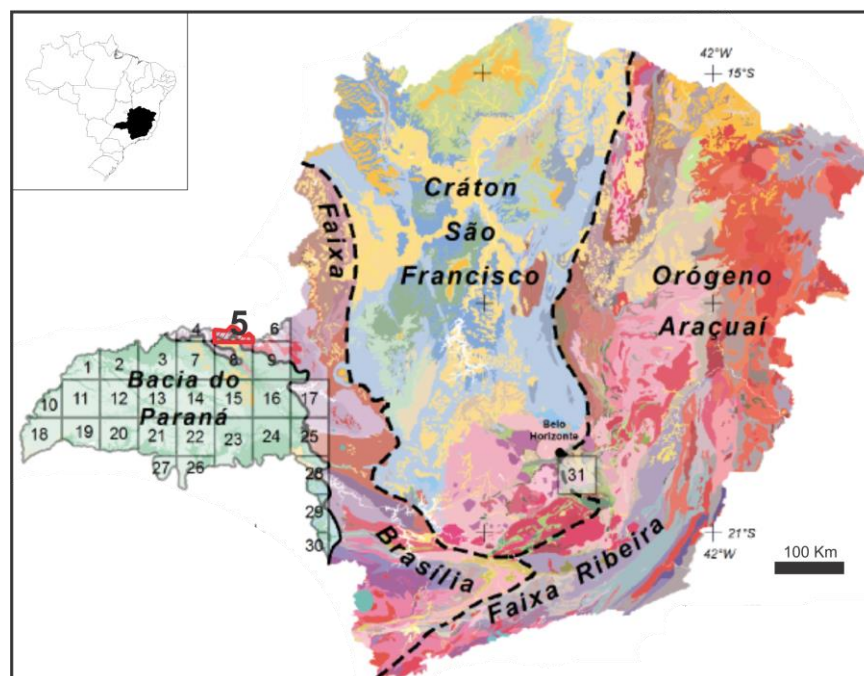


Figura 1: Articulação das folhas do Projeto Triângulo Mineiro, Folha Goiandira em destaque (polígono vermelho).

2. Geologia Local

Na Folha Goiandira ocorrem dois conjuntos litológicos principais, o primeiro compreende uma sucessão de rochas neoproterozóicas associadas ao Complexo Maratá (Criogeniano), Grupo Araxá e ao Ortognaisse Goiandira e Suíte Cascalho Rico (Criogeniano - Ediacarano). Estas unidades afloram em áreas mais arrasadas e de topografia mais suave nas proximidades do Rio Paranaíba. O segundo conjunto é representado por rochas do Mesozoico (Cretáceo Inferior) pertencentes a Bacia do Paraná (Grupo São Bento). Sua ocorrência relaciona-se a cotas mais elevadas, sendo o contato entre os dois conjuntos marcada por abrupta quebra de relevo em encostas

escarpadas. Ainda sobre as rochas do Grupo São Bento, desenvolvem-se coberturas indiferenciadas que se estendem por toda a superfície aplainada de idade paleógena/neógena, e natureza principalmente coluvionar e detrítico-laterítica.

2.1.1. Estratigrafia

A coluna estratigráfica abaixo (Figura 2) apresenta uma breve descrição das variedades litológicas, bem como tipo de contato e ilustração do principal litotipo de cada unidade geológica encontrada na Folha Goiandira:

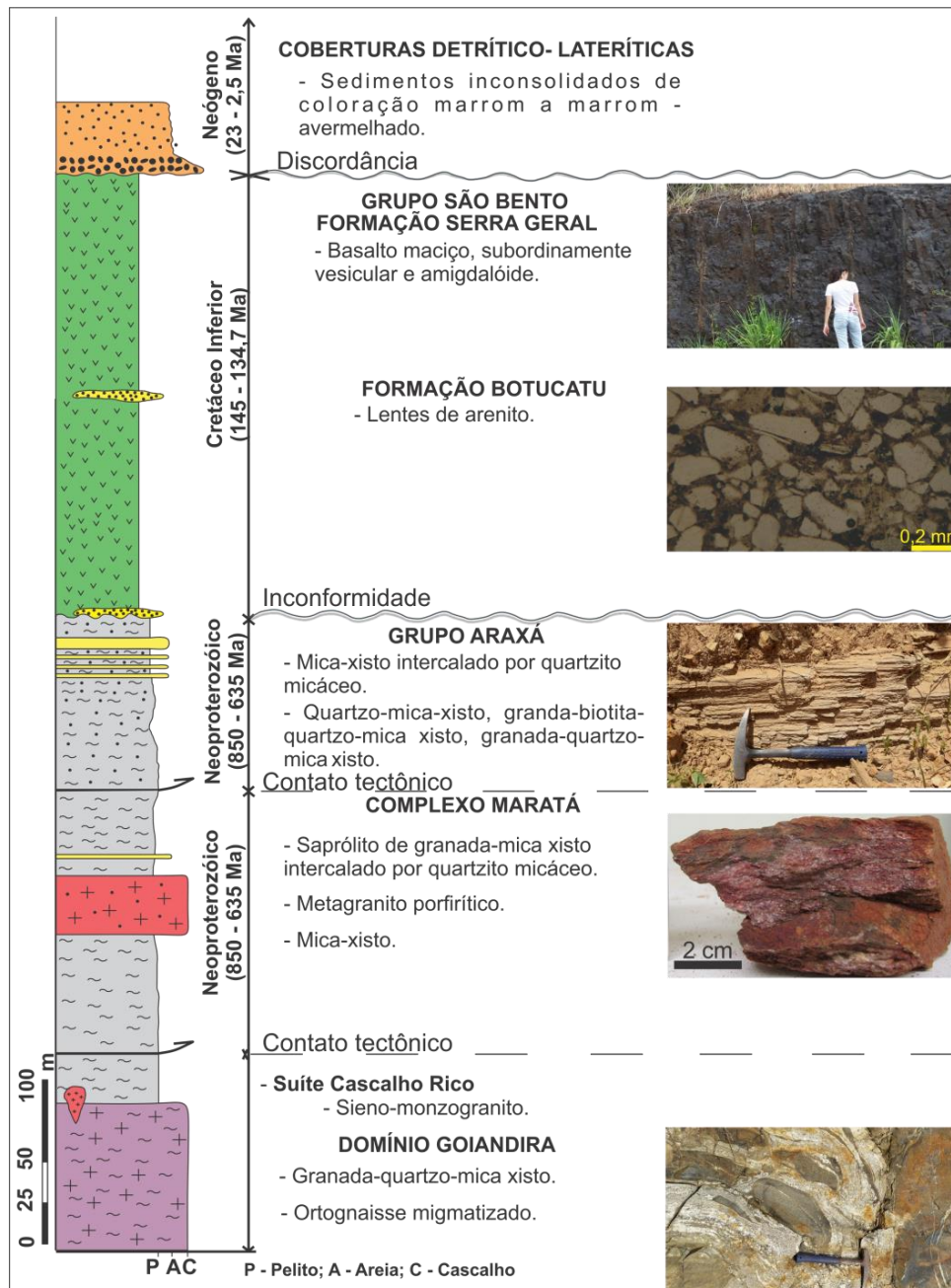


Figura 2: Coluna estratigráfica esquemática levantada na Folha Goiandira e ilustração do litotipo mais representativo de cada uma das unidades.

2.1.2. Geologia Estrutural

A região de estudo localiza-se na porção meridional da Faixa Brasília, nas proximidades da borda oeste do Cráton São Francisco. As rochas do Complexo Maratá, Grupo Araxá e Ortognaisse Goiandira encontram-se associadas a escamas de empurrão com transporte tectônico em direção ao Cráton do São Francisco. Dobras isoclinais com vergência para leste são indícios da intensa deformação sofrida por essas unidades, durante as complexas colisões do Brasiliano.

Basicamente duas fases de deformação podem ser individualizadas (D1 e D2) após análise cinemática das estruturas tectônicas, que juntas configuram uma deformação progressiva em regime cisalhante simples. A fase D1 desenvolveu a foliação principal (S_n) com direções N-S e NW-SE, subparalela ao acamamento (S_0). Estruturas relacionadas a fase D1 são amplamente observadas como xistosidade nos metassedimentos do Grupo Araxá, e menos frequentemente como bandamento gnáissico nos ortognais Maratá e Goiandira. O estereograma para S_n (figura 3a e 3c) mostra certa dispersão das medidas, provavelmente devido a influência de dobras da segunda fase (D2).

O segundo evento de deformação (D2) envolve a formação de clivagem de crenulação S_{n+1} (figuras 3b e 3c), paralela ao plano axial da segunda geração de dobras com vergência para leste. Suas direções variam entre NNE/SSW e NW-SE. Essa estrutura é dificilmente percebida, por se tratar de uma estrutura incipiente e não pervasiva, materializada sobretudo nos xistos micáceos.

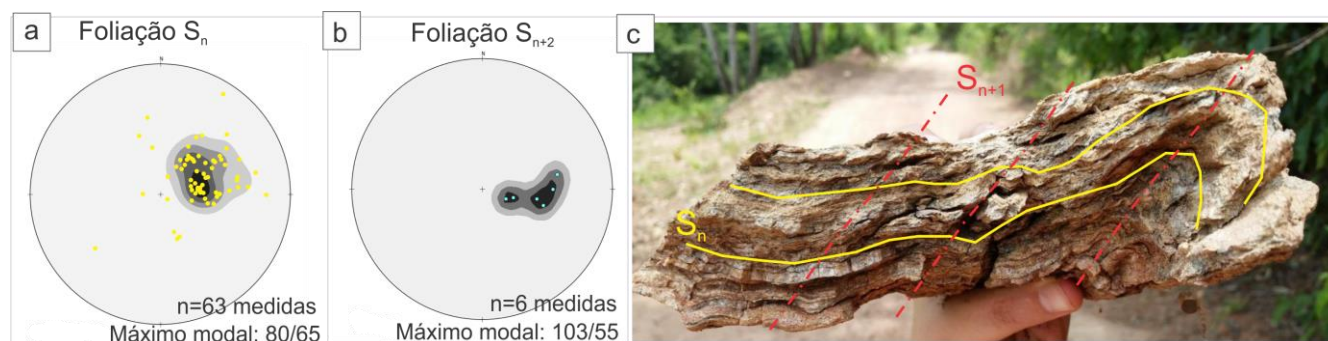


Figura 3: **a)** Projeção estereográfica exibindo a distribuição da foliação principal (S_n) vinculada ao primeiro evento deformacional D1. **b)** Projeção estereográfica mostrando a orientação da foliação S_{n+1} relacionada à fase D2. **c)** Relação entre a foliação S_n e a foliação de crenulação S_{n+1} . A foliação S_n encontra-se dobrada e a foliação S_{n+1} é plano axial destas dobras (778780E, 7963117N, UTM22S, WGS84).

Estruturas rúpteis (fraturas e juntas) se desenvolvem principalmente nas direções N70-80E e N20-30W, ocorrem em predominantemente segundo os azimutes N70-80E e N20-30W, na maioria das vezes com mergulhos altos a subverticais. Em geral, apresentam boa correlação com os lineamentos regionais.

3. Metamorfismo

O metamorfismo das rochas neoproterozoicas do Grupo Araxá na Folha Goiandira varia de fácies xisto-verde baixo a alto, zona da granada, podendo chegar à fácies anfíbolito, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde baixo. A presença de migmatitos na unidade ortognáissica Goiandira indica que esta unidade sofreu fusão parcial e anatexia, evidenciando metamorfismo na fácies anfíbolito alto.

As rochas cretáceas e cenozoicas não apresentam metamorfismo importante. Imediatamente ao longo do contato com os basaltos da Formação Serra Geral, os arenitos da Formação Botucatu, principalmente nas lentes intertrápicas nota-se textura granuloblástica decorrente do metamorfismo térmico.

4. Considerações finais

A área mapeada é constituída por rochas vulcânicas máficas (Formação Serra Geral) com intercalações locais de lentes de arenito (Formação Botucatu) do Grupo São Bento (Cretáceo Inferior), com até 135 metros de espessura, sobrepostas por discordância angular e erosiva sobre rochas metassedimentares do Grupo Araxá, leucogranitos e ortognaisses neoproterozoicos (Ortognaisse Goiandira, Complexo Maratá e Suíte Cascalho Rico), além de coberturas detritico-lateríticas recentes.

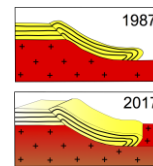
As unidades neoproterozoicas foram afetadas pela orogênese Brasileira, e encontram-se compartimentadas ao longo de faixas de direção NW-SE, separadas por zonas de cisalhamento compressionais de mesma direção e vergência para NE. O intenso encurtamento sofrido é materializado através de dobras intrafoliais e dois conjuntos de clivagem (S_n e S_{n+1}), ambos observados nos xistos do Grupo Araxá e nos ortognaisses Goiandira.

Os recursos minerais identificados e pormenores da geologia da Folha Goiandira poderão ser conferidos no relatório e mapa geológico (100.000) oficiais (Serrano et al. 2017a; Serrano et al. 2017b).

Agradecimentos: Os autores agradecem sobretudo a CODEMIG pelo suporte financeiro e ao CNPq e PETROBRAS pelas bolsas concedidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Serrano, P.M., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Caxito, F. A., Quintão, D.A. CPMTC/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017a. Mapa Geológico da Folha Goiandira. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Serrano, P.M., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Caxito, F. A., Quintão, D.A. CPMTC/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017b. Relatório da Folha Goiandira. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA UBERLÂNDIA (1:100.000), TRIÂNGULO MINEIRO, MG

Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco¹, Paula Mendes Serrano¹, Carolina Deluca¹, Fabrício Caxito¹, Dennis Quintão¹, Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, ferdrigues@live.it, paulamendesserrano@hotmail.com, cdelucam@gmail.com, facaxito@gmail.com, dennisquintao@gmail.com, pedrosoares@gmail.com

1. Introdução

A Folha Uberlândia (SE.22-Z-B-VI) foi mapeada no âmbito do Projeto Triângulo Mineiro que realiza o mapeamento geológico em escala 1:100.000 de uma área correspondente a 31 folhas. O projeto proveio de um convênio entre a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) e a Universidade Federal de Minas Gerais, através do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC/IGC/UFMG). A Folha Uberlândia localiza-se na Faixa Brasília Meridional, ao longo da borda oeste do Cráton São Francisco, entre os paralelos 48°00'W e 48°30'W, e entre o meridiano 19°S e 18°30'S (Figura 1).

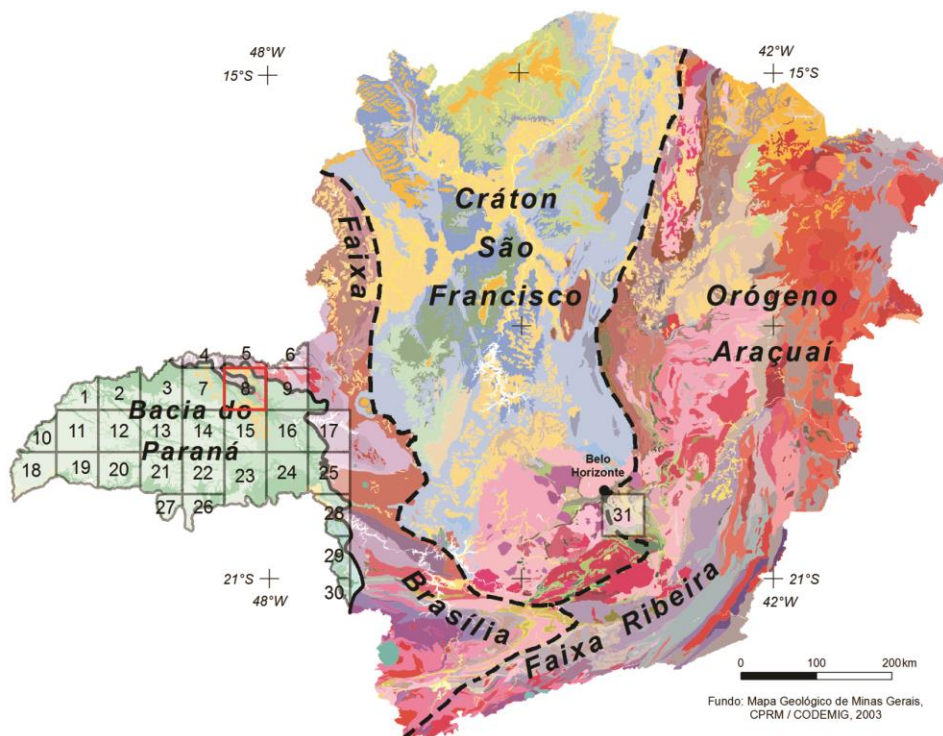


Figura 1: Articulação das folhas do Projeto Triângulo Mineiro, Folha Uberlândia em destaque (polígono vermelho).

2. Geologia Local

Na Folha Uberlândia ocorrem dois conjuntos litológicos principais, o primeiro compreende uma sucessão de rochas neoproterozóicas associadas ao Complexo Maratá (Criogeniano) e ao Grupo Araxá (Criogeniano - Ediacarano). Estas unidades afloram em áreas mais arrasadas e de topografia mais suave nas proximidades do Rio Araguari. O segundo conjunto é representado por rochas do Mesozoico (Cretáceo Inferior) pertencentes à

Bacia do Paraná (Grupo São Bento). Sua ocorrência relaciona-se a cotas mais elevadas, sendo o contato entre os dois conjuntos marcado por abrupta quebra de relevo em encostas escarpadas. Ainda sobre as rochas do Grupo São Bento, desenvolvem-se coberturas indiferenciadas que se estendem por toda a superfície aplainada de idade paleógena/neógena, e natureza principalmente coluvionar e detrítico-laterítica.

2.1.1. Estratigrafia

A coluna estratigráfica abaixo (Figura 2) apresenta uma breve descrição das variedades litológicas, bem como tipo de contato e ilustração do principal litotipo de cada unidade geológica encontrada na Folha Uberlândia.



Figura 2: Coluna estratigráfica esquemática levantada na Folha Goiandira e ilustração do litotipo mais representativo de cada uma das unidades.

2.1.2. Geologia Estrutural

A Folha Uberlândia está inserida na porção meridional da Faixa Brasília, situada em parte da Província Tocantins e oeste da borda do Cráton do São Francisco. As rochas do Complexo Maratá e Grupo Araxá encontram-se associados a escamas de empurrão com transporte tectônico em direção ao Cráton do São Francisco. Dobras isoclinais com vergência para leste são indícios da intensa deformação sofrida por essas unidades, durante as complexas colisões do Brasiliano.

Basicamente duas fases de deformação podem ser individualizadas (D1 e D2) após análise cinemática das estruturas tectônicas, que juntas configuram uma deformação progressiva em regime cisalhante simples. A fase D1 desenvolveu a foliação principal (S_n) com direções N-S e NW-SE, subparalela ao acamamento (S_0). Estruturas relacionadas à fase D1 são amplamente observadas como xistosidade nos metassedimentos do Grupo Araxá. O estereograma para S_n (figura 3a e 3c) mostra certa dispersão das medidas, provavelmente devido à influência de dobras da segunda fase (D2).

O segundo evento de deformação (D2) envolve a formação de clivagem de crenulação S_{n+1} (figuras 3b e 3c), paralela ao plano axial da segunda geração de dobras com vergência para leste. Suas direções variam entre NNE/SSW e NW-SE. As dobras associadas à segunda fase de deformação são assimétricas, apertadas, semi-recumbentes e inclinadas, apresentando eixos de atitudes N-S.

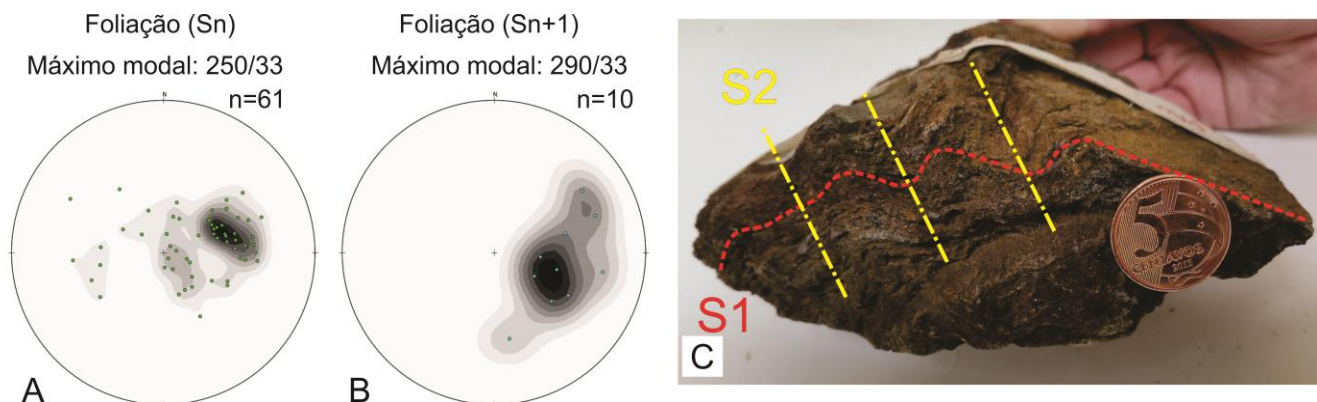


Figura 3: **a)** Projeção estereográfica exibindo a distribuição da foliação principal (S_n) vinculada ao primeiro evento deformacional D1. **b)** Projeção estereográfica mostrando a orientação da foliação S_{n+1} relacionada à fase D2. **c)** Relação entre a foliação S_n e a foliação de crenulação S_{n+1} . A foliação S_n encontra-se dobrada e a foliação S_{n+1} é plano axial destas dobras.

Estruturas rúpteis (fraturas e juntas) se desenvolvem principalmente nas direções NW-SE. ocorrem em predominantemente segundo os azimutes N50-60W, N-S e N30W, na maioria das vezes com mergulhos altos a subverticais. Em geral, apresentam boa correlação com os lineamentos regionais.

3. Metamorfismo

O metamorfismo das rochas neoproterozoicas na Folha Uberlândia varia de fácies xisto-verde baixo a alto, zona da granada, podendo chegar à fácies anfíbolito, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde baixo. As rochas cretáceas e cenozoicas não apresentam metamorfismo importante.

4. Considerações finais

Na Folha Uberlândia aflora uma sucessão de rochas neoproterozoicas associadas ao Complexo Maratá (augen-gnaisses, metagranitos foliados e granitos porfíricos) e ao Grupo Araxá (rochas metassedimentares, principalmente mica xistos granatíferos ou não e intercalações de quartzitos), e rochas do Cretáceo Inferior associadas ao Grupo São Bento (arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral). Ocorrem

ainda sedimentos inconsolidados de idade paleógena/neógena, de natureza principalmente coluvionar, detrítico-laterítica.

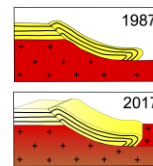
As rochas neoproterozoicas apresentam duas fases de deformação associadas ao regime de cisalhamento simples imposto pela Orogênese Brasileira. As foliações associadas ao primeiro evento, S_n , são penetrativas e paralelas aos planos axiais de dobras isoclinais de eixos com direção N-S e vergência para leste, com máximo modal 250/33. Já uma segunda geração de dobras é ligada à foliação de crenulação S_{n+1} , discreta, de atitude semelhante a S_n/S_0 .

Os recursos minerais identificados e pormenores da geologia da Folha Goiandira poderão ser conferidos no relatório e mapa geológico (100.000) oficiais (Pacheco et al. 2017a; Pacheco et al. 2017b).

Agradecimentos: Os autores agradecem, sobretudo, ao CODEMIG pelo suporte financeiro e ao CNPq e PETROBRAS pelas bolsas concedidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Pacheco, F.E.R.C., Serrano, P.M., Caxito, F. A., Deluca C.M., Quintão, D.A. CPMTC/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017a. Mapa Geológico da Folha Uberlândia. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Pacheco, F.E.R.C., Serrano, P.M., Caxito, F. A., Deluca C.M., Quintão, D.A. CPMTC/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017b. Relatório da Folha Uberlândia. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]



PRINCIPAIS TÉCNICAS ANALÍTICAS APLICADAS AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS DE ROCHAS SILICICLÁSTICAS

Mariana de Assunção Rodrigues¹, Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros²

¹ Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: marianarodrigues.geologia@gmail.com

² Universidade Federal de Mato Grosso, e-mail: mapabarro@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O objetivo do estudo da proveniência das rochas siliciclásticas é compreender quais as fontes dos detritos sedimentares e os mecanismos de erosão e transporte que moveram tais partículas de suas áreas fontes até os sítios de deposição. O exame petrográfico de seções delgadas permite supor o ambiente deposicional e os processos responsáveis pela deposição das partículas, as condições físicas e químicas dos ambientes de deposição e as mudanças diagenéticas durante o soterramento e soerguimento da bacia. Entretanto inúmeras outras técnicas têm sido aplicadas adicionalmente a estes estudos de forma a contribuir de maneira mais eficaz para a construção de modelos paleogeográficos para a Terra em um determinado período de tempo. O estudo de proveniência pode também dar informações relevantes sobre o potencial econômico das rochas sedimentares como reservatório de gás e óleo, bem como indicar prováveis hospedeiras de depósitos minerais e apontar bacias com potencial para aquífero subterrâneo (Boggs, 2009). Entre as técnicas usadas para a realização desses estudos destacam-se o estudo petrográfico sistemático dos sedimentos, a caracterização dos minerais pesados, a datação U-Pb dos zircões, entre outros estudos. O objetivo deste resumo é apresentar uma síntese dessas técnicas.

2. TÉCNICAS DE ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS

2.1. Composição mineralógica e arcabouço da rocha

A mineralogia dos detritos siliciclásticos dá informações sobre a litologia da área fonte e consequentemente do ambiente tectônico, podendo também sugerir as condições climáticas presentes na época com base na maturidade dos sedimentos. A comparação entre o zoneamento de feldspatos detríticos pode apontar os efeitos do intemperismo durante o transporte e deposição, por exemplo (Amini, 2011) e a análise do cimento pode indicar as condições climáticas da deposição (K. Zaidi et al., 2013).

2.1.1. Estudo petrográfico em seção delgada

Em arenitos, por exemplo, dois métodos de análise de composição do arcabouço são utilizadas: o método Indiana e o método Gazzi-Dickinson, cuja principal diferença é a maneira como são classificados os grãos mais grosseiros de cristais poliminerálicos (Weltje, 2002). Atualmente, o método Gazzi-Dickinson é o mais usado e utiliza técnicas petrográficas para reconstruir o contexto tectônico da bacia sedimentar. Ele permite identificar sinais composicionais oriundos dos principais ambientes tectônicos. Remus et al. (2008) relacionam em um quadro os tipos de proveniência e ambientes tectônicos correspondentes (Tabela 1), além da composição da área conforme assinalaram Dickinson et al. (1983) (Figura 1).

2.2. Preparação das amostras para separação mineral

2.2.1. Pulverização, peneiramento e separação de minerais pesados

O tratamento dos sedimentos é feito primeiramente com a britagem e o peneiramento em duas frações: uma de 80-170 mesh e outra de 170-250. Posteriormente concentra-se a amostra através de bateia manual e em seguida procede-se a separação usando líquidos densos. Após este procedimento, separe-se os minerais magnéticos dos minerais não magnéticos usando o separador Franz e faz-se a análise microscópica com o objetivo de indicar as espécies minerais contidas. A contagem modal de 300 grãos transparentes a translúcidos da assembleia total permite o cálculo das proporções minerais.

2.3. Análise dos minerais acessórios

O conteúdo de minerais pesados é geralmente menor que 1%, valor que reflete a destruição seletiva de minerais proveniente das ações do intemperismo químico e dos processos de transporte e diagênese. A identificação dos mesmos pode ser feita através de microscópio ótico, ou usando microscópio eletrônico de varredura. Dentre os minerais não opacos é importante separar os minerais ultra-estáveis (rutilo, turmalina, zircão), estáveis (apatita, granada, estauroлита, biotita), moderadamente estáveis (epidoto, cianita, silimanita), instáveis (hornblenda, augita, diopside) e muito instáveis (barita, cassiterita, clorita, etc); enquanto nos opacos

separa-se os estáveis a moderadamente estáveis (Pettijohn et al., 1975). É possível fazer uma correlação com a litologia da rocha fonte através da assembleia dos minerais pesados sob o pressuposto de que cada tipo principal de rocha fonte produz um conjunto distinto de minerais pesados (Tabela 2) (Boggs, 2009).

Dentre os minerais pesados não opacos, o zircão, a turmalina e o rutilo são os minerais mais estáveis e mais resistentes ao intemperismo químico e podem sobreviver a múltiplas reciclagens, assim como o quartzo. Um índice muito utilizado é o ZTR (100x Zircão + Turmalina + Rutilo/Total de grãos translúcidos), o qual está diretamente associado ao grau de maturidade mineralógica dos sedimentos (Hubert, 1962). Se os litotipos apresentarem ZTR elevado, a indicação de proveniência será de áreas que já sofreram alguma reciclagem, por exemplo: sedimentos siliciclásticos ou metassedimentos de grau muito baixo; caso o índice ZTR estiver baixo, os sedimentos são de primeiro ciclo. O outro tipo de análise feita com minerais pesado é a varietal, também denominada de análise de metais pesados de alta resolução (Remus et al., 2008). Tal análise é mais minuciosa e classifica as diferentes variedades minerais a partir da morfologia, cor e estrutura interna dos grãos. Este tipo de análise pode indicar os ambientes tectônicos associados aos minerais ou assembleia mineral.

Tabela 1: Diversas proveniências e ambientes geotectônicos correspondentes em comparação com a composição dos grãos gerados, segundo Dickinson et al. (1983) e Dickinson (1985 in Remus et al., 2004).

Tipos de proveniência	Ambiente tectônico	Composição das areias geradas
Cráton estável	Intracontinental ou plataforma passiva	Areias quartzosas com altas razões Qm/Qp e K/P
Soerguimento do embasamento	Rift ou ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas pobres em fragmentos líticos e Qp
Arco magmático	Arco de ilhas ou arco continental	Areias feldspato-líticas vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Reciclagem orogênica	Cinturão orogênico ou complexo de subducção	Areias quartzo-líticas ricas em Ls, pobres em F e Lv, com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/L

Qm – quartzo monocristalino (>0,0625 mm); *Qp* – Quartzo policristalino (ou calcedônia); *K* – grãos de K-feldspato; *P* – grãos de plagioclásio; *Lv* – fragmentos líticos vulcânicos/metavulcânicos; *Ls* – fragmentos sedimentares/metassedimentares; *L* – total de fragmentos líticos instáveis. (Conforme classificação de Dickinson, 1985 apud Remus et al., 2004).

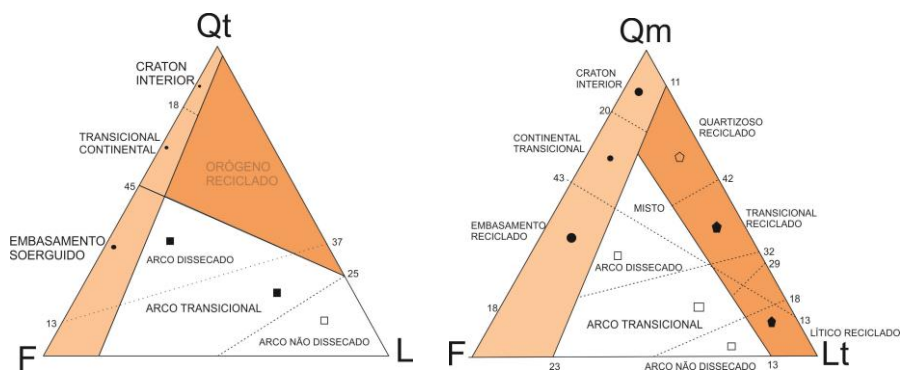


Figura 1: Diagramas QFL e QmFLt de arenitos terrígenos mostrando de tipos de proveniência tectônica em diferentes categorias: bloco continental em laranja claro; arco magmático em branco e orógeno reciclado em laranja escuro. Modificado de Dickinson e Sueczek (1979).

Tabela 2: Assembleia de minerais pesados característicos dos principais tipos de rocha fonte. Segundo Pettijohn et al., 1987, modificado de Boggs, 2009.

Associação	Fonte
Apatita, biotita, hornblenda, monazita, muscovita, rutilo, titatina, turmalina (rosa), zircão	Rochas ígneas ácidas
Cassiterita, fluorita, granada, monazita, muscovita, topázio, turmalina (azul), wolframita	Pegmatitos graníticos
Augita, chrimita, diopsídio, hyperstênio, ilmenita,	Rochas ígneas básicas

magnetita, olivina	
Andalusita, coríndon, epidoto, granada, glaucofano, cianita, silimanita, estaurolita, titanita, zoisita	Rochas metamórficas dinamotermiais
Barita, óxidos de ferro, leucocênio, rutilo, turmalina (grãos arredondados), zircão (grãos arredondados)	Sedimentos retrabalhados

2.4. Geologia Isotópica

2.4.1. Determinação das idades de minerais detríticos

O zircão é um mineral acessório, ultra estável e pode ser encontrado em assembleias de minerais pesados em litotipos conglomeráticos e areníticos de qualquer idade tornando-se uma ferramenta fundamental no estudo de proveniência. As idades obtidas permitem o melhor entendimento da tectônica e da reconstrução da paleogeografia da região estudada. (Howard et al., 2009).

A obtenção da idade de grãos individuais de zircões detríticos pode ser feita por meio de micro análise através de microsonda eletrônica ou iônica do tipo *SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe)* ou *ICPMS-LA (Inductively Coupled Plasm Mass Spectrometry by Laser Ablation)* (Remus et al., 2008). O método geocronológico mais preciso em análises de zircão é U/Pb, haja vista que o zircão se cristaliza com elevada razão U/Pb e possui tendência a incorporar grandes quantidades de U e quase nada de Pb inicial, assim, os produtos do decaimento ficam retidos, o que permite seu uso como geocronômetro.

Vale ressaltar que outro aspecto importante na análise das idades U/Pb de zircões detríticos é o fato de que os zircões são formados em eventos tectono-termiais, em arcos magmáticos oceânicos e continentais, porém podem também ocorrer em ambientes extensionais e intra-placa, associados a intrusões de composição ácida. Assim, as diferentes populações com a mesma idade permite que se faça uma correlação direta ao ambiente tectônico, haja vista que devem ser produto de uma área fonte formada no mesmo período.

2.2.2. Determinação de razões isotópicas e idades modelo

Duas metodologias são utilizadas para determinação das razões isotópicas, a relação Sm/Nd em rocha total e Lu/Hf em zircões detríticos. A primeira baseia-se no decaimento radioativo do isótopo ^{147}Sm para o isótopo estável ^{143}Nd através da emissão de uma partícula alfa, denominado de decaimento alfa. O sistema isotópico de Lutécio-Háfnió tem sido usado como um traçador para entender a evolução crustal e a diferenciação do manto na Terra. O zircão é o mineral escolhido para este sistema pois ele é capaz de preservar razões isotópicas iniciais de Hf, sendo possível o cálculo da idade modelo em T_{DM} de cada grão de zircão.

Dados de Nd isotópicos de rocha total podem revelar a entrada relativa de material derivado do manto comparado com o material evoluído da crosta. Quando associado à geoquímica, pode apontar regiões de rochas fontes dominadas por litotipos máficos. Composições isotópicas de Hf em zircões determinam a contribuição de materiais juvenis e crustais dentro dos grãos individuais de zircão. Este dado combinado com a datação U-Pb permitem distinguir os grãos de zircão formados ao mesmo tempo, a partir de diferentes fontes (Howard et al., 2009)

2.5. Geoquímica

Estudos de litoquímica em rochas sedimentares são importantes para a confirmação do ambiente tectônico, bem como na definição de litotipos da área fonte. A aplicação de geoquímica para análises de ambiente tectônico da área fonte dos sedimentos iniciou-se com Bhatia na década de 1980. Bhatia e Crook (1986) realizaram análises de elementos traços em grauvacas paleozóicas provenientes de sequências turbidíticas da região leste australiana e identificaram que em geral há um crescimento sistemático em elementos terras raras leves (La, Ce, Nd), Th, Nb e nas razões Ba/Sr, Rb/Sr, La/Y e Ni/Co e um decréscimo em V, Sc e nas razões Ba/Rb, K/Th e K/U em grauvacas de arcos de ilha oceânica, para arcos de ilhas continentais, margem continentais ativas e margens continentais passivas, nesta ordem.

Mader e Neubauer (2004) utilizaram dos dados geoquímicos para obter informações sobre o desenvolvimento geodinâmico e a proveniência das seções siliciclásticas expostas nos Alpes Austríacos. As amostras do Ordoviciano inferior indicaram proveniência de um craton estável e possivelmente de um ambiente extensional. Os indivíduos do Carbonífero superior são interpretados como representantes de um ambiente compressional após a formação de um tipo de bacia *foreland* do Carbonífero inferior. Já as amostras Permianas representariam um ambiente geodinâmico extensional. (Figura 02)

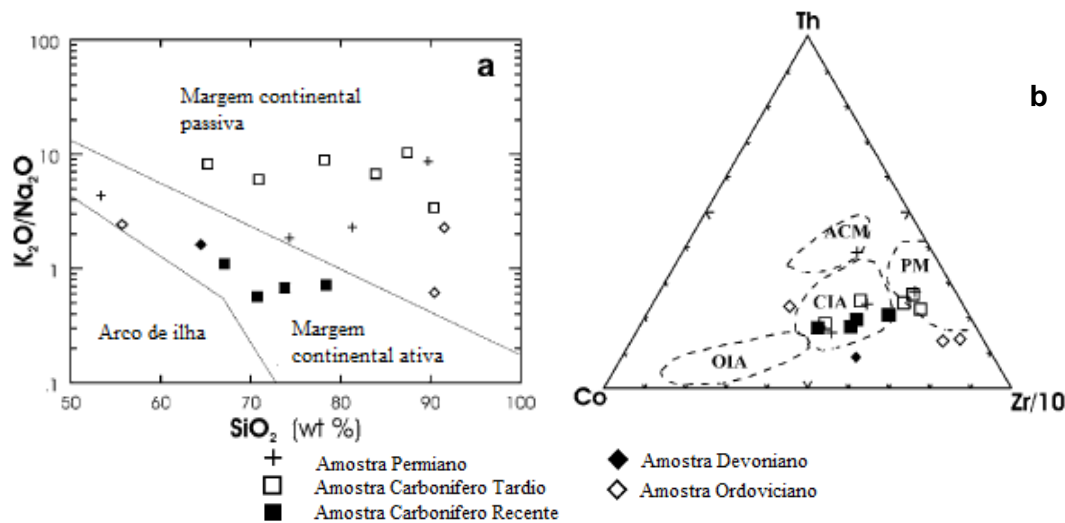


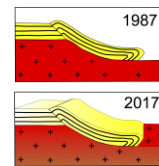
Figura 2: Diagramas caracterizando o contexto tectônico pela discriminação geoquímica. a) Diagrama de discriminação para diferenciação de placas tectônicas. b) Diagrama de Co-Th-Zr para discriminação de ambiente tectônico. OIA Arco de ilha oceânico; ACM margem continental ativa; CIA arco de ilha continental; PM margem passiva. Retirado e Modificado de Mader e Neubauer (2004). |

3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Observa-se na literatura que estudos petrográficos em seções delgadas e a observação em lupa binocular dos grãos detríticos, são por si só, boas ferramentas no estudo de proveniência de sedimentos. A proporção dos elementos ZTR, o grau de maturidade indicado pelo arredondamento e selecionamento dos detritos, a estimativa de fragmentos de líticos já possibilitam uma boa discussão num estudo de proveniência de Bacias Sedimentares. A presença de minerais instáveis como anfibólio, olivina são fortes indicadores de clima frio e seco atuantes na deposição dos clastos e ou de relevos acidentados onde o sedimento foi soterrado próximo a área fonte. A aplicação geoquímica de rocha total, datação U-Pb e análises isotópicas permitem relacionar os detritos à diferentes fontes (máficas e félsicas) mesmo que sejam de mesma idade. As idades modelos permitem estimar a proporção de fontes juvenis e ou proporção de retrabalhamento crustal e são de extrema utilidade para a confirmação dos ambientes tectônicos previstos nos estudos petrográficos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMINI, A. 2011. Use of feldspar grains in provenance determination and study of transportation and deposition history, examples from central and NW Iran. *JGoepe* 1 (2), p. 11-24.
- BATHIA, M. R.; CROOK, K. A. W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib Mineral Petrol*, 92, p. 181-193.
- BOGGS, S. Jr. 2009. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Cambridge: Cambridge University Press. Second Edition, p. 600.
- DICKINSON, W. R., BEARD, L. S.; et al. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94 . 222-235.
- HOWARD, K. E. et al. (2009). Detrital zircon ages: Improving interpretation via Nd and Hf isotopic data. *Chemical Geology*, v. 262, n. 3-4, p. 293-308.
- HUBERT, J. F. 1962. Zircon-Tourmaline-Rutile Maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and textures of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 32, n. 3, p. 440-450.
- MADER, D.; NEUBAUER, F. (2004). Provenance of Palaeozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): Petrographic and geochemical indicators. *International Journal of Earth Sciences*, v. 93, n. 2, p. 262-281.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. (1987). **Sand and sandstone**. Springer-Verlag: Nova Iorque, 2 ed.
- REMUS, V.D.; SOUZA, R.S.; CUPERTINO, J. A.; DE ROS, L. F.; DANI, N. VIGNOL-LELARGE. (2008). Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. In: *Revista Brasileira de Geociência*. 38 (2-suplemento): 166-185.
- WELTJE, G. J. 2002. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth Science Reviews*, 57, p.211-253.
- _____; EYNATTEN, H. V. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171, p. 1 – 11.
- ZAIDI, K.; RAIS, S.; KHAN, A.; ALAM, M. M. 2014. Provenance, Tectonics and Paleoclimate of Permo-Carboniferous Talchir Formation in Son-Mahanadi Basin, Central India with Special Reference to Chirimiri: Using Petrographical Interpretation. *International Journal of Geosciences*, 5, p. 122-130.



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA CORUMBAÍBA (1:100.000), TRIÂNGULO MINEIRO, MG

Paula Mendes Serrano¹, Carolina Deluca¹, Fernando Estevão Rodrigues Crincoli Pacheco¹, Fabrício Caxito¹,
Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia,
Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, paulamendesserrano@hotmail.com, cdelucam@gmail.com,
ferrodrigues@live.it, facaxito@gmail.com, pedrosasoares@gmail.com

1. Introdução

A Folha Corumbaíba (SE.22-Z-B-II) foi mapeada no âmbito do Projeto Triângulo Mineiro que realiza o mapeamento geológico em escala 1:100.000 de uma área correspondente a 31 folhas. O projeto proveio de um convênio entre a Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) e a Universidade Federal de Minas Gerais, através do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC/IGC/UFGM). A Folha Corumbaíba localiza-se na Faixa Brasília Meridional, ao longo da borda oeste do Cráton São Francisco, entre os paralelos 48°30' e 49°00'W, e meridiano 18°30'S a sul até a divisa dos estados de Goiás e Minas Gerais, a norte (Figura 1).

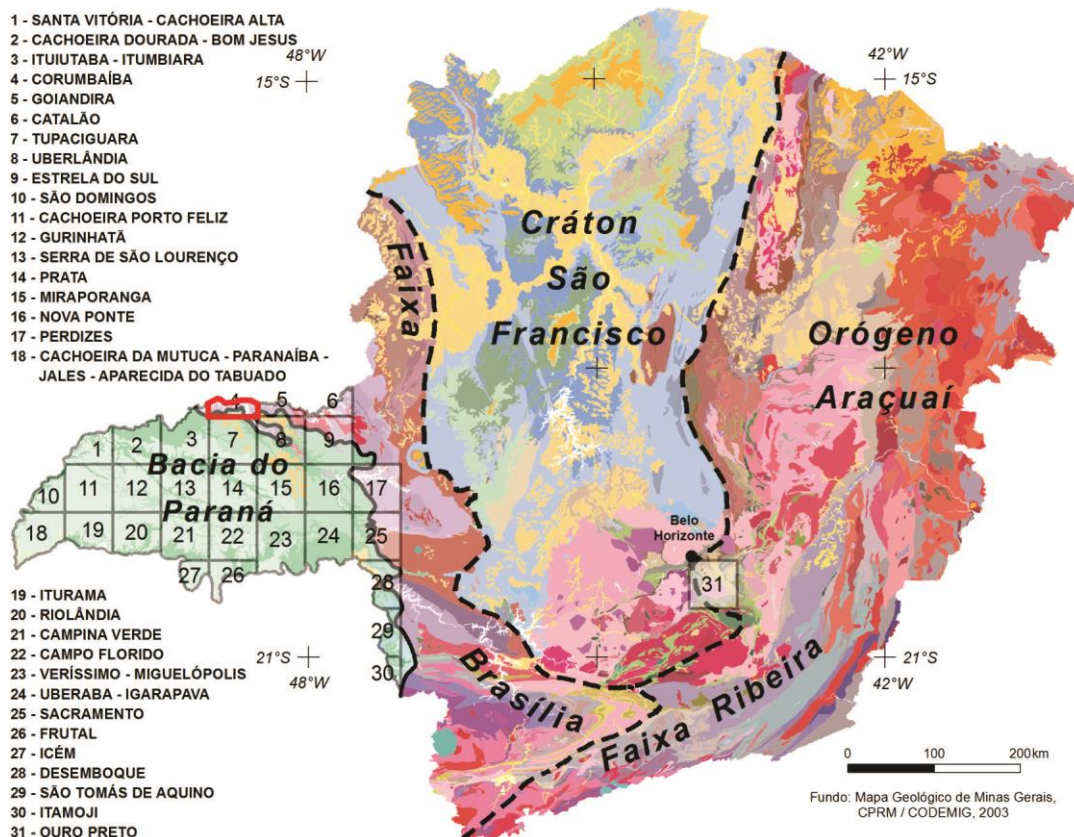


Figura 1: Articulação das folhas do Projeto Triângulo Mineiro, Folha Corumbaíba em destaque (polígono vermelho).

2. Geologia Local

Na Folha Corumbaíba ocorrem dois conjuntos litológicos principais, o primeiro compreende uma sucessão de rochas neoproterozoicas associadas ao Complexo Maratá (Criogeniano) e Grupo Araxá. Estas unidades afloram ao longo do Rio Paranaíba e região central da folha. O segundo conjunto é representado por rochas do Mesozoico (Cretáceo Inferior) pertencentes à Bacia do Paraná (Grupo São Bento). Sua ocorrência relaciona-se a cotas mais elevadas, sendo o contato entre os dois conjuntos marcado por abrupta quebra de relevo em encostas escarpadas. Ainda sobre as rochas do Grupo São Bento, desenvolvem-se coberturas indiferenciadas que se estendem por toda a superfície aplainada de idade paleogena/neogena de natureza coluvionar e detrítico-laterítica.

2.1.1. Estratigrafia

A coluna estratigráfica abaixo (Figura 2) apresenta uma breve descrição das variedades litológicas, bem como tipo de contato e ilustração do principal litotipo de cada unidade geológica encontrada na Folha Corumbaíba:

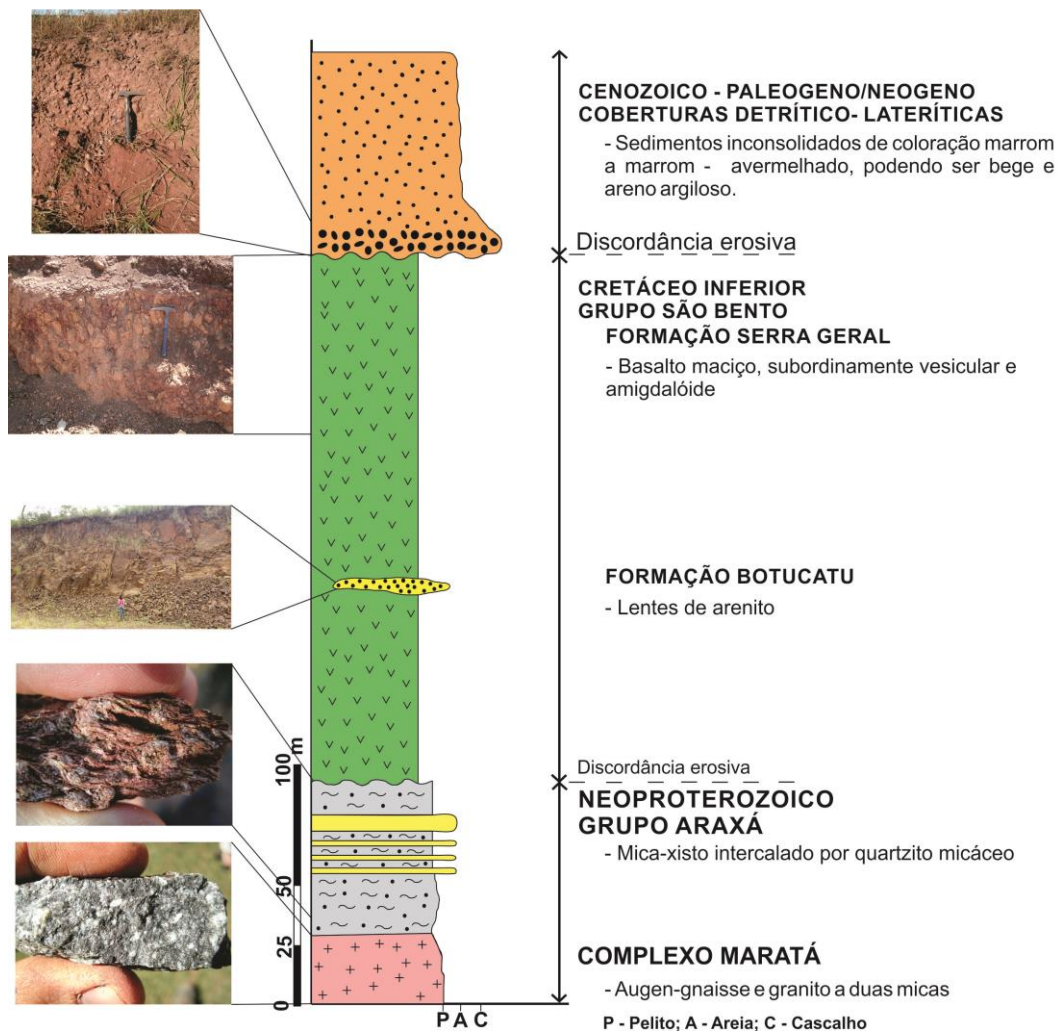


Figura 2: Coluna estratigráfica esquemática levantada na Folha Corumbaíba e ilustração do litotipo mais representativo de cada uma das unidades.

2.1.2. Geologia Estrutural

A região de estudo localiza-se na porção meridional da Faixa Brasília, nas proximidades da borda oeste do Cráton São Francisco. As rochas do Complexo Maratá e Grupo Araxá encontram-se associadas a escamas de empurrão com transporte tectônico em direção ao Cráton do São Francisco. Dobras isoclinais com vergência para leste são indícios da intensa deformação sofrida por essas unidades, durante as complexas colisões do Brasileiro.

Basicamente duas fases de deformação podem ser individualizadas (D1 e D2) após análise cinemática das estruturas tectônicas, que juntas configuram uma deformação progressiva em regime cisalhante simples. A fase D1 desenvolveu a foliação principal (S_n) com direções N-S e NE-SW, subparalela ao acamamento (S_0). Estruturas relacionada a fase D1 são amplamente observadas como xistosidade nos metassedimentos do Grupo Araxá. O estereograma para S_n (Figura 3a e 3c) mostra certa dispersão das medidas, provavelmente devido a influência de dobras da segunda fase (D2).

O segundo evento de deformação (D2) envolve a formação de clivagem de crenulação S_{n+1} (Figura 3b e 3c), paralela ao plano axial da segunda geração de dobras com vergência para leste. Suas direções variam entre NNE-SSW a NW-SE. Essa estrutura é dificilmente percebida, por se tratar de uma estrutura incipiente, materializada sobretudo nos xistos micáceos.

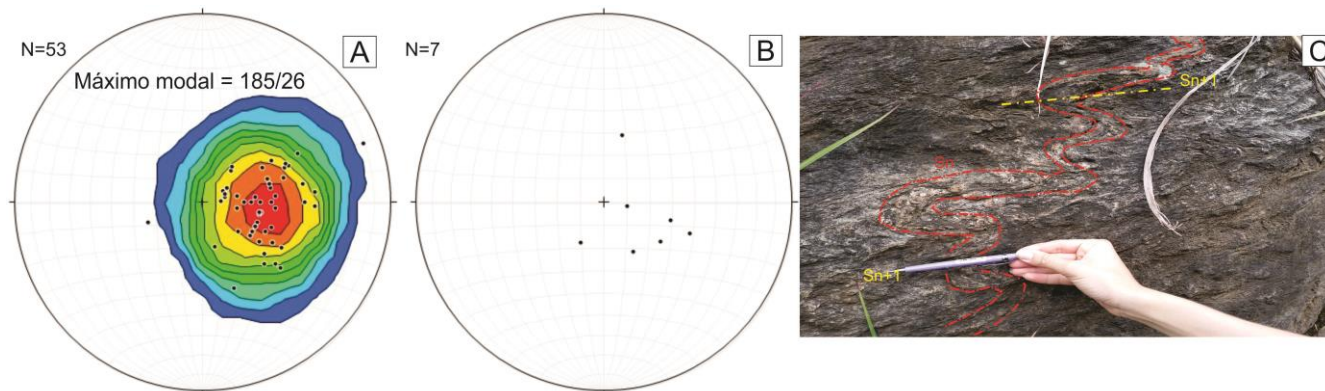


Figura 3: **a)** Projeção estereográfica exibindo a distribuição da foliação principal (S_n) vinculada ao primeiro evento deformacional D1. **b)** Projeção estereográfica mostrando a orientação da foliação S_{n+1} relacionada à fase D2. **c)** Relação entre a foliação S_n e a foliação de crenulação S_{n+1} . A foliação S_n encontra-se dobrada e a foliação S_{n+1} é plano axial destas dobras (762.282E, 7.955.779N, UTM22S WGS84).

Estruturas rúpteis (fraturas e juntas) se apresentam concentradas nos seguintes azimutes: N30W (predominante), N85E, N60W, N15E e E-W na maioria das vezes com mergulhos altos a subverticais. Estas direções apresentam correlação com os lineamentos foto-interpretados, e coincidem com os eixos dos grandes afluentes da margem sul do Rio Paranaíba, por exemplo, o Rio Araguari.

3. Metamorfismo

O metamorfismo das rochas neoproterozoicas do Grupo Araxá na Folha Corumbaíba varia de fácies xisto-verde baixo a alto, zona da granada, podendo chegar à fácies anfíbolito, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde baixo.

As rochas cretáceas e cenozoicas não apresentam metamorfismo importante. Imediatamente ao longo do contato com os basaltos da Formação Serra Geral, os arenitos da Formação Botucatu, principalmente nas lentes intertrápicas, nota-se textura granuloblástica decorrente do metamorfismo térmico.

4. Considerações finais

A área mapeada é constituída por rochas neoproterozoicas associadas ao Complexo Maratá (granito e gnaisse) e ao Grupo Araxá (rochas metassedimentares), bem como rochas do Cretáceo Inferior associadas ao Grupo São Bento (arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral). Ocorrem ainda sedimentos inconsolidados de idade paleogena/neogena, de natureza principalmente coluvionar, detrítico-laterítica.

As unidades neoproterozoicas apresentam duas fases de deformação associadas ao regime de cisalhamento simples imposto pelo evento Brasileiro. As foliações associadas ao primeiro evento, S_n, são penetrativas e paralelas aos planos axiais de dobras isoclinais de eixos com direção N-S e vergência para leste, com máximo modal 275/26. Já uma segunda geração de dobras é ligada à foliação de crenulação S_{n+1}, discreta, de atitude semelhante a S_n/S₀.

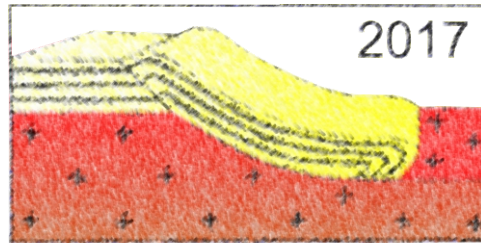
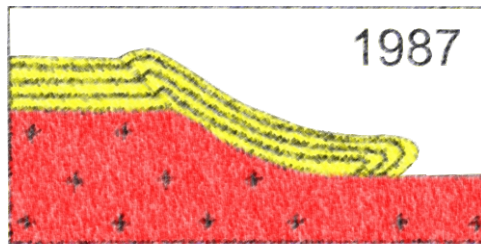
A distribuição das fraturas na Folha Corumbaíba, principalmente nas rochas do Grupo Araxá, apresenta uma correlação com os lineamentos foto-interpretados e com a orientação dos grandes afluentes da margem sul do Rio Paranaíba, como por exemplo o Rio Araguari, de direção NW-SE.

Os recursos minerais identificados e pormenores da geologia da Folha Corumbaíba poderão ser conferidos no relatório e mapa geológico (100.000) oficiais (Serrano et al. 2017a; Serrano et al. 2017b).

Agradecimentos: Os autores agradecem sobretudo a CODEMIG pelo suporte financeiro e ao CNPq e PETROBRAS pelas bolsas concedidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

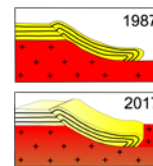
- Serrano, P.M., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Quintão, D.A, Caxito, F. A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017a.
Mapa Geológico da Folha Corumbaíba. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]
- Serrano, P.M., Caxito, F. A., Deluca C.M., Pacheco, F.E.R.C., Quintão, D.A. CPMT/IGC/UFMG/CODEMIG. 2017b.
Relatório da Folha Corumbaíba. Escala 1:100.000. Belo Horizonte. [no prelo]



XVI SNET/X IST

SESSÃO 05

MODELAGEM TECTÔNICA



USO DE AFLORAMENTOS ANÁLOGOS EM GEOLOGIA DO PETRÓLEO E UMA VISÃO DA INDÚSTRIA BRASILEIRA

Aline Theophilo Silva¹, Anderson Moraes¹

¹ PETROBRAS/CENPES: alinet@petrobras.com.br

¹ PETROBRAS/CENPES: andersonmoraes@petrobras.com.br

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho traz uma breve síntese a respeito da importância do estudo de afloramentos análogos para a indústria do petróleo e uma visão abrangente do uso desse recurso na indústria nacional. Hoje o uso de modernas ferramentas numéricas para a representação da realidade geológica em subsuperfície, seja em escala de reservatório ou de bacia, é uma prática rotineira nas companhias. Entretanto os meios comumente usados pela indústria para a aquisição de dados de rochas, fluidos e estruturas tectônicas em profundidade (*i.e.* sísmica e poços), permitem apenas um acesso parcial à complexidade desses ambientes.

Desde o início do desenvolvimento dos programas de modelagem numérica para uso na geologia do petróleo, há aproximadamente trinta anos, que o estudo de afloramentos análogos se configura como um recurso eficaz para suprir as lacunas de informação geológica em subsuperfície e melhorar a capacidade preditiva das ferramentas computacionais. No Brasil o estudo de afloramentos análogos aplicados para as atividades da exploração e da produção apresentou um importante crescimento nos últimos vinte anos, e vem envolvendo cada vez mais equipes multidisciplinares (*i.e.* geólogos, geofísicos, engenheiros, analistas de sistema), com ganhos significativos para a melhoria da comunicação entre os técnicos e para o aumento da eficiência dos modelos de subsuperfície.

2. CONSIDERAÇÕES

O termo análogo refere-se a um objeto eleito como equivalente a outro, a partir do reconhecimento de semelhanças e diferenças que permitam estabelecer correlações coerentes entre uma ou mais características pertencentes a esses objetos (*e.g.* forma; propriedades). Os análogos são recursos comuns, utilizados em várias circunstâncias onde a construção do raciocínio sobre um determinado objeto depende de ilustração prática (*e.g.* a maçã de Newton demonstrando a ação da gravidade) ou carece de elementos que, por razões diversas, estão ausentes (*e.g.* reconstrução da cena de um crime para a elucidação de um caso judicial). De um modo geral a escolha de um ou mais análogos está subordinada ao tipo de questão que envolve o objeto original e à disponibilidade de objetos equivalentes a esse.

Em geologia pode-se pensar que o uso de análogos é uma prática quase subconsciente, tal como um condicionamento cultural. Nós geólogos fazemos analogias desde os primeiros anos da faculdade. Correlacionar características entre rochas, terrenos sedimentares, ambientes tectônicos e, mais recentemente, até mesmo entre a Terra e outros planetas, é a raiz da concepção dos modelos geológicos, que nos são ensinados desde cedo para que possamos ter referências ao buscarmos compreender as regiões que estudamos. Esse hábito tão arraigado na nossa formação é de fundamental importância quando nosso objeto de interesse geológico está em subsuperfície, como os reservatórios de hidrocarbonetos.

3. MÉTODOS DA INDÚSTRIA DO PETRÓLEO

O acesso à informação geológica em subsuperfície é inevitavelmente feito através de métodos indiretos. Para a indústria do petróleo as principais fontes de informação são a sísmica, que permite individualizar a geometria de grandes corpos geológicos e estruturas tectônicas, e os dados de poços (*e.g.* perfis a cabo; testemunhos; amostras laterais; testes de pressão e de fraturamento), que permitem obter informações parciais a respeito da composição e das propriedades petrofísicas e mecânicas das rochas, além de conhecer o tipo, a qualidade e a pressão dos fluidos presentes na formação (*i.e.* água; óleo; gás). Quanto à conformidade desses dados para a representação da realidade geológica, a concentração dos valores de resolução em torno de poucas dezenas de milímetros ou centímetros, ou acima de algumas dezenas de metros (Fig. 1), reflete que existe fragmentação na informação.

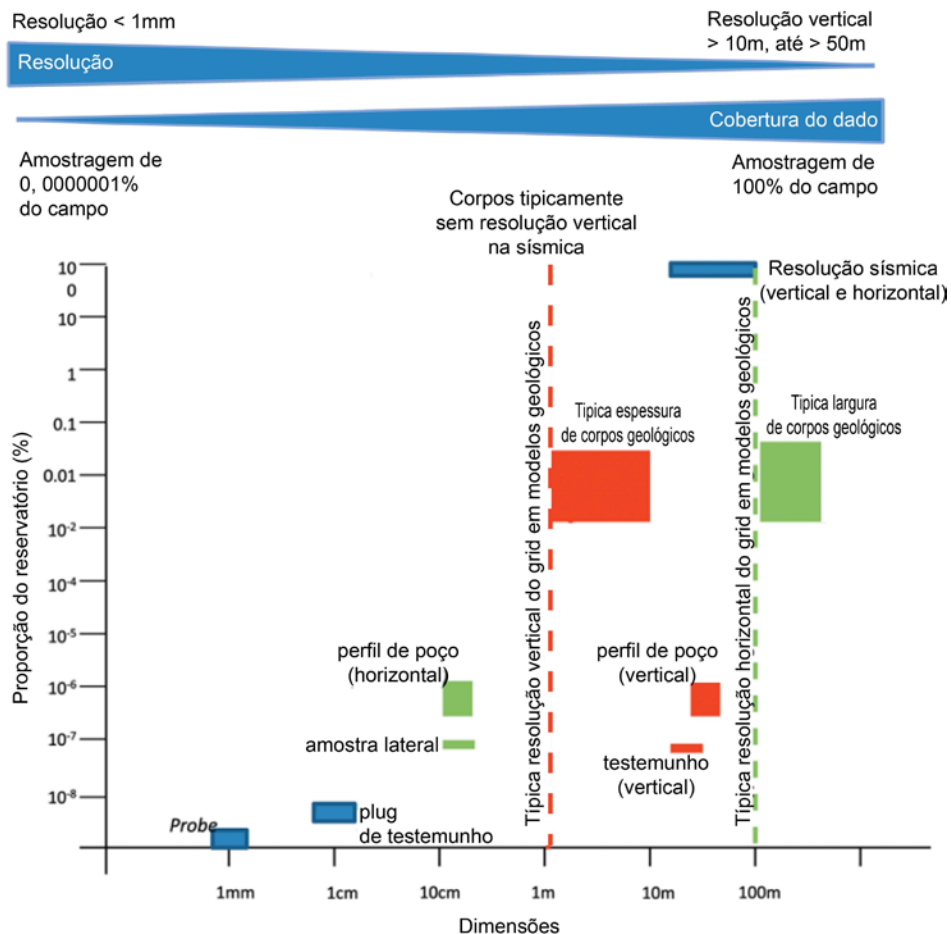
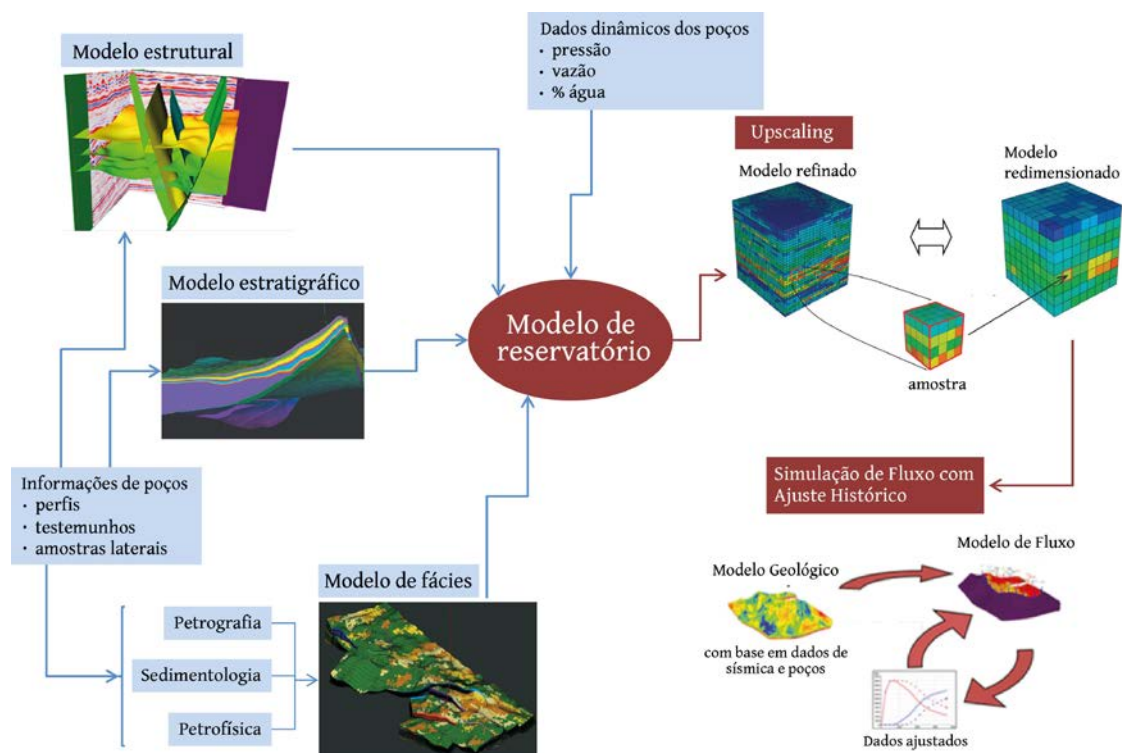


Figura 1. Escala de resolução dos dados obtidos na indústria do petróleo (modificado de Howell *et al.*, 2014).

O método mais usado pela indústria para suprir as prováveis lacunas existentes é a construção de modelos numéricos de reservatório (Fig. 2), que têm a função de integrar e correlacionar os dados através de diferentes algoritmos, independentemente do método de aquisição e da escala. Esses modelos fornecem para os simuladores de fluxo, na forma de *grids* 3D, o arcabouço estratigráfico e estrutural e as propriedades petrofísicas dos reservatórios. Desta forma esses programas servem para auxiliar o gerenciamento dos campos, fornecendo previsões a respeito do fluxo de fluidos e das variações de pressão nos reservatórios, considerando as suas heterogeneidades faciológicas e estruturais (*i.e.* estruturas tectônicas) e honrando o ajuste histórico da produção. Ao final da vida útil de um campo, todo o conhecimento a respeito da sua realidade geológica será representado através do modelo que demonstrou a melhor previsibilidade do padrão de fluxo de fluidos nos seus reservatórios. Entretanto, esse modelo, por mais sofisticado que possa vir a ser, ainda será uma simplificação da realidade.

Por isso, desde o início do desenvolvimento das tecnologias de modelagem numérica para uso na geologia do petróleo, há aproximadamente trinta anos, o estudo de afloramentos análogos se configura como um recurso eficaz para a parametrização de contextos geológicos em subsuperfície (Howell *et al.*, 2014). Através desses estudos é possível a aquisição de medidas diretas de propriedades de rocha e a definição de relações geométricas, com a adequada indicação da distribuição espacial dessas informações no ambiente, contribuindo para a elaboração de modelos conceituais robustos a respeito de processos sedimentares e tectônicos. Dessa forma esses estudos cumprem a função de suprir a ausência de parâmetros em modelos de subsuperfície e permitem prever uma realidade que não é possível alcançar diretamente. As áreas mais beneficiadas pelos estudos de afloramentos análogos são a estratigrafia, a sedimentologia e a **geologia estrutural**, pois essas são as principais fontes de informação para os modelos numéricos de reservatórios.



(fonte das imagens <http://www.oil-gasportal.com/>)

Figura 2. Representação da realidade geológica em subsuperfície.

Outro aspecto a ser marcado é que o estudo de análogos por equipes multidisciplinares (*i.e.* compostas por geólogos, geofísicos, engenheiros e analistas de sistemas) também favorece a melhor comunicação entre os técnicos, pois torna mais claras as condições de contorno para as questões abordadas no estudo quando transportadas para o ambiente de subsuperfície.

4. APLICAÇÕES NA INDÚSTRIA NACIONAL

O estudo de afloramentos análogos como recurso auxiliar na indústria para a contextualização geológica de reservatórios precede a criação dos modelos numéricos. Por exemplo, Zeito (1965 *apud* Howell *et al.*, 2014) foi o primeiro a demonstrar, através de gráficos estatísticos sobre dados coletados em afloramentos, que variações no ambiente deposicional controlam a quantidade de argila em reservatórios. Há mais de cinquenta anos muitos pesquisadores, em todo o mundo, vêm propondo diferentes metodologias para a aplicação do conhecimento originado a partir de análogos no aperfeiçoamento de modelos de reservatórios, para que esses se tornem cada vez mais preditivos.

No Brasil o interesse pelo estudo de afloramentos análogos aplicados para as atividades da exploração e da produção apresentou um importante crescimento nos últimos vinte anos. A atenção sobre essa forma de pesquisa se traduz através da participação em projetos multiclientes (*i.e.* projetos executados por universidades ou centros de pesquisa internacionais, com financiamento de diversas empresas do setor) e, principalmente, através da formulação de projetos específicos para estudos em afloramentos (Fig. 3), e também pela inclusão de visitas a afloramentos no Brasil e no exterior no escopo de projetos diversos e em programas de treinamento.

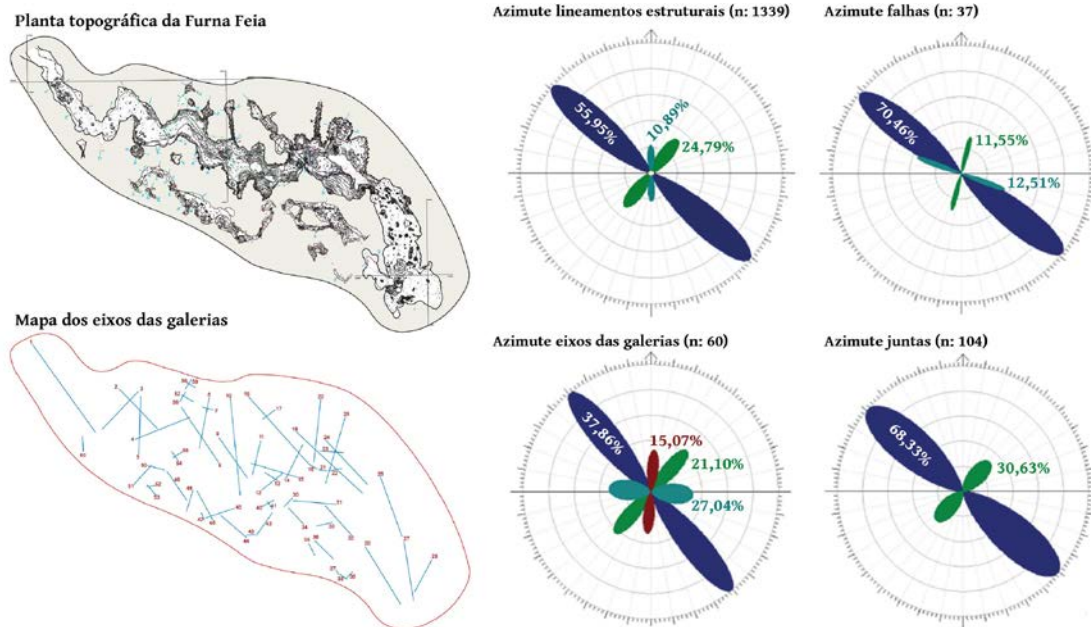


Figura 3. Estudo de caverna como exemplo de análogo do controle de falhas sobre o fluxo de fluidos em carbonatos.

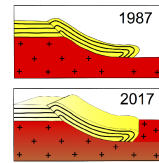
A caverna Furna Feia (planta topográfica - cortesia do ICMBio/CECAV – Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas) foi desenvolvida na Formação Jandaíra, na Bacia Potiguar (RN), possui 739 m de desenvolvimento linear. A distribuição dos azimutes dos eixos das galerias, em conformidade com a distribuição dos azimutes de estruturas tectônicas na superfície, indica forte controle dessas estruturas preexistentes sobre o desenvolvimento da caverna. Os valores em % nos diagramas de roseta indicam a representatividade de cada direção por total de medidas tomadas (letra n).

Agradecimentos: À Petrobras, pela autorização para essa publicação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS (negrito, caixa alta, CENTRALIZADO, Times New Roman, 11)

ZEITO, G. A. (1965). Interbedding of shale breaks and reservoir heterogeneities. *Journal of Petroleum Technology*, 17, 1223–1228.

HOWELL, A., J., MARTINIUS, W., A., GOOD, R., T. (2014). The application of outcrop analogues in geological modelling: A review, present status and future outlook. (Eds.) Martinius, A. W.; Howell, J. A.; Good, T. R., *Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface*. Geological Society, London, Special Publications, 387, 1–25.



MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS APLICADOS AO ENSINO DE GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Felipe Guadagnin¹, Sissa Kumaira¹, Felipe Caron¹, Italo Gomes Gonçalves¹

¹ Universidade Federal do Pampa, e-mail: felipe@unipampa.edu.br

1. INTRODUÇÃO

A Análise Estrutural e Tectônica consiste na definição dos atributos geométricos e cinemáticos das estruturas geradas pela deformação, que permitem definir a relação dos esforços com as estruturas geradas em função dos mecanismos de deformação (e.g., Marshak e Mitra, 1988; Davis et al., 2011).

Os conceitos de Geologia Estrutural e Tectônica têm sido tradicionalmente ensinados em campo, em sala de aula e no laboratório, predominantemente por meio de representações bidimensionais em mapa e seção, tanto de forma analógica quanto digital. Tais representações (projeções) são fundamentais para determinar a localização e orientação espaciais, forma e dimensão das estruturas geológicas e a relação entre as diversas estruturas. Contudo, essa estratégia reduz uma dimensão espacial para fins de facilitar a manipulação das projeções, o que dificulta, muitas vezes, o entendimento e a capacidade de visualizar e imaginar as estruturas naturais por parte dos estudantes de Geologia. Além disso, as projeções bidimensionais podem ocasionar distorção da geometria tridimensional (3D) das estruturas geológicas (De Paor, 1996; Ragan, 2009; Berra et al., 2014; Tavani et al., 2016).

Com o desenvolvimento tecnológico e a aplicação das diversas tecnologias em Geociências, surgem novas formas de representar as feições naturais da superfície e de sub-superfície da Terra e de outros planetas (e.g., Blenkinsop, 2012; Peterson et al., 2012; De Paor, 2016). A modelagem virtual de afloramentos, em três dimensões, tem permitido compreender as relações geométricas e cinemáticas das estruturas geológicas e os mecanismos envolvidos na deformação, permitindo obter informações de alta precisão utilizadas em diversas áreas da Análise Estrutural e Tectônica (e.g., Tavani et al., 2016; Savastano et al., 2017).

A construção e a popularização dos algoritmos *Structure From Motion* (SfM) tem permitido a geração de Modelos Virtuais de Afloramentos (MVA) a partir da fotogrametria digital terrestre e aérea (e.g., Tavani et al., 2016). Atualmente existe uma série de soluções computacionais comerciais e abertas, tais como o *Photoscan*, *Pix4D*, *CapturingReality*, *3D Survey*, *Photomodeler*, entre outras. Diversos trabalhos publicados na última década têm ilustrado os potenciais dessa ferramenta, inclusive para o ensino de Geologia Estrutural e Tectônica.

Nesse trabalho, uma estratégia de ensino em Geologia Estrutural e Tectônica é proposta, envolvendo a aprendizagem baseada em projeto com resolução a partir do MVA, tanto em sala de aula quanto em campo. Essa proposta é eficiente tanto no treinamento dos estudantes nas ferramentas envolvidas na Análise Estrutural e Tectônica, quanto na definição dos atributos geométricos e cinemáticos das estruturas observadas e na compreensão dos mecanismos de deformação. A proposta envolve a construção de MVA a partir de fotografias adquiridas em terra e com veículo aéreo não-tripulado (VANT), a análise estrutural em duas e três dimensões utilizando projeções em sala de aula e no laboratório, a análise estrutural em campo e a integração de dados e produção de modelos estruturais. A estratégia é ilustrada em uma pedreira de rochas sedimentares que registram deformação dúctil e rúptil (Fig. 1).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A estratégia de ensino proposta aplica a Análise Estrutural e Tectônica a partir da produção de MVA em diferentes escalas, utilizando o algoritmo SfM e análise estrutural de campo. Os MVA são gerados a partir da aquisição fotográfica terrestre e aérea, utilizando uma câmera Sony a3500 e distância média de 3 metros na aquisição terrestre, e a câmera acoplada ao quadricóptero DJI modelo Phantom 4 com altura de voo de 15, 50 e 100 m, na aquisição aérea (Fig. 1). Pontos de controle são distribuídos ao longo da área de estudo e suas coordenadas são definidas com DGPS RTK e Estação Total, fornecendo uma precisão de poucos milímetros para

x, y e z. As fotografias obtidas são carregadas no *software Photoscan* onde o algoritmo SfM executa a amarração dos pontos identificados em mais do que um par de fotografias e determina uma nuvem densa de pontos (Fig. 2). Esta nuvem de pontos é integrada em uma superfície triangulada e texturizada (Fig. 2), gerando o MVA em quatro diferentes escalas em função da distância de aquisição em relação ao afloramento. A partir dos modelos obtidos, as fotografias aéreas são ortoretificadas e modelos digitais de elevação são gerados (Figs. 3 e 4).

Os MVA e o material cartográfico são disponibilizados aos alunos para serem interpretados em sala de aula manualmente em mapa e em ambiente 3D. As linhas de interseção entre as superfícies estruturais e a topografia são digitalizadas em 3D, e posteriormente utilizadas para construir superfícies digitais.

Em campo, os dados topográficos e as ortofotografias são utilizados para auxiliar a análise estrutural tradicional, tanto na descrição geométrica e determinação da orientação de planos e linhas, quanto na análise cinemática. Os dados de campo são posteriormente integrados nos projetos em meio digital 3D e interpretados para a geração dos modelos estruturais finais.

Essa estratégia aplicada no ensino de Geologia Estrutural e Tectônica pode ser utilizada na proposição de ferramentas de aprendizagem baseada em projetos. Os alunos recebem o material cartográfico e os modelos virtuais dos afloramentos e utilizam todo o material na etapa de campo e na integração de dados. Finalmente, os estudantes ganham conhecimento nas áreas de fotogrametria, fotogeologia, análise estrutural utilizando sensoriamento remoto, análise estrutural em campo, integração de dados e produção de modelos estruturais e tectônicos.

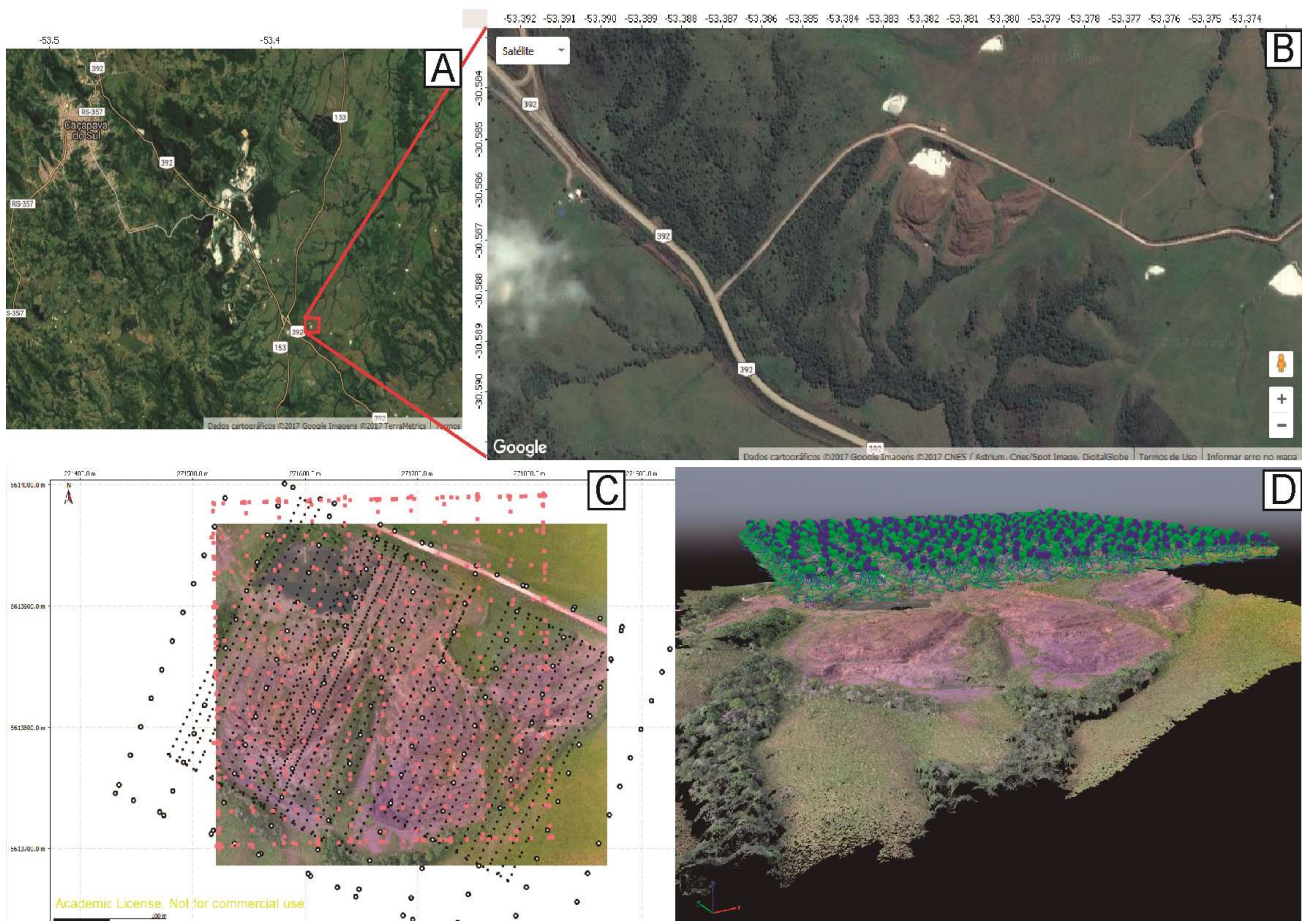


Figura 1: Localização da área de estudo em relação a área urbana de Caçapava do Sul (RS) em A e acesso pela rodovia BR-392 em B; em C é mostrado mapa com a localização das fotografias aéreas adquiridas com altitudes de 15 m (pontos pretos), 50 m (pontos laranja) e 100 m (círculos pretos); e em D é mostrada a localização das fotografias utilizadas para gerar o modelo com altura de voo de 50 m.

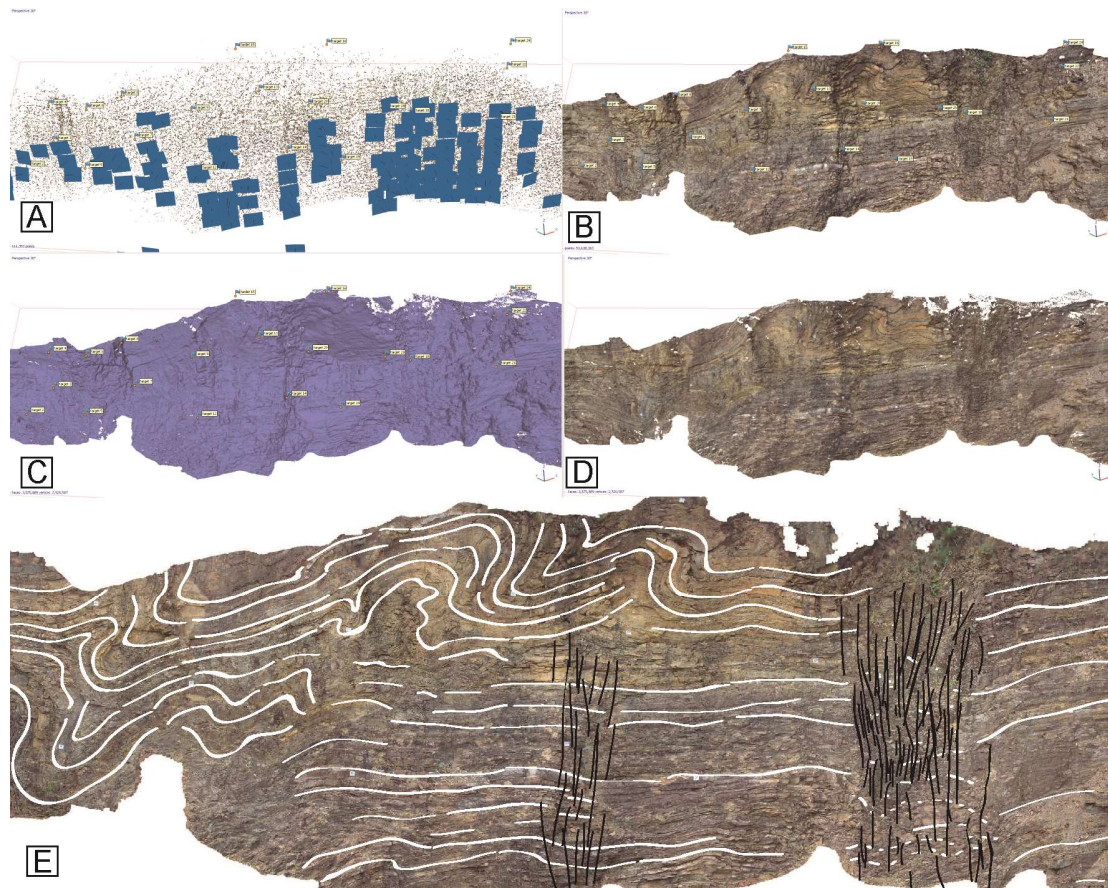


Figura 2: Construção e exemplo de interpretação dos modelos virtuais de afloramentos. Em A é mostrado parte das fotografias obtidas em campo sobre os pontos de amarração do modelo; em B é mostrada a nuvem densa de pontos com os pontos de controle de campo; em C é mostrada a malha triangulada e em D a malha triangulada texturizada; em E é mostrado exemplo de interpretação realizada por estudante de graduação.

3. MODELOS VIRTUAIS DE AFLORAMENTOS

A utilização de MVA para o ensino de Geologia Estrutural e Tectônica possibilita ao estudante visualizar, digitalizar e descrever os aspectos geométricos e cinemáticos das estruturas identificadas e interpretar os mecanismos de deformação, em conjunto com as observações de campo.

A análise estrutural anterior a aquisição de dados em campo, utilizando ortofotomosaico em 2D e o MVA em 3D, permite aos estudantes ganhar conhecimento preliminar sobre as dimensões, geometria, localização e orientação espacial das estruturas na área de estudo, permitindo uma análise aprofundada em campo. Em campo, os materiais cartográficos são utilizados para determinar, em mapa e seção, as estruturas identificadas preliminarmente nas etapas anteriores e integrar com as observações diretas. Tais observações consistem em descrições e ilustrações da geometria e cinemática das estruturas e aquisição de dados de orientação de planos e linhas. Os dados são integrados posteriormente, produzindo modelos 2D e 3D.

A partir da integração de dados podem ser gerados produtos derivados, tais como: (a) a orientação de planos e linhas e os indicadores cinemáticos podem ser invertidos para o cálculo dos componentes de *stress* máximo, intermediário e mínimo; (b) as estruturas podem ser reconstruídas utilizando técnicas de balanceamento de seções e volumes para a obtenção das relações de área e volume e os valores de encurtamento e estiramento; (c) para a construção de redes de fraturas discretas (DFN) e compreensão da influência das estruturas nas propriedades físicas das rochas; entre outras aplicações.

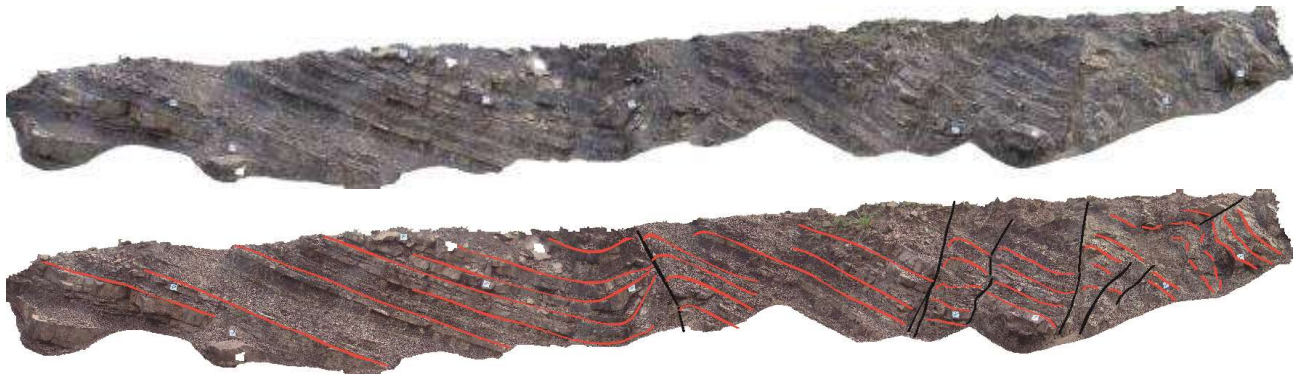


Figura 3: Ortofotomosaico de parte da porção sul da Frente de Lavra 2, mostrando as relações estruturais entre os blocos separados por falhas inversas.

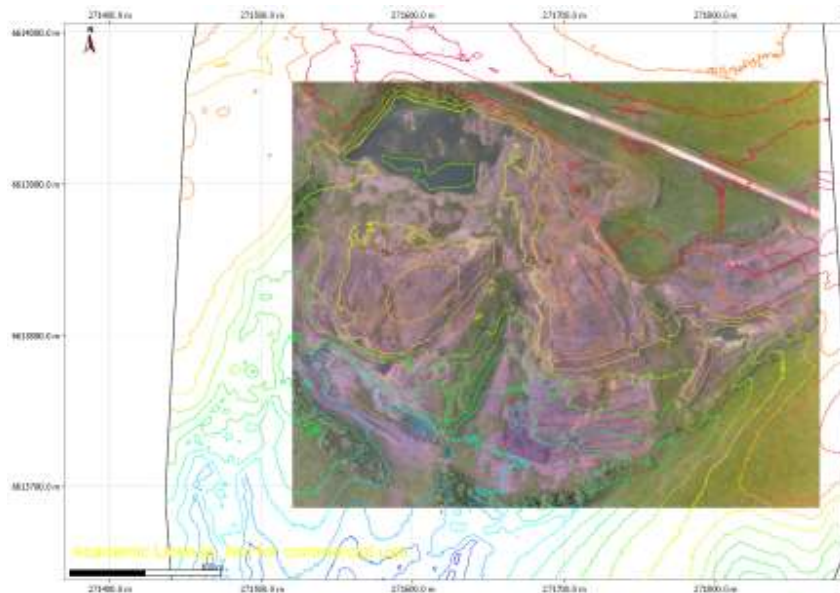
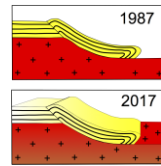


Figura 4: Ortofotomosaico sobreposto pelas isolinhas de contorno da topografia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERRA, F., FELLETTI, F., ZUCALI, M., 2014. 3D geological modelling and education: teaching geological cross sections with a 3D modelling software to improve spatial thinking skills in geoscience students. *Rend. Online Soc. Geol. It.* 30, 5-11.
- BLENKINSOP, T., 2012. Visualizing structural geology: From Excel to Google Earth. *Computers and Geosciences* 45, 52-56.
- DE PAOR, D.G., 1996. A computer laboratory for structural geologists. *Computer Methods in the Geosciences* 15, 3-12.
- DE PAOR, D.G., 2016. Virtual Rocks. *GSA Today* 26(8), 4-11.
- DAVIS, G.H., REYNOLDS, S.J., CLUTH, C.F., 2011. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley, 3 ed., 864 p.
- MARSHAK, S., MITRA, G., 1988. *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice-Hall, 446 p.
- PETERSON, M.; DOBSON, K.; FANDRY, K.; SHRADER, W., 2012. Techniques in Google Earth and Google Maps. *Cartographic Perspectives*. Available at: <<http://www.cartographicperspectives.org/index.php/journal/article/view/cp72-peterson-et-al/479>>.
- RAGAN, D.M., 2009. *Structural Geology: An introduction to geometrical features*. Cambridge, 4 ed., 602 p.
- SAVASTANO, V.L.M., SCHMITT, R.S., ARAÚJO, M.N.C., INOCÊNCIO, L.C., 2017. Rift brittle deformation of SE-Brazilian continental margin: Kinematic analysis of onshore structures relative to the transfer and accommodation zones of southern Campos Basin. *Journal of Structural Geology* 94, 136-153.
- TAVANI, S., CORRADETTI, A., BILLI, A., 2016. High precision analysis of an embryonic extensional fault-related fold using 3D orthorectified virtual outcrops: The viewpoint importance in structural geology. *Journal of Structural Geology* 86, 200-210.



BASEMENT STRUCTURES OVER RIO GRANDE RISE FROM GRAVITY INVERSION

Renata R. Constantino¹, Peter Christian Hackspacher², Iata Anderson de Souza³, Iago Sousa Lima Costa⁴

^{1,2,3} UNESP Rio Claro, e-mail: renataconstantinobarrella@gmail.com¹, phack@rc.unesp.br², iataas@rc.unesp.br³

⁴ Serviço Geológico do Brasil – CPRM/DISEGE

1. INTRODUCTION

In this study, we show that from satellite-derived gravity field, bathymetry and sediment thicknesses, it is possible to give a 3-D model of the basement over oceanic areas, and for this purpose, we have chosen the Rio Grande Rise, in South Atlantic Ocean, to build a gravity-equivalent basement topography.

The advantages of the method applied in this study are manifold: does not depend directly on reflection seismic data; can be applied quickly and with fewer costs for acquiring and interpreting the data; and as the main result, presents the physical surface below the sedimentary layer, which may be different from the acoustic basement. We evaluated the gravity effect of the sediments using the global sediment thickness model of NOAA, fitting a sediment compaction model to observed density values from Deep Sea Drilling Program (DSDP) reports. The Global Relief Model ETOPO1 and constraining data from seismic interpretation on crustal thickness are integrated in the gravity inversion procedure.

2. METHODOLOGY

The methodology is based on Braitenberg et al. (2006). The structure of the method is divided into three main steps:

Step 1: The first step consists of gravity inversion to model Moho depth variations. The gravity values are corrected for the bathymetry (Bouguer correction) and for the sediment thickness variations. The residual field is inverted by applying an iterative constrained inverse modeling (Baitenberg et al., 1997). To constrain the inversion results, Moho depth from Leyden et al. (2011) and from the Geological Survey of Brazil (CPRM) are used.

Step 2: The purpose of this step is to isolate the observed gravity anomaly from the gravity signal of the Moho obtained in step 1 and from the sediments. The gravity effect of the Moho is calculated by Parker algorithm (Parker, 1972). The resulting field (g_{Moho}) and the gravity effect of sediments (g_{sed}) are subtracted from the observed gravity anomaly. The residual field (g_{res}) is presumed to be the gravity field of the basement and it is used for inversion in the last step.

Step 3: In the last step, the residual gravity field (g_{res}) is inverted and the gravity-equivalent basement topography is calculated.

3. RESULTS

We calculated the gravity-equivalent basement topography following the steps explained above. The Moho depth, calculated by inversion of the sediment corrected Bouguer anomaly, is shown in figure 1. A RMS error between the modeled Moho and seismic constraints is found for 1.17 km. The gravity field of the Moho and sediments are subtracted from the gravity anomaly, obtaining the residual field (g_{res}), which is inverted to result in the gravity-equivalent basement topography. A density contrast of 1870 kg/m³ is used. The reference depth is set to zero level and all wavelengths contained in the gravity field are taken into account. The resulting gravity-equivalent basement is shown in figure 2.

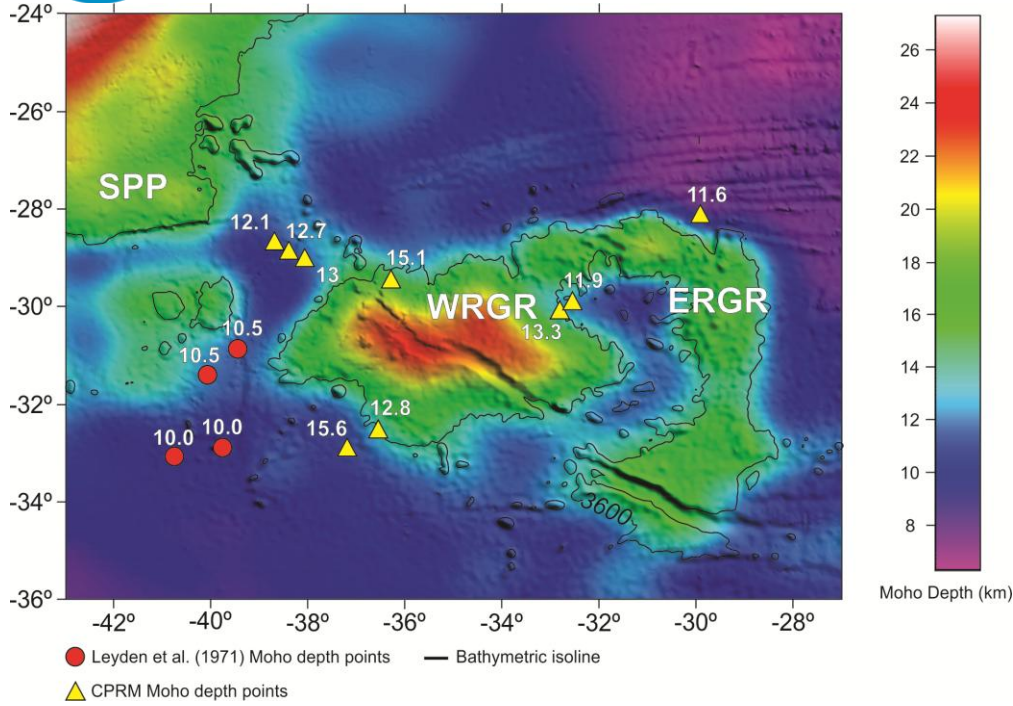
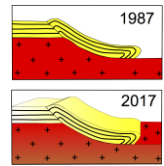


Figure 1: Moho from Gravity inversion (shaded by bathymetry). The Moho depths (km) from Leyden et al. (1971) and from the Geological Survey of Brazil (CPRM) are marked red circles and yellow triangles, respectively (Constantino et al., 2017)

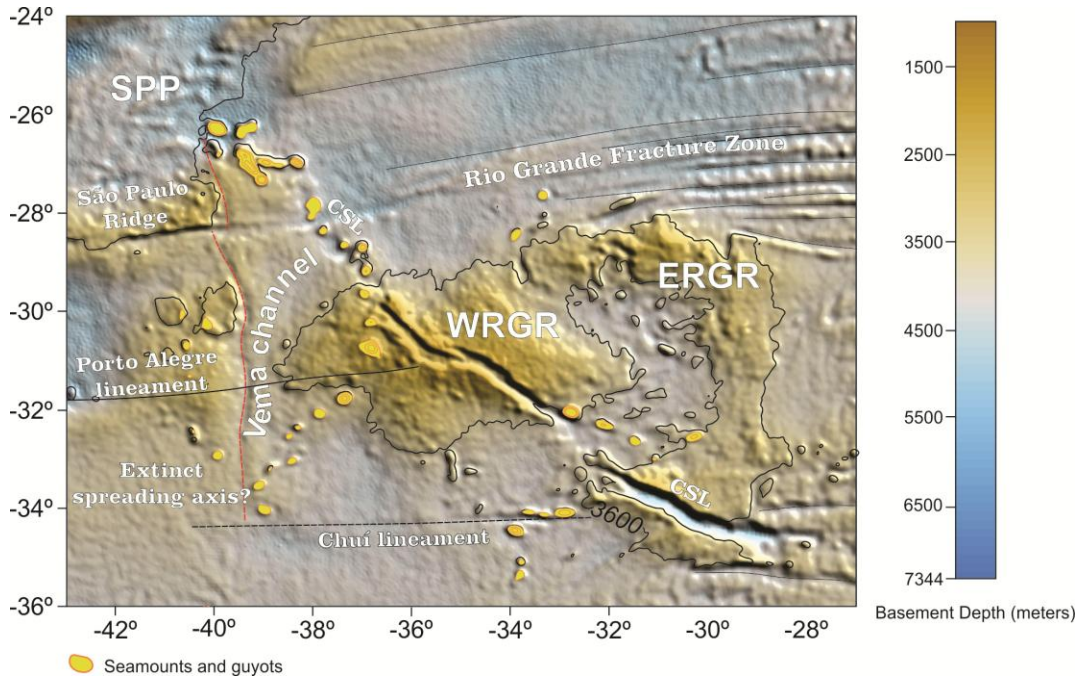
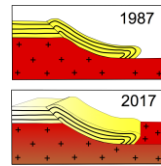


Figure 2: Basement depth from gravity inversion. SPP – São Paulo Plateau; ERGR - East Rio Grande Rise; WRGR - West Rio Grande Rise; The Vema channel, the Rio Grande Fracture Zone, the São Paulo Ridge, the Seamounds and guyots, the Cruzeiro do Sul lineament (CSL), the Porto Alegre lineament and the Chuí lineament are also represented. For reference, the bathymetric isline of 3600 m is show.



4. DISCUSSION AND CONCLUSION

The modeled Moho depth values vary between 6 to 27 km over the area, being thicker under the Rio Grande Rise and also in the direction of São Paulo Plateau. The inversion for the gravity-equivalent basement topography is applied for a gravity residual data, which is free from the gravity effect of sediments and from the gravity effect of the estimated Moho interface.

A description of the basement depth over Rio Grande Rise area is unprecedented in the literature, however, our results could be compared to in situ data, provided by DSDP, and a small difference of only 9 m between our basement depth and leg 516 F was found. Our model shows a rift crossing the entire Rio Grande Rise deeper than previously presented in literature, with depths up to 5 km in the East Rio Grande Rise (ERGR) and deeper in the West Rio Grande Rise (WRGR), reaching 6.4 km.

We find several short-wavelengths structures not present in the bathymetry data. Seamounts, guyots and fracture zones are much more clearly defined in the basement than in the bathymetric model. An interesting NS structure that goes from 34S and extends through de São Paulo Ridge is interpreted in the basement model, and we propose that this feature can be related to the South Atlantic opening, revealing an extinct spreading center.

5. ACKNOWLEDGMENT

The authors thank the Center of Applied Geosciences for Petroleum (UNESPetro / UNESP-RC) for the use of the laboratory and software used in the development of the wor

"

6. REFERÊNCIAS

"

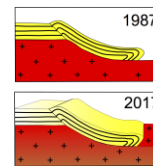
Braitenberg, C., Pettenati, F. and Zadro, M., 1997. Spectral and classical methods in the evaluation of Moho undulations from gravity data: the NE Italian Alps and isostasy. *Journal of Geodynamics*, 23(1), pp.5-22.

Braitenberg, C., Wienecke, S. and Wang, Y., 2006. Basement structures from satellite- derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).

Constantino, R.R., Hackspacher, P.C., de Souza, I.A. and Costa, I.S.L., 2017. Basement structures over Rio Grande Rise from gravity inversion. *Journal of South American Earth Sciences*, 75, pp.85-91.

Leyden, R., Ludwig, W.J. and Ewing, M., 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin*, 55(12), pp.2161-2173.

Parker, R.L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4), pp.447-455.



APLICAÇÃO DE MODELAGEM NUMÉRICA NO ESTUDO DA REATIVAÇÃO DE ESTRUTURAS DURANTE O EVENTO NEOTECTÔNICO DE TRANSCORRÊNCIA DEXTRAL E-W (TD) ENTRE OS RIOS PARAÍBA DO SUL (RJ) E ITAPEMIRIM (ES), SUDESTE DO BRASIL

Thaís Coelho Brêda¹, Anderson Moraes², Claudio Limeira Mello³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGL) – UFRJ, thaishbreda@geologia.ufrj.br

² PETROBRAS/CENPES, andersonmoraes@petrobras.com.br

³ Departamento de Geologia – UFRJ, limeira@geologia.ufrj.br

INTRODUÇÃO

Diversos autores têm reconhecido a atuação do evento neotectônico de transcorrência dextral de orientação E-W (TD), de idade neogênica a quaternária, nos diferentes compartimentos geológico-geomorfológicos da região Sudeste do Brasil, tais como: a região do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) - feição geotectônica cenozoica de maior expressão na região, adjacente à bacia de Santos; a área de ocorrência dos depósitos da Formação Barreiras (Neógeno), na porção emersa das bacias de Campos e do Espírito Santo; e em vários compartimentos deprimidos no domínio do embasamento. Os campos de paleotensões associados ao evento TD apresentam, entretanto, pequenas variações com relação à orientação das tensões principais.

A partir da interpretação de mapa de lineamentos e análise de paleotensões (obtidas com base em dados pareados de falha/estria) da região entre os rios Paraíba do Sul (RJ) e Itapemirim (ES), Brêda *et al.* (2015) apontaram uma variação no campo de esforços neotectônico relacionado ao evento TD obtido no domínio do embasamento em relação ao observado no domínio da Formação Barreiras. Tal variação foi atribuída por estes autores à influência da reativação de estruturas do embasamento de orientação NE-SW.

A modelagem matemática numérica pelo método dos elementos finitos constitui uma abordagem inovadora no contexto dos estudos já realizados na área, e pode apoiar consistentemente a observação de possíveis zonas de reativação de estruturas sob a atuação do regime tectônico em estudo. Este método permite que as relações de tensão e de deformação sejam estabelecidas numericamente, apresentando uma grande versatilidade, como a possibilidade de trabalhar com materiais de reologias diferentes no mesmo modelo e com elementos de interface representando descontinuidades (como lineamentos e estruturas tectônicas).

O presente estudo tem como objetivo principal realizar a análise da reativação de estruturas preexistentes durante o evento de transcorrência dextral de orientação E-W (TD) na região entre os rios Paraíba do Sul (RJ) e Itapemirim (ES), com base em modelos matemáticos numéricos.

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada neste trabalho incluiu três etapas principais, descritas a seguir: confecção de mapa de lineamentos (escala 1:500.000); compartimentação litoestrutural da área de estudo; e modelagem mecânica numérica.

A primeira etapa consistiu na análise de quatro *hillshades* na escala 1:500.000, buscando-se a identificação e extração manual dos lineamentos. Os *hillshades* foram confeccionados no programa ArcGisTM 9.3 sobre Modelo Digital de Elevação (MDE) obtido pela SRTM/NASA, a partir da inserção de sombreamento artificial com iluminações de azimute de 0°, 45°, 90° e 315° e altitude igual a 45°.

A compartimentação litoestrutural consistiu na identificação de domínios a partir da integração do mapa de lineamentos e do mapa geológico regional (1:1.000.000, Bizzi *et al.*, 2003).

A modelagem mecânica numérica foi realizada no Sistema TECTOS, programa da Petrobras desenvolvido em convênio com o Instituto Tecgraf da PUC-Rio. Dois modelos foram desenvolvidos: Modelo 1, com apenas uma reologia associada; e Modelo 2, incluindo materiais de reologias diferentes. A inserção de propriedades mecânicas às rochas da área de estudo foi realizada com base em dados correlacionáveis da literatura (Pariseau, 2011). Optou-se por utilizar o comportamento reológico elastoplástico e o critério de ruptura de Mohr-Coulomb

(ver Moraes, 2016). Além das propriedades do arcabouço geológico, foram inseridas descontinuidades representativas de estruturas do embasamento, retiradas do mapa geológico, e lineamentos com comprimentos maiores que 10 km (associados a estruturas mais antigas do embasamento), obtidos na primeira etapa deste estudo. Para estas feições, foram atribuídas propriedades de resistência à compressão e ao cisalhamento e densidade, também com base em dados correlacionáveis da literatura (Pariseau, 2011). Por fim, foi gerada uma malha triangular de elementos finitos e adicionadas as condições de contorno para o modelo numérico, buscando-se uma simulação do evento de transcorrência dextral de orientação E-W (Figura 1).

O sistema TECTOS permite várias formas de visualização dos resultados. O RFS (*Ratio of Failure by Stress*) constitui a forma mais adequada para a análise de reativação de estruturas, pois indica a proximidade da tensão acumulada no material e nas descontinuidades mecânicas em relação ao limite de ruptura, dada pela envoltória de Mohr-Coulomb, em uma escala que varia de 0 (zero) a 1 (um), em que 1 (um) corresponde à ruptura do material ou reativação de descontinuidades preexistentes.

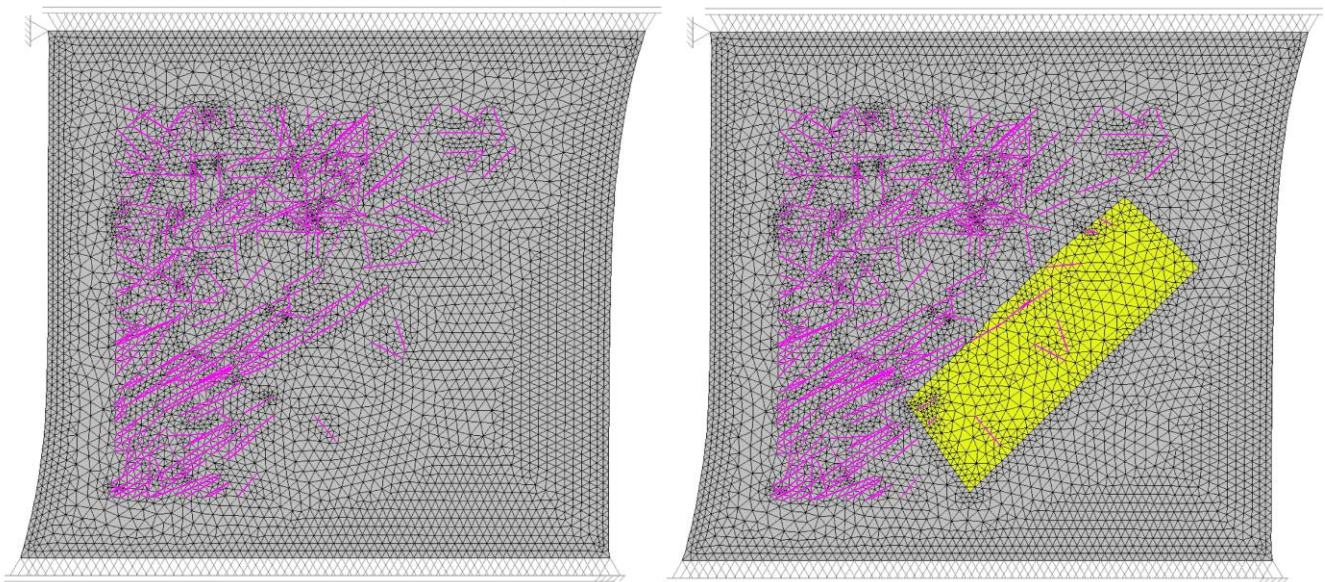


Figura 1: Representação gráfica do modelo geométrico deformado, com aplicação das condições de contorno (modelo 1, à esquerda, com apenas uma reologia associada; modelo 2, à direita, incluindo materiais de reologias diferentes). Cinza e Amarelo – reologias; Rosa – descontinuidades; Preto – malha triangular.

RESULTADOS

A análise do mapa de lineamentos e do mapa geológico permitiu a definição de três compartimentos litoestruturais principais (Figura 2). O compartimento A é representado por rochas metamórficas do Complexo Paraíba do Sul e por granitoides sin a pós-orogênicos, com presença de *trends* estruturais de lineamentos de orientações NE-SW, NW-SE, N-S e E-W. O compartimento B também ocorre na região correspondente ao embasamento e é representado por rochas metamórficas e granitoides sin a tardi-orogênicos de geometria alongada na direção NE-SW, com forte predomínio de estruturas tectônicas, lineamentos de orientação NE-SW e feixes de lineamentos E-W e NW-SE que atravessam a área de estudo. O compartimento C é correspondente à área de ocorrência dos depósitos da Formação Barreiras (Neógeno) e apresenta lineamentos predominantemente de orientação NW-SE.

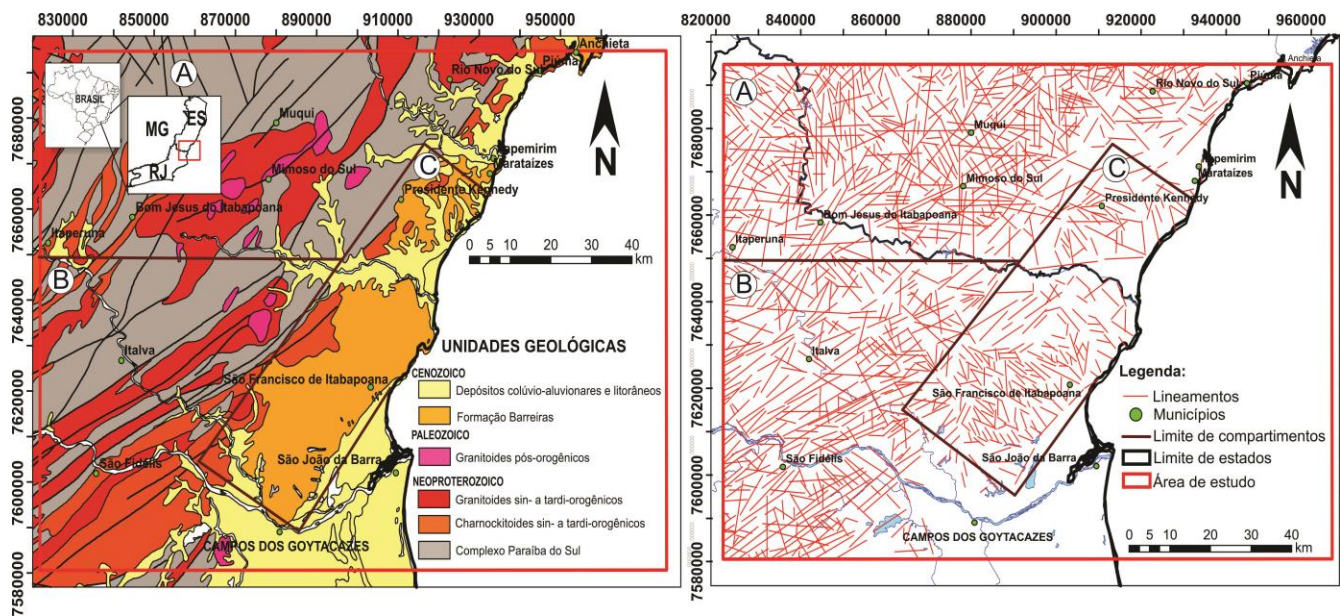


Figura 2: Mapa geológico (Bizzi *et al.*, 2003) com os limites dos compartimentos A, B e C, à esquerda, e mapa de lineamentos com os limites dos compartimentos A, B e C, à direita.

Com relação ao comprimento dos lineamentos identificados, verificou-se que os lineamentos maiores que 10 km estão associados a estruturas do embasamento, enquanto as feições menores que 10 km ocorrem em toda a área de estudo, com forte representação sobre os depósitos sedimentares cenozoicos da Formação Barreiras (Figura 3). Brêda *et al.* (2015; 2017) discutem a origem dos *trends* de lineamentos que ocorrem sobre a Formação Barreiras com orientações predominantemente NW-SE e E-W, associando-os a estruturas neofornadas ou a uma possível reativação de estruturas antigas do embasamento durante o evento TD.

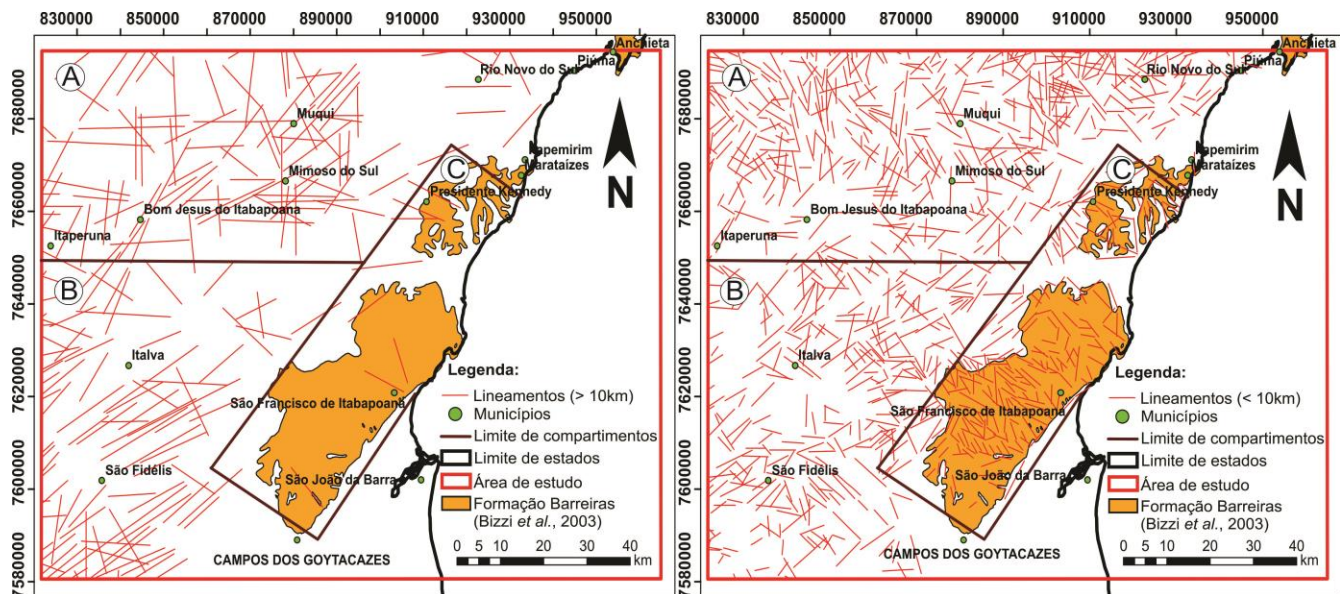


Figura 3: Mapa de lineamentos maiores que 10 km, à esquerda, e menores que 10 km, à direita.

Com base na análise apresentada, optou-se por utilizar as estruturas do mapa geológico e os lineamentos maiores que 10 km como arcabouço para a modelagem numérica realizada, por ser menos provável a associação destas feições a eventos de reativação neotectônica.

Para o Modelo 1, foram inseridas propriedades mecânicas compatíveis com as rochas do embasamento para toda a área de estudo. Para o Modelo 2, um polígono representativo da região da Formação Barreiras (Compartimento C) foi inserido com propriedades mecânicas distintas.

Os resultados obtidos mostraram-se consistentes e satisfatórios, apresentando-se bastante semelhantes para os dois modelos gerados. A análise dos mapas de RFS (Figura 4) aponta maior tensão acumulada nas proximidades das discontinuidades mecânicas de orientação NE-SW, que ocorrem com maior densidade na porção sul da área de estudo (Compartimento B) em relação à porção norte (Compartimento A). Com a inserção do polígono associado à Formação Barreiras (Modelo 2), houve uma maior acumulação de deformação na área de ocorrência desta unidade (Compartimento C), gerando uma pequena diferença em relação ao RFS na região e no entorno deste compartimento.

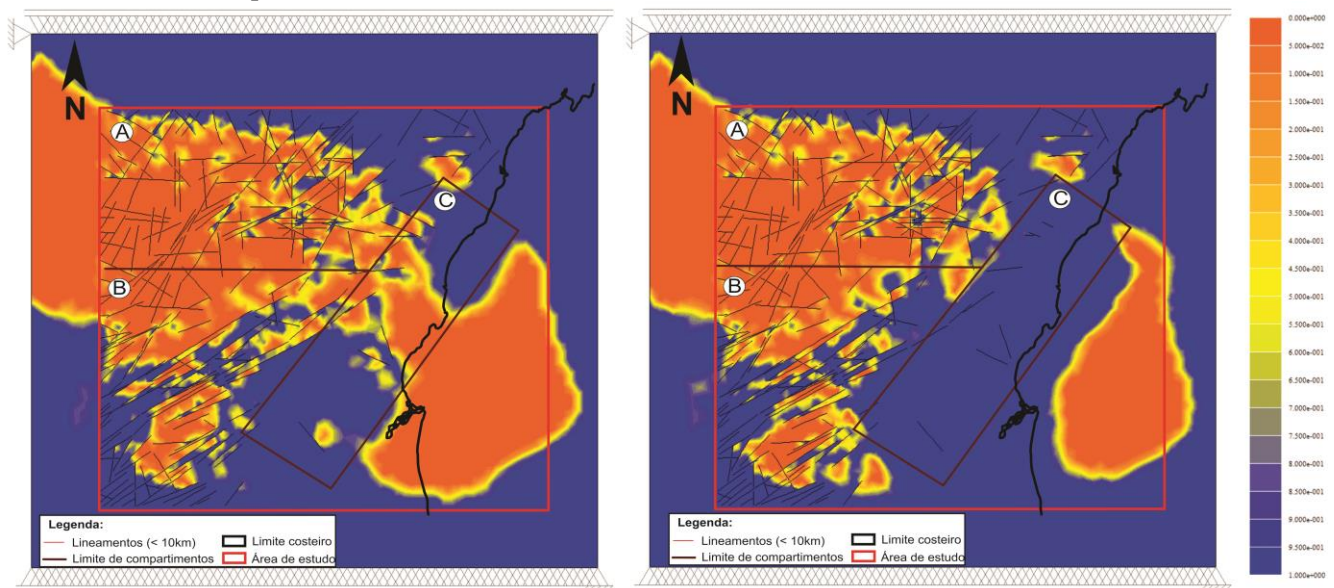


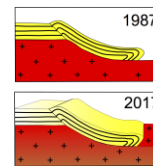
Figura 4: Resultados de RFS (*Ratio of Failure by Strees*), com aplicação de 50 MPa de tensão efetiva na borda dos modelos. Modelo 1, à esquerda e Modelo 2, à direita.

CONCLUSÕES

A modelagem matemática numérica realizada no presente estudo corrobora com o estudo desenvolvido por Brêda *et al.* (2015), indicando a reativação de estruturas do embasamento de orientação NE-SW durante o evento neotectônico de transcorrência dextral E-W.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (eds.). (2003). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. Brasília: CPRM. 4 CD-ROM.
- BRÊDA, T. C.; RODRIGUES, L. O. M.; RIBEIRO, C. S.; MELLO, C. L.; MORAES, A. (2015). Variação nas Direções de Paleotensões Associadas ao Evento Neotectônico de Transcorrência Dextral E-W entre os Rios Paraíba do Sul (RJ) e Itapemirim (ES), Sudeste do Brasil. Resumo expandido. Anais do XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Vitória – ES. 378-381p.
- BRÊDA, T. C.; MELLO, C. L.; MORAES, A. (2017). Significado Tectônico de Padrões de Lineamentos na Região Continental Adjacente às Bacias Marginais do Sudeste do Brasil. Resumo expandido. XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Salvador – BA.
- MORAES, A. (2016). Mecânica do Contínuo para a Geologia Estrutural. E-Book. Editora PerSe. 798p.
- PARISEAU, W. G. (2011). Intact Rock and Joints Properties. In: Design Analysis in Rock Mechanics. Editora: CRC Press – Taylor & Francis Group. 627-632p.



CÁLCULO DOS REJEITOS DAS FALHAS NO DEPÓSITO DE CARVÃO DE CANDIOTA A PARTIR DO SOFTWARE STRAT3D

Luiza Lopes de Araújo¹, Ricardo Wosniak¹, Eduardo Moussalle Grissolia¹

¹ Serviço Geológico do Brasil (CPRM), luiza.araujo@cprm.gov.br

1. INTRODUÇÃO

Neste trabalho é apresentada a modelagem das estruturas que compartimentam as camadas de carvão no depósito de Candiota, a partir de dados estruturais (lineamentos) e valores da profundidade da camada de carvão revelada por furos de sondagem. Tal modelagem integra as atividades desenvolvidas na Reavaliação do Depósito de Carvão de Candiota (CPRM, no prelo), que pertence à carteira de direitos minerários do Patrimônio Mineral da CPRM (Serviço Geológico do Brasil).

A Reavaliação do Depósito de Carvão de Candiota compreendeu o resgate e validação dos dados (furos de sondagem, análises químicas e mapas) gerados pela CPRM entre as décadas de 1970 e 1990, além de realizar uma nova modelagem geológica, estimativa de recursos e avaliação econômica à luz do conhecimento geológico atual e tecnologias modernas.

O depósito de Candiota estende-se por aproximadamente 2.000 km² e, assim como os outros depósitos de carvão relevantes do Brasil, insere-se na Bacia do Paraná (Figura 1). As camadas de carvão encontram-se na Formação Rio Bonito e ao todo são conhecidas vinte e três, sendo a de maior importância a camada Candiota, composta por dois bancos de carvão (CBS-Superior e CBI-Inferior), separados por um leito de siltito.

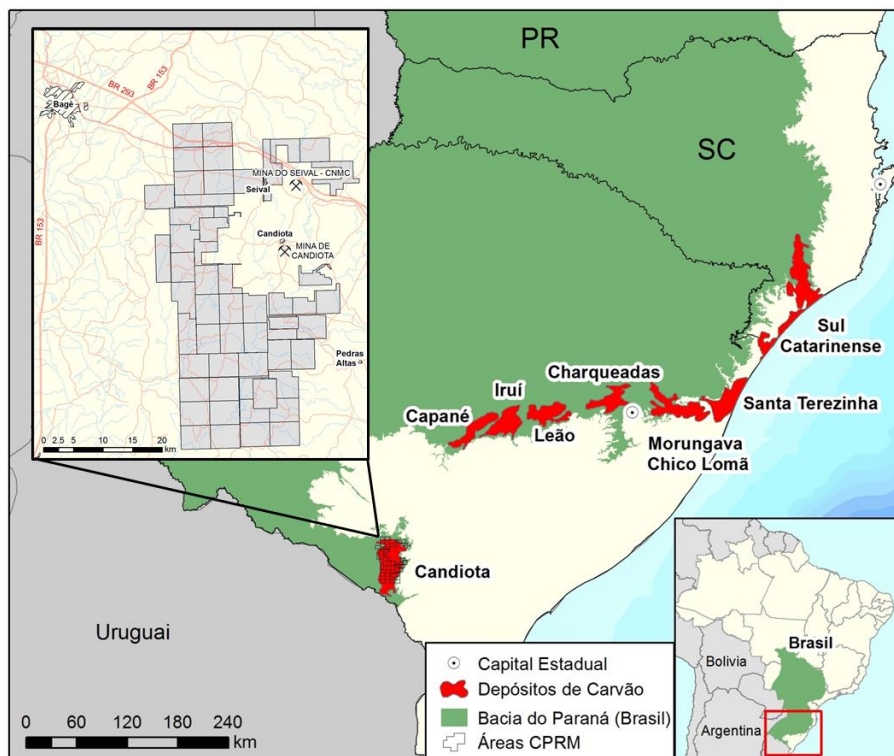


Figura 1: Localização dos principais depósitos de carvão brasileiros na Bacia do Paraná. Em detalhe a distribuição das áreas da CPRM no depósito de Candiota.

O mergulho regional da sequência sedimentar na região do depósito é de maneira geral para SW, os valores oscilam de 1 a 3° com pequenas variações locais. A disposição das camadas de carvão é bastante controlada pela compartimentação estrutural da região, que se caracteriza por um sistema ortogonal de falhas normais, reversas e transcorrentes com alto ângulo e direções principais NE-SW e SE-NW, formando sucessivas estruturas de *grabens* e *horsts*. Essas estruturas aflorantes são concordantes com a estruturação do embasamento

da bacia e se formaram pela reativação dessas estruturas mais antigas. As principais falhas NE-SW alinham-se paralelamente à Falha da Açoteia, principal falha da região localizada no limite sudeste das áreas da CPRM.

2. METODOLOGIA

Em posse dos dados resgatados e validados foi feita a reinterpretação e reavaliação do modelo geológico do depósito de carvão de Candiota. Para a modelagem das falhas foram utilizadas as profundidades das camadas de carvão de 323 furos (40.034,63 m) e os mapas de contorno estrutural dos Relatórios Finais de Pesquisa do Projeto Candiota. O *software* empregado na modelagem foi o *Strat3D* (versão 2.1.75.0 (64-bit) EN).

Primeiramente, realizou-se a correlação das camadas de carvão e após essa etapa foi possível iniciar a interpretação das estruturas. A modelagem das falhas e o cálculo de seus rejeitos foram cruciais para a confecção do modelo geológico do depósito de Candiota, dado que, a disposição das camadas de carvão é altamente controlada pela compartimentação estrutural da região.

As linhas digitalizadas a partir dos mapas de contorno estrutural antigos (Figura 2A) serviram de base para o início da modelagem das falhas. Contudo, não foi possível modelar essa grande quantidade de estruturas com os dados de furos de sondagem disponíveis. Isso porque a densidade de informações das falhas é muito maior do que a densidade da distribuição dos furos, de forma que ficou inviável o cálculo do rejeito de todas elas. Portanto, para a modelagem foram calculados os rejeitos apenas das principais falhas.

O *software* utilizado permite importar falhas a partir de um arquivo de linhas, criar novas falhas e editá-las. Também existem opções para definição de idade, tipo, profundidade, mergulho, dentre diversas outras. Além disso, se os rejeitos das falhas não estiverem definidos é possível calculá-los com a ferramenta *Automatic Displacement*. Essa foi opção utilizada neste trabalho, que para efeito que cálculo utilizou o mergulho vertical para todas as falhas modeladas.

A validação desses rejeitos calculados foi feita considerando-se um leve mergulho regional de direção SW. Além do cálculo dos rejeitos foi necessário adaptar um pouco as formas de algumas falhas para corroborar com os furos de sondagem e as feições geomorfológicas, como drenagens e escarpas, por exemplo. As falhas utilizadas na modelagem do depósito de Candiota estão ilustradas na Figura 2B.

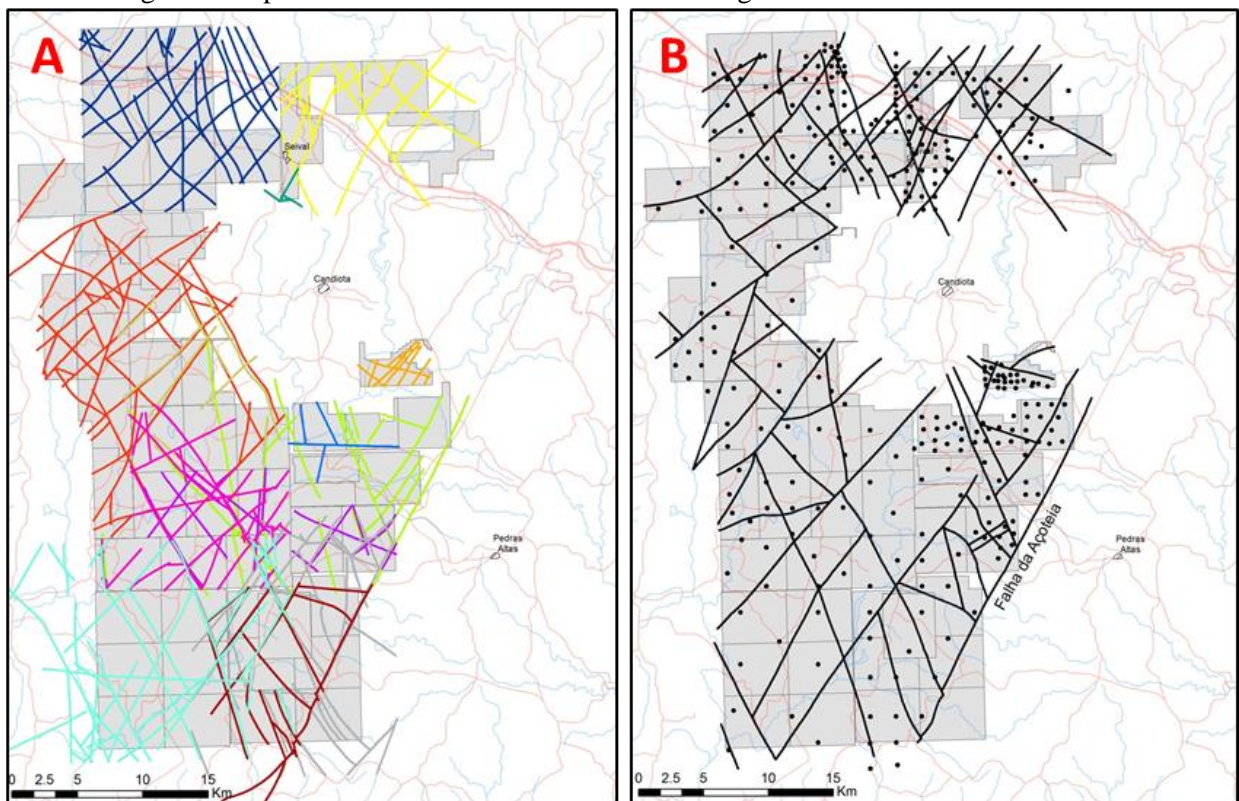


Figura 2: A- Linhas digitalizadas a partir dos mapas de contorno estrutural dos mapas antigos. B- Falhas validadas utilizadas na modelagem.

3. RESULTADOS E CONCLUSÕES

Após cálculo e validação dos rejeitos das falhas foi possível gerar os sólidos das camadas de carvão do depósito de Candiota. Esse processo utilizou ao todo 78 linhas representando as falhas com diversas extensões e valores de rejeito. Analisando-se a Figura 2B é possível perceber que a densidade das falhas utilizadas varia de acordo com a densidade de furos disponíveis. Portanto, a porção norte do depósito apresenta maior quantidade de falhas modeladas, enquanto na extremidade sudoeste o baixo suporte amostral permitiu um menor detalhamento das estruturas.

A Figura 3 apresenta o diagrama de rosetas com as medidas de azimute das estruturas modeladas. Como esperado, os dois *trends* principais encontrados são NE-SW e SE-NW, que corroboram com a geologia regional da Bacia do Paraná. Os azimutes mais recorrentes variam entre dois intervalos, N20-30W (17,9%) e N40-50E (15,4%), esse segundo é aproximadamente paralelo à falha da Açoteia, principal falha da região. A falha da Açoteia não teve seus rejeitos calculados, porque determina o limite oriental do depósito, não existindo continuidade das camadas de carvão a leste dessa falha. Portanto, essa significativa estrutura foi utilizada como contato entre as camadas de carvão e o embasamento.

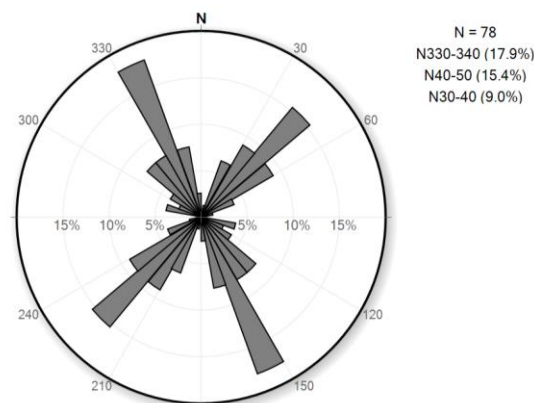


Figura 3: Diagrama em roseta das falhas modeladas. *Software GEOTEC Stereo* (LAGEO, 2016).

A Tabela 1 resume as estatísticas dos valores de rejeito e de extensão das falhas dos dois *trends* principais encontrados no depósito de Candiota. Os rejeitos calculados variam de poucos metros a centenas de metros com valores entre -150 m e 250 m, sendo o rejeito negativo para as situações onde a capa move-se para baixo e positivo quando a capa move-se para cima. As falhas NW-SE apresentam o maior valor de rejeito, contudo os valores médios de rejeito dos dois *trends* principais são semelhantes, sendo 26,50 m para as falhas NE-SW e 25,43 para as estruturas NW-SE. Já a extensão das falhas varia bastante ultrapassando os 25 km em alguns casos. Entretanto é importante ressaltar que essa análise foi realizada apenas nas áreas da CPRM, portanto algumas dessas falhas extrapolam em muito esses valores, como por exemplo, a falha da Açoteia de relevância regional na Bacia do Paraná.

Tabela 1: Estatísticas dos valores de rejeito e extensão das falhas dos dois *trends* principais encontrados no depósito de Candiota.

<i>Trend</i>	NE-SW			NW-SE		
	Mínimo	Máximo	Média	Mínimo	Máximo	Média
Rejeito (m)*	0	150	26,50	0	250	25,43
Extensão (m)	1.341	25.716	11.471	664	24.477	9.897

*Rejeito em valores absolutos.

A ferramenta *Automatic Displacement* do *software Strat3D* foi de extrema importância para a criação do novo modelo das camadas de carvão do depósito de Candiota. Como a Figura 4 mostra, os deslocamentos dos blocos delimitados por essas falhas propiciaram a ocorrência de áreas com grande cobertura de estéril (100 m a mais de 300 m) diretamente em contato lateral com áreas de pequena cobertura (<50 m), principalmente ao longo dos flancos leste e norte do depósito. Já na parte sul da jazida as coberturas são superiores a 300 m. Essa ferramenta facilitou a definição das áreas passíveis de lavra a céu aberto, otimizando a interpretação das falhas e o cálculo de seus respectivos rejeitos.

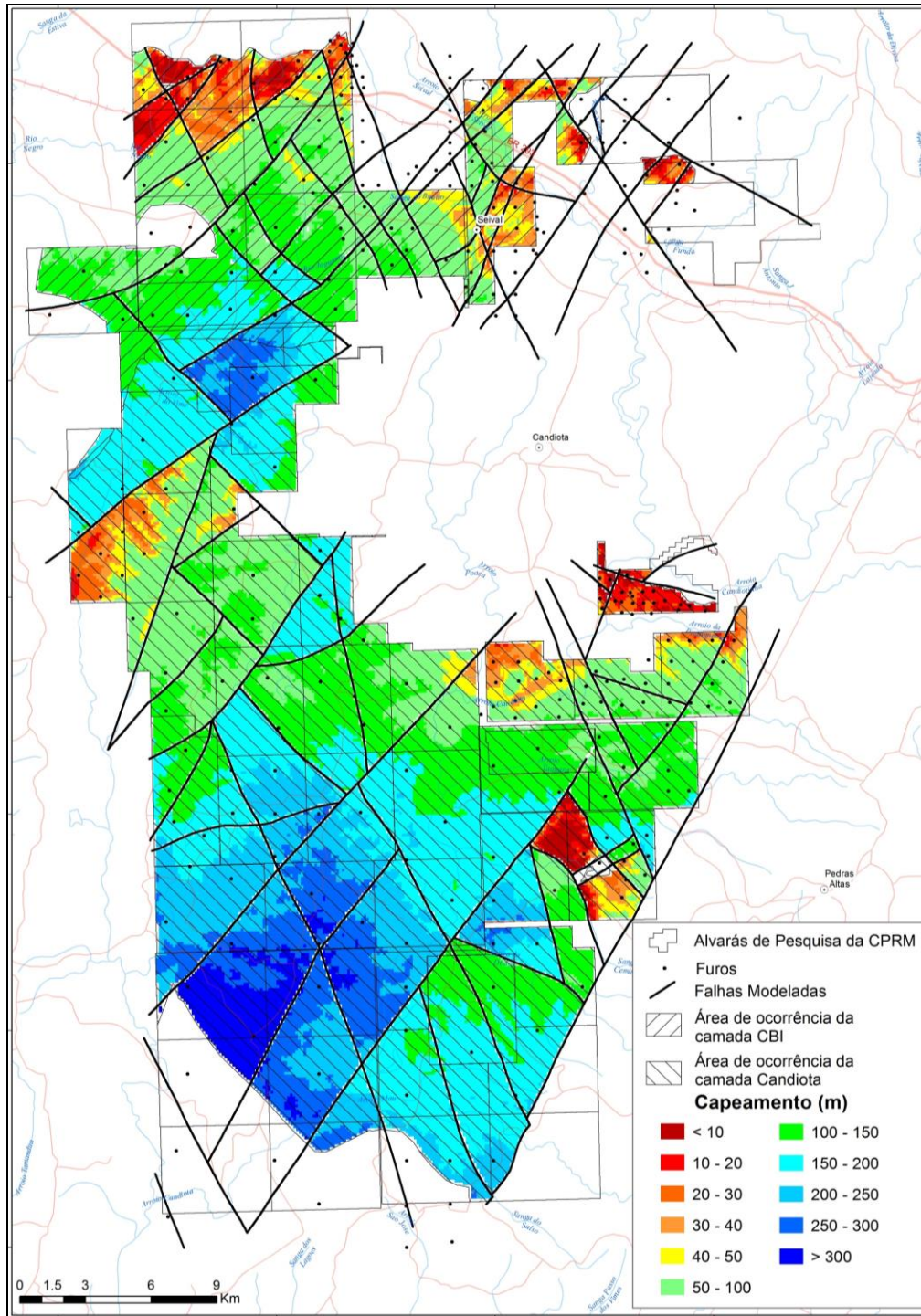
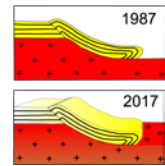


Figura 4: Mapa de capeamento da camada Candiotá do depósito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Relatório de Reavaliação do Patrimônio Mineral: Projeto Candiotá (Carvão). No prelo.

LAGEO – LABORATÓRIO DE PESQUISAS APLICADAS EM GEOMORFOLOGIA E GEOTECNIA (2016). GEOTEC Stereo v1.2 (Desktop). Disponível em: http://www.lageo.ufpr.br/site/?page_id=261



MODELOS FÍSICOS DE UMA BACIA INVERTIDA COM FOCO NAS ESTRUTURAS DO PÓS-SAL – PRIMEIROS RESULTADOS

Gisela Miranda de Souza Almeida¹, Caroline Janette Souza Gomes¹

¹Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, e-mail: giselamiranda624@yahoo.com.br

1. INTRODUÇÃO

Foram produzidos experimentos físicos com o intuito de analisar o efeito de uma camada de sal, dúctil, sobre as estruturas do pós-sal, durante uma reativação tectônica positiva. O diferencial deste estudo, em relação a trabalhos prévios, de modelagem física analógica, diz respeito à posição da camada de sal. Normalmente, os evaporitos são posicionados diretamente sobre o embasamento, enquanto, no presente trabalho estes foram simulados no interior de uma seqüência pós-rifte, situação comum na margem continental brasileira.

Nos experimentos modificaram-se, sistematicamente, as espessuras das camadas da seqüência pós-rifte: do pré-sal (areia), do sal (silicone) e do pós-sal (areia) uma vez que a espessura constitui um parâmetro que implica diretamente na variação do strength (a resistência à deformação) dos materiais.

2. METODOLOGIA DO TRABALHO

O trabalho experimental consistiu de 10 experimentos. Os ensaios foram montados em um aparelho de deformação eletrônico com dimensões internas de 35 cm x 23,4 cm (comprimento x largura) e velocidade de deformação de 2 cm/h. Em todos os experimentos (com exceção do primeiro) foram desenvolvidos duas fases de deformação, uma de extensão e a outra de compressão. A inversão da deformação foi efetuada após a deposição de uma seqüência pós-rifte sobre a bacia recém-formada, constituída por três unidades: camadas pré-sal, sal e pós-sal (Fig. 1). Nos experimentos mantiveram-se constantes os seguintes parâmetros: o comprimento inicial do modelo (antes do rifteamento), igual a 35 cm, a extensão, de 6 cm, e a espessura do embasamento, igual a 3 cm. Variaram-se as espessuras do pré-sal (areia), do sal (silicone) e do pós-sal (areia de quartzo) além da magnitude da reativação positiva (Tab.1). Após a deformação, os experimentos foram umidificados com água para a obtenção de perfis, paralelo à direção do transporte tectônico.

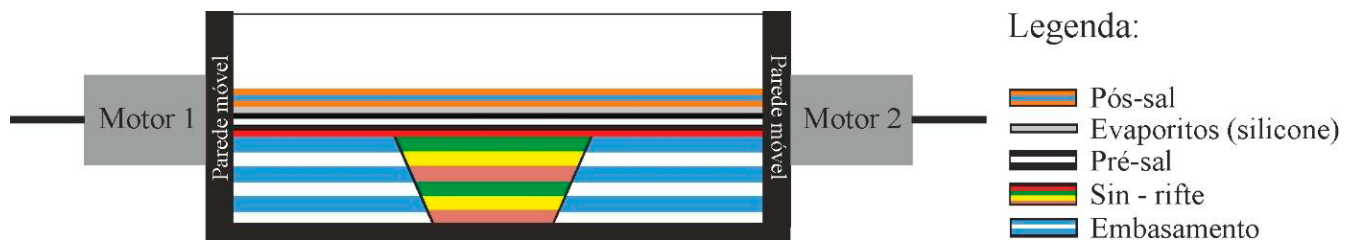


Figura 1: Desenho esquemático dos ensaios, na caixa de experimentos representando a situação após a primeira etapa de deformação, de extensão, e antes da segunda, de reativação positiva, em perfil.

Tabela 1. Condições de contorno dos modelos desenvolvidos

Experimentos	Espessura do Pré-Sal	Espessura do Silicone	Espessura do Pós-Sal	Reativação positiva
I*
II**	1,5
III A	1,5	0,5	1	1,5
III B	1,5	0,2	1	1,5
IV A	1,5	0,5	1	5,5
IV B	1,5	0,2	1	5,5
V A	0,5	0,5	1	5,5
V B	0,5	0,2	1	5,5
VI A	0,5	0,5	2	5,5
VI B	0,5	0,2	2	5,5

* Experimento de uma fase única, de extensão. ** Espessura do pós-rifte de 2,5 cm.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os experimentos revelaram que a baixa magnitude de reativação não influenciou a estruturação do pós-sal. Os resultados dos experimentos desenvolvidos sob alta magnitude de inversão positiva são apresentados na figura 2. Nestes, percebe-se que os experimentos que apresentam uma deformação rúptil na unidade pós-sal, experimentos IVB e VB (Figs. 2D e E), são os que apresentam baixa espessura tanto da camada de silicone quanto do pós-sal, e espessura variável do pré-sal. No experimento VIB (Fig. 2F) não ocorreu uma deformação rúptil no pós-sal, possivelmente devido à alta espessura desta unidade o que resultou em um alto strength. A deformação da unidade pós-sal (acima do silicone), que aparece no extremo oeste da caixa de experimentos, um retroempurrão e um empurrão, foi interpretada como resultante do movimento da parede móvel da caixa de experimentos. Foi, portanto, desprezada, por não refletir uma relação direta com as feições produzidas pela inversão tectônica.

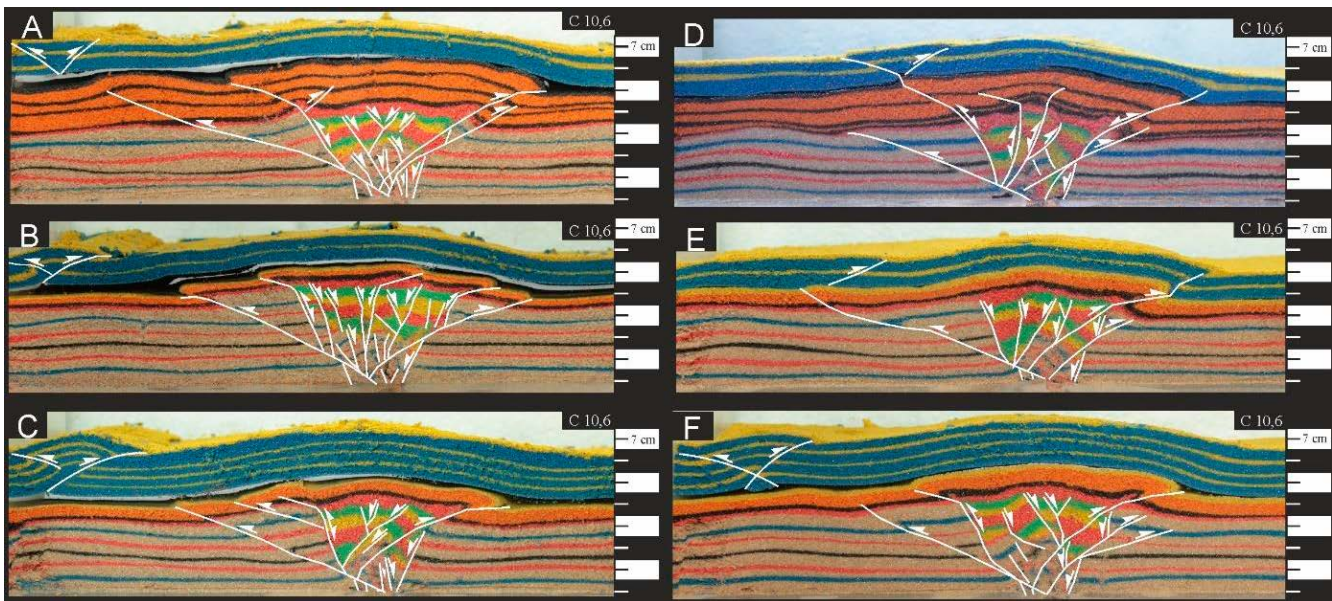


Figura 2: As seções do centro dos experimentos, desenvolvidos sob alta magnitude de encurtamento (5,5 cm = 91,7 %). A coluna à esquerda se diferencia daquela da direita pela espessura da camada de silicone, de 0,5 cm e 0,2 cm respectivamente. (A) e (D) experimentos IV; (B) e (E) experimentos V; (C) e (F) experimentos VI. O silicone se localiza entre as unidades laranja e azul.

As feições observadas no pós-sal confirmam a interpretação de estudos anteriores (por exemplo, Nalpas & Brun 1993 e Nalpas et al. 1995). Nalpas et al. (1995) demonstraram, em modelos físicos, que, em uma inversão positiva, a geração ou reativação de estruturas depende da resistência à deformação (strength): a) da camada dúctil, de silicone, que, por sua vez, é influenciada por sua espessura e pela velocidade de deformação e b) do pacote sedimentar posicionado acima da camada de silicone, este influenciada apenas pela espessura. Assim, quanto mais fina a camada dúctil intercalada entre outras rúpteis e quanto maior a velocidade de deformação, maior será o seu strength.

4. CONCLUSÕES

A análise de modelos físico-analógicos que simularam uma inversão tectônica, envolvendo uma camada de sal, dúctil, intercalada em um pacote pós-rifte, rúptil, permitiu mostrar que:

1) Uma baixa magnitude de inversão tectônica (25 %) não gera efeitos no pós-sal quando esta espessura for baixa (de 1cm, único caso examinado), independente da espessura do sal (experimentos IIIA e B);

2) Uma alta magnitude de deformação (91,7 %): a) produz o soerguimento de toda a região da bacia; b) não causa, em experimentos com elevada espessura da camada de sal (0,5 cm), estruturas rúpteis no pós-sal (experimentos IVA, VA e VIA); c) produz estruturas rúpteis, no pós-sal, se as espessuras das camadas de silicone e do pós-sal forem baixas (0,2 cm e 1 cm, respectivamente) (experimentos IVB e VB); d) não gera uma deformação rúptil, no pós-sal, se a espessura do pós-sal for elevada (2 cm) independente da espessura da camada de sal (experimentos VIA e VIB); e) não causa qualquer mudança no inventário estrutural com a variação da espessura do pré-sal.

Assim, concluiu-se que o parâmetro mais importante para ocorrer uma deformação rúptil na seção pós-sal, induzida por uma inversão tectônica, seja a espessura do sal. No entanto, as magnitudes de deformação usadas (muito baixa e muito elevada) e a pequena variação na espessura do pós-sal (de 1 cm e de 2 cm), requerem novas pesquisas.

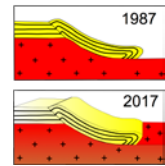
Recomenda-se a continuidade do presente estudo, com a inclusão de outros parâmetros tais como, a velocidade de deformação, que implica diretamente no strength do silicone, e, durante a inversão tectônica, uma componente direcional da compressão (uma transpressão).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

NALPAS, T. & BRUN, J. P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228: 349-362.

NALPAS, T.; DOUARAN, S. LE; BRUN, J. P.; UNTERNEHR, P.; RICHERT, J. P. 1995. Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sedimentary Geology*, 95: 237 – 250.

FETTER, M. 2009. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 873–886.



DESENVOLVIMENTO DE FRATURAS DE RIEDEL DURANTE CISALHAMENTO DEXTRAL: A VISÃO DA MODELAGEM FÍSICA ESTRUTURAL

Marília Barbosa Venâncio¹, Fernando César Alves da Silva¹, Ricardo de Souza Rodrigues¹

¹Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, e-mail: mariliavenancio@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

A modelagem física é um método bastante útil no estudo, via simulação física em escala de laboratório, de estruturas geológicas, pois com ela é possível observar os vários estágios de desenvolvimento das estruturas presentes na natureza, onde apenas o estágio final é disponibilizado para estudo. O presente trabalho analisou o desenvolvimento de feições estruturais (R, R', P, bacias pull-apart, etc.), desenvolvidas durante a formação de zona de cisalhamento com cinemática dextral.

2. METODOLOGIA

Os experimentos foram executados em aparato tipo caixa de areia, o qual contém duas paredes laterais fixas e duas móveis que foram movimentadas, em sentidos opostos, por dois motores (Motor 1 e Motor 2, figura 1) a uma velocidade constante de 0,55 cm.min⁻¹. Os modelos executados, repetidos pelo menos duas vezes para testar a reprodutibilidade dos resultados, foram montados com areia natural, areia colorida artificialmente (cujas camadas serviram de marcador tectônico) e argila. Uma fina (1 a 2 mm) camada de gesso foi colocada na base dos experimentos a exceção de um deles onde uma camada de silicone substituiu o gesso. A espessura total do pacote foi de 2,5 cm. Na parte basal da caixa foram colocadas duas folhas de papel, de espessura ligeiramente diferente (cada uma fixada apenas em uma das paredes móveis), e com uma pequena superposição entre elas, que serviram como descontinuador de velocidade (figura 1). Esta geometria induziu o desenvolvimento da zona transcorrente dextral. Alguns modelos incluíram uma sedimentação sintectônica, sendo utilizados para tal areia colorida e/ou argila.

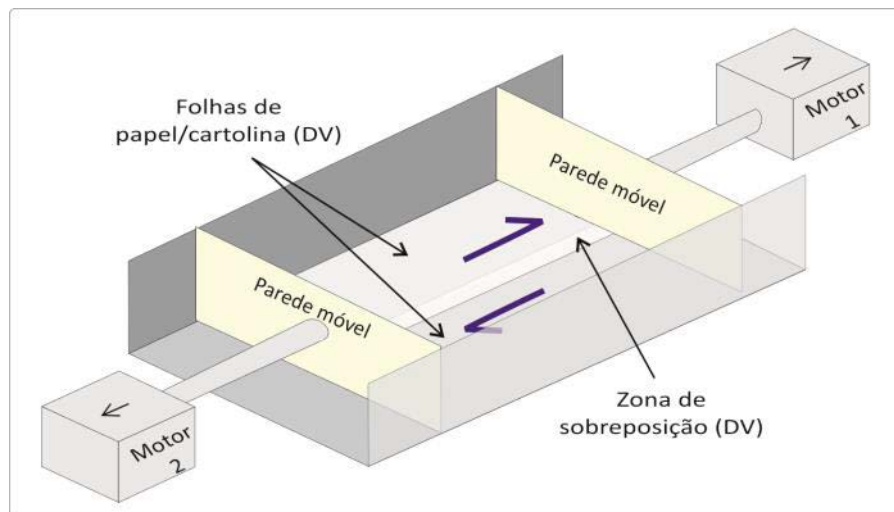


Figura 1 - Ilustração da configuração da caixa de areia utilizada, exibindo duas as folhas de papel, representando o descontinuador de velocidade (DV). Os motores 1 e 2, movimentam as paredes móveis em sentidos opostos gerando a cinemática transcorrente dextral da zona de cisalhamento.

3. RESULTADOS

Em todos os modelos houve o desenvolvimento das estruturas de Riedel (figura 2b e 3b), obliquas à zona transcorrente e com uma disposição escalonada em uma geometria en-echelon.

Durante os primeiros estágios de deformação, as fraturas de cisalhamento sintéticas de Riedel, tipo R, foram as primeiras estruturas a se formarem, sendo no princípio mais espaçadas e longas (figura 2b). As estruturas antitéticas R' foram mais discretas apresentando-se como segmentos menores e menos espaçadas entre si, em relação as fraturas R (figura 2b). Como previsto no modelo de Riedel (figura 2a e 3a) as fraturas R desenvolveram-se em ângulo baixo com a direção da zona transcorrente enquanto as fraturas de cisalhamento R' ocorreram em ângulo alto com a zona de falha principal (figuras 3b e 3c). Essas fraturas foram melhor desenvolvidas e observadas na superfície dos modelos que continham uma fina camada de argila no topo.

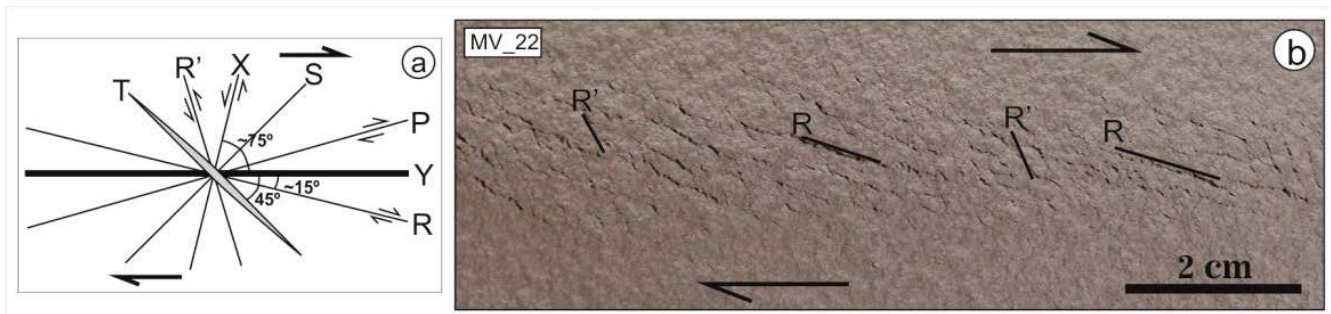


Figura 2 – (a) Disposição das fraturas no Modelo de Riedel. (b) Fraturas R e R' desenvolvidas nos primeiros estágios deformacionais do experimento, mostrando a predominância das estruturas sintéticas em relação as antitéticas.

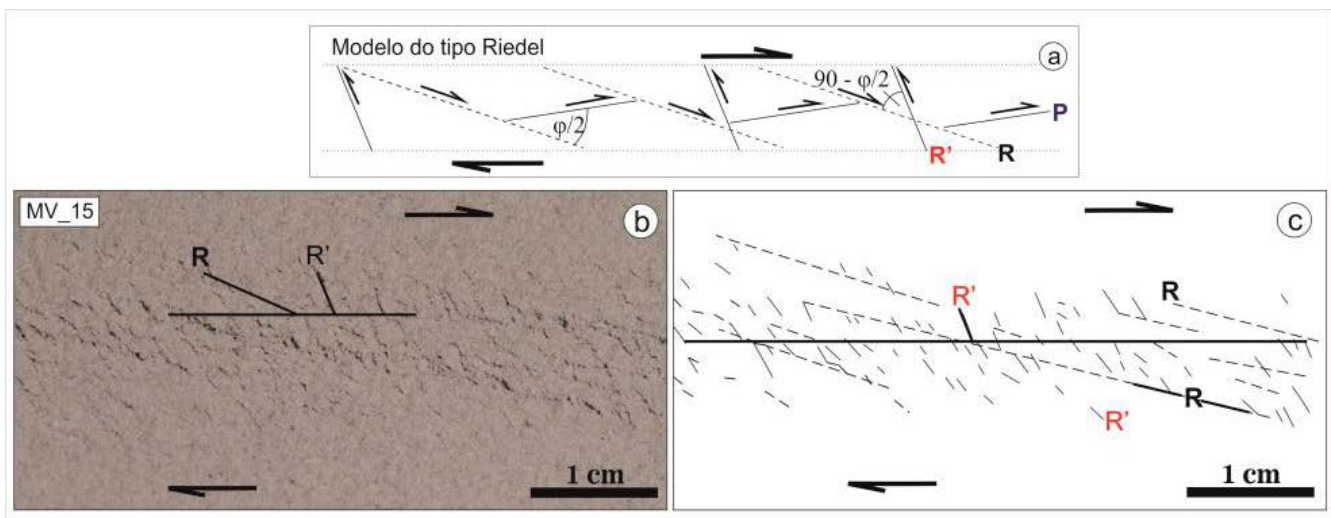


Figura 3 – (a) Relação angular teórica entre as principais fraturas de Riedel. (b) e (c) Fotografia e interpretação, respectivamente, do topo do experimento MV_15, mostrando a relação angular entre R e R' desenvolvida no modelo quando este atingiu 1,6 cm de deslocamento.

Nos modelos MV_14 e MV_15, realizados com a adição de sedimentação sintectônica (areia e argila), houve a formação das fraturas do tipo P que sucederam as fraturas tipo R, sendo as antitéticas R' as últimas a se formarem. Especificamente no modelo MV_15, durante estágios finais de deformação, o experimento apresentou o desenvolvimento de pequenas bacias (figura 4a) delimitadas pelas fraturas R e Y (do tipo pull-apart) (figura 4b), R e P (figura 4c).

Com o aumento da deformação, intensificou-se a formação das fraturas R', geralmente como pequenos segmentos concentrados em determinadas regiões que, devido ao grande número de fraturas evoluiu para uma zona completamente brechada.

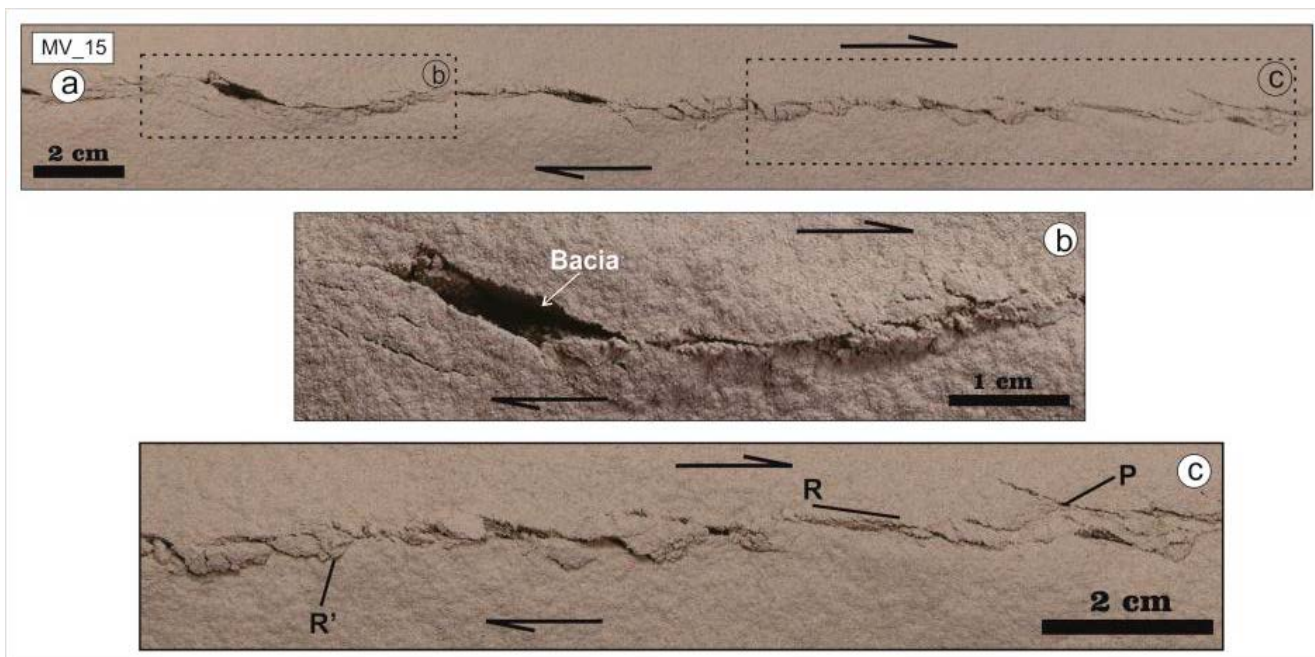


Figura 4 – Modelo experimental MV_15. (a) Visão geral do topo do modelo quando deslocamento atingiu 12,7 cm com as principais estruturas. (b) Detalhe mostrando o desenvolvimento de bacias na interação entre fraturas R e Y e em (c) entre R e P.

No final dos experimentos, os modelos foram endurecidos e seccionados perpendicularmente a zona de cisalhamento, gerando perfis que mostraram o comportamento das estruturas em subsuperfície. A figura 5 ilustra alguns destes perfis do experimento MV_17, onde nota-se sítios transpressionais gerando estruturas de flor positiva (perfis BB', CC' e JJ' da figura 5). Alguns sítios, entretanto, tiveram um comportamento transtraccional, evidenciado pelo padrão em flor negativa ilustrada nos perfis GG' e HH' na figura 5).

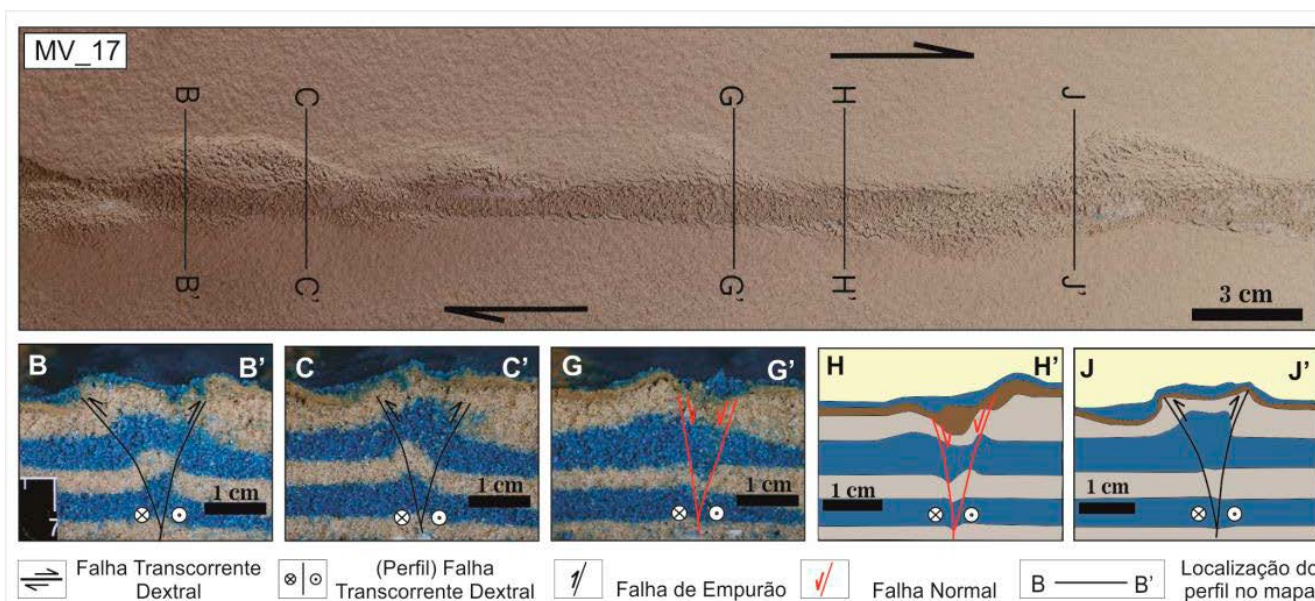


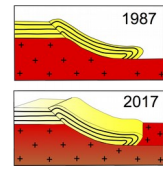
Figura 5 – Experimento MV_17: imagem superior com a visão de mapa e a localização dos cortes de perfil mostrados na parte inferior da imagem. Perfis B-B', C-C' e J-J' representam a flor positiva e os perfis G-G' e H-H' exibem a flor negativa, sendo H-H' e J-J' a interpretação a partir das fotos.

No experimento (MV_22) que continha um nível basal de silicone (restrito a zona do descontinuidade de velocidade - DV) de aproximadamente 5 mm de espessura, as fraturas de Riedel demoraram um pouco mais para serem formadas (necessitando uma maior deformação), em comparação com os demais modelos. Neste modelo a faixa de deformação também foi menor e o relevo gerado em superfície foi mais suave. Este fato é, a priori, imputado a diferença reológica com o silicone tendo um comportamento mais dúctil.

4. CONCLUSÃO

Durante o desenvolvimento deste trabalho, onde foi simulada uma transcorrência dextral, verificou-se a partir dos dados obtidos, que as fraturas de Riedel são nucleadas desde os primeiros incrementos da deformação. Estas estruturas são bem marcadas pela camada de argila (colocada no topo do modelo). Quando a camada de topo era de areia seca estas estruturas não foram impressas com a mesma nitidez (a olho desarmado ou fotografias normais, embora dados de PIV, não discutidos aqui, tenham melhor demonstrado sua evolução). As fraturas sintéticas do tipo R, em todos os experimentos, foram as estruturas mais precoces seguidas pelas fraturas R' e quando houve a adição de sedimentos sintectônicos fraturas do tipo P precederam as R'. As diferenças existentes entre os experimentos com e sem silicone ressaltaram o papel da reologia, com o silicone dando um aspecto mais dúctil a porção basal do modelo. O resultado destes experimentos aqui reportados ainda tem caráter preliminar e reflete os primeiros estágios de pesquisa ainda em desenvolvimento

Agradecimento: O Laboratório de Modelagem Estrutural (LME) recebeu apoio do CENPES-Petrobras para melhoria de sua infraestrutura.



ESTUDO DA ESTRUTURA DA CROSTA NA BACIA DO PARECIS USANDO EVENTOS PROFUNDOS

Matheus Figueredo¹, George Sand França¹, Diogo Farrapo Albuquerque¹, Giuliano S. Marotta¹, Isabele Carolina Souza¹

¹ Observatório Sismológico – IG/UnB, matt.figueredo@gmail.com, georgesand@unb.br

1. INTRODUÇÃO

A sismologia é um método indireto para obtenção de informações sobre a estrutura interna do planeta utilizando informações sobre diferentes comportamentos de ondas sísmicas em variadas regiões da Terra. A partir destas informações os pesquisadores conseguem determinar zonas de grandes variações de propriedades químicas e físicas. Uma dessas zonas, conhecida como descontinuidade de Moho (Crosta – Manto), foi descoberta por Andrija Mohorovičić em 1909. Nessa região há um contraste relevante na velocidade de propagação das ondas sísmicas. A Função do Receptor (FR) é um método utilizado na sismologia para obtenção de informações do meio onde a onda se propaga, mais especificamente a descontinuidade de Moho, podendo assim ser feita uma estimativa de espessura e razão V_p/V_s da crosta na região estudada.

3. METODOLOGIA

A Função do Receptor Radial e Tangencial é a deconvolução da componente horizontal (Radial ou Tangencial) pela componente vertical e que mostra a resposta relativa de uma estrutura geológica presente no interior da Terra (Langston e Ammon, 1991). O método utiliza os registros das ondas P, fase de Reflexão Ps e múltiplas (PpPhs e PpPhs+PpShs) de telessismos que atingem a base da crosta com ângulo próximo à vertical ($\theta < 40^\circ$) logo abaixo de uma estação sismográfica.

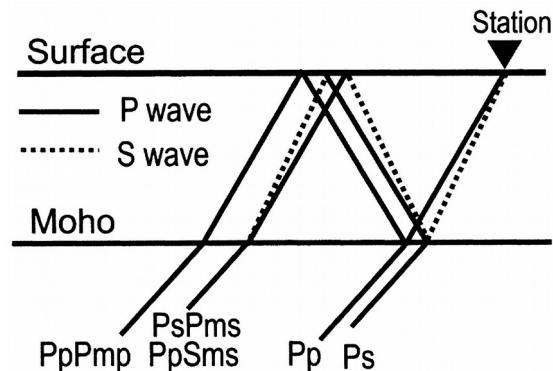


Figura1: Representação esquemática das fases que atingem uma estação sismográfica utilizadas na Função do Receptor (<http://www.bssaonline.org/content/96/1/328/F1.large.jpg>)

Para que haja um registro preponderante das fases horizontais de interesse é necessário rotacionar o sismograma na direção do evento, mudando o sistema de coordenadas convencional de aquisição da estação (Vertical Norte-Sul e Leste-Oeste) para o sistema ZRT (Vertical, Radial e Transversal), desta forma deve haver um registro da onda P na direção vertical e da Ps e múltiplas na direção radial do sistema ZRT, a FR é obtida pela deconvolução da componente vertical pela radial, que isola a resposta do receptor gerando de resultado a assinatura das fases convertidas e múltiplas reflexões que indicam a estrutura da crosta subjacente à estação sismográfica (Langston, 1979; Ammon, 1991). Com os valores de tempo de chegada das ondas P, Ps e múltiplas é possível calcular a espessura crustal (H) e razão V_p/V_s por meio das equações (1) e (2).

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\left(1 - p^2 V_p^2 \left[2 \left(\frac{\Delta_{Ps}}{\Delta_{PpPms}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 V_p^2 \right)} \quad (1)$$

$$H = \frac{\Delta_{ps}}{\sqrt{V_s^{-2} - p^2} - \sqrt{V_p^{-2} - p^2}} \quad (2)$$

Onde:

- Δ_{Ps} é a diferença de tempo entre as fases P e Ps;
- Δ_{PpPms} é a diferença de tempo de chegada das fases múltiplas;
- p é o parametro de raio;
- V_p é a velocidade da onda P;
- V_s é a velocidade da onda S.

4. PROCESSAMENTO

Os dados utilizados para realizar a FR são referentes a eventos profundos (~600 km) que ocorreram no período de 01/01/2013 à 02/10/2016, registrados pelas estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) e estações temporárias instaladas na região da Bacia dos Parecis financiadas pelo Edital Universal CNPq.

Para preparação e análise dos dados foram realizado por programa shell-script, baseado nos já disponíveis por Robert Herrmann (Earthquake Center – Saint Louis University), que realiza o processamento até a fase de rotação dos sismogramas, o programa Interdecon (AMMON, 1997) foi utilizado para deconvolução no domínio do tempo e o programa HK-Stacking (ZHU & KANAMORI, 2000) para empilhamento das FR's. Os parâmetros de velocidade utilizados no empilhamento foram $V_p=6,4$, $P_s=0,7$ e $0,2$ e $0,1$ para as fases múltiplas.

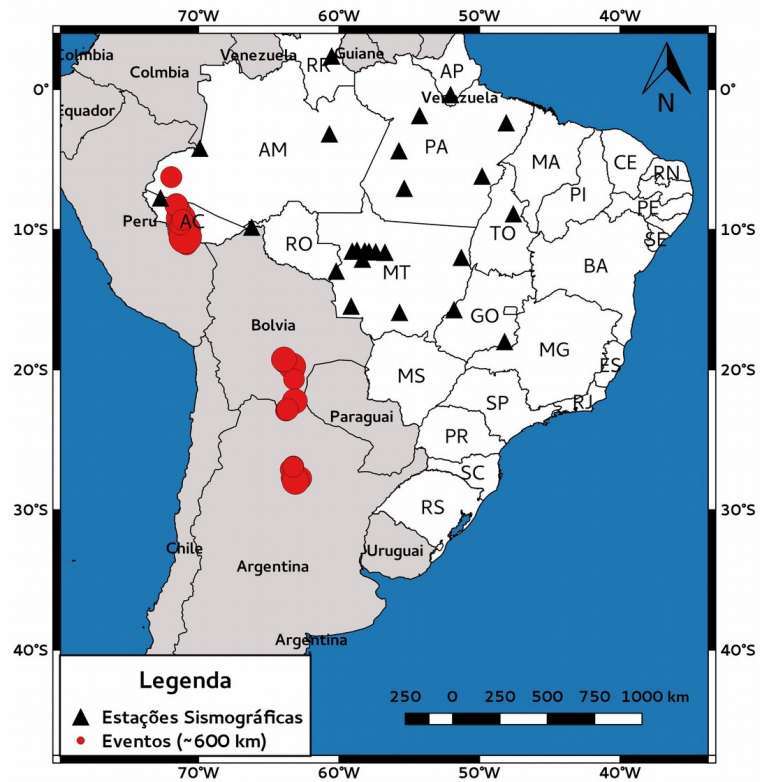


Figura2: Mapa de eventos e estações utilizadas para realização da Função do Receptor.

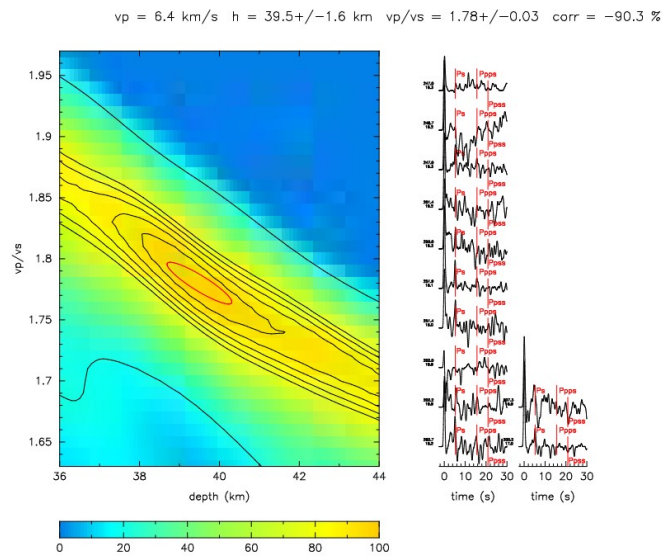


Figura3: Resultado do empilhamento dos dados da estação ITTB

5. RESULTADOS PRELIMINARES

Os dados processados permitiram realizar a estimativa de espessura crustal e razão V_p/V_s de quase todas as estações utilizadas, esses resultados foram comparados com outros estudos (ALBUQUERQUE, 2017) que demonstraram 9 estações coerência nos valores obtidos. A tabela 1 demonstra os valores de espessura (H) e razão V_p/v_s nas estações citadas.

Tabela 1: Tabela com os resultados obtidos para cada estação, a espessura da crosta encontrada, bem como seu erro, valores de Vp/Vs e erro e, a Vp utilizada.

Estação	Lat.	Long.	H (km)	ΔH (km)	Vp/Vs	$\Delta v_p/V_s$
ITTb	-4,37	-55,73	39,5	1,6	1,78	0,03
MACA	-3,16	-60,68	43,4	2,3	1,77	0,05
MCPB	-0,36	-52,06	33,7	1,9	1,80	0,03
NPGb	-7,05	-55,36	34,1	2,1	1,74	0,07
PAR2	-12,10	-58,33	44,8	1,5	1,73	0,04
PAR5	-11,58	-57,39	32,0	2,0	1,76	0,04
PDRB	-11,61	-56,73	38,3	1,8	1,72	0,05
PRPB	-6,17	-49,81	38,3	1,9	1,76	0,06
VILB	-12,95	-60,20	43,1	2,2	1,71	0,05

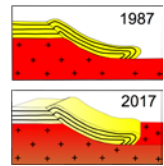
6. DISCUSSÕES

Os valores obtidos demonstram que a espessura da crosta e razão Vp/Vs são menores na borda norte da bacia dos Parecis (PAR5 e PDRB respectivamente) se comparada com os demais resultados, porém, a pequena quantidade de dados não permitiu que fosse feita a estimativa de todas as estações utilizadas, limitando a interpretação dos resultados.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Obsis-UnB pelos dados e suporte dado para a realização do trabalho. Ao CNPq pelo projeto concedido, a Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) pelas estações e todos os bolsistas do Observatório que contribuíram direta e indiretamente para realização de trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMMON, C. J., The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81,2504-2510, 1991.
- ASSUMPÇÃO, M. BIANCHI, M., JULIÀ, J., DIAS, F. L., FRANÇA, G. S., NASCIMENTO, R., DROUET, S., PAVÃO, C. G., ALBUQUERQUE, D. F. e LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences* 43, p. 74-85, 2013.
- GOLDSTEIN, P. & A. SNOKE, 2005. "SAC Availability for the IRIS Community", Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management System Electronic Newsletter.
- LANGSTON, C. A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.* Vol. 84 (B9), p. 4.749, 1979. HERRMANN, R. B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lett.* 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096
- PAVÃO, C. G., FRANÇA, G. S., MAROTTA, G. S., MENEZES, P. H. B. J., NETO, G. B. S. & ROIG, H. L. Spatial Interpolation Applied a Crustal Thickness in Brazil. *Journal of Geographic Information System* 4, p. 142-152, 2012. ZHU, L., AND H. KANAMORI, 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969-2980.



REATIVAÇÕES DISTENSIVAS E A DEFORMAÇÃO DE CAMADAS SEDIMENTARES PÓS-CINEMÁTICAS ACIMA DE UM DESCOLAMENTO DÚCTIL

Carvalho, T.S.^{1,2}, Araújo, M.N.C¹., Gomes, C.J.S.², Negrão, S.C.B¹, Falcão, T.C.¹.

¹ PETROBRAS – Petróleo Brasileiro S.A. e-mail: thiago.carvalho@petrobras.com.br

² UFOP - Universidade Federal de Ouro Preto

INTRODUÇÃO

A maioria dos riftes se desenvolve em sucessivas fases de deformação, porém em uma dinâmica progressiva, ou seja, relacionada a um único episódio de distensão crustal. Casos emblemáticos como o riftes do Mar do Norte mostram o registro de eventos sequenciais de distensão crustal ocorridos em episódios separados por centenas de milhares de anos (Reemst & Cloetingh, 2000). Bacias polifásicas são caracterizadas pela alternância de períodos de "quiescência" e "clímax", onde episódios de estiramento crustal se alternam com momentos de calmaria, quando há a deposição de sedimentos pelágicos, e até mesmo sal. Quando expostas a novos episódios distensivos as bacias tendem a reaproveitar a trama pregressa, porém, a depender da magnitude da distensão, podem ocorrer obliterações e até mesmo uma completa destruição da trama original (Bell *et al.*, 2014). A presença de camadas dúcteis potenciais ao desenvolvimento de zonas de descolamento pode ditar o grau de acoplamento entre as estruturas das duas fases distensivas, sendo decisiva na definição do estilo tectônico da bacia, com impactos diretos no sistema petrolífero. O desacoplamento das unidades rúpteis abaixo e acima da camada de descolamento resulta no desenvolvimento de estilos estruturais significativamente distintos daqueles desenvolvidos em sistemas sem grandes contrastes mecânicos.

Modelos analógicos e numéricos mostram que a existência de uma camada viscosa facilita o desenvolvimento de estruturas como dobras forçadas distensivas, monoclinais na cobertura e dobras por propagação de falhas relacionadas às falhas normais do embasamento. As geometrias dessas dobras e a geração de falhas secundárias são governadas por fatores como o mergulho das falhas do embasamento, espessura e viscosidade da camada dúctil, taxa de deformação, resistência e viscosidade dos sedimentos da cobertura (Withjack & Callaway, 2000). Diversos estudos apresentam exemplos sísmicos e de afloramento que mostram a influência de camadas viscosas na formação de dobras por propagação de falhas acima dos degraus do embasamento. A presença do pacote evaporítico do Sistema de Falhas de Stavanger, no Mar do Norte mostram a influência da camada viscosa em um rifte polifásico, com formação de dobra forçada localizada acima da falha do embasamento (Figura 1a). Nas bacias brasileiras a seção pós-rifte da bacia de Campos conta com exemplos de formação de monoclinais e dobras suaves que podem estar associadas a reativações distensivas do embasamento com a presença de pacotes viscosos (Figura 1b).

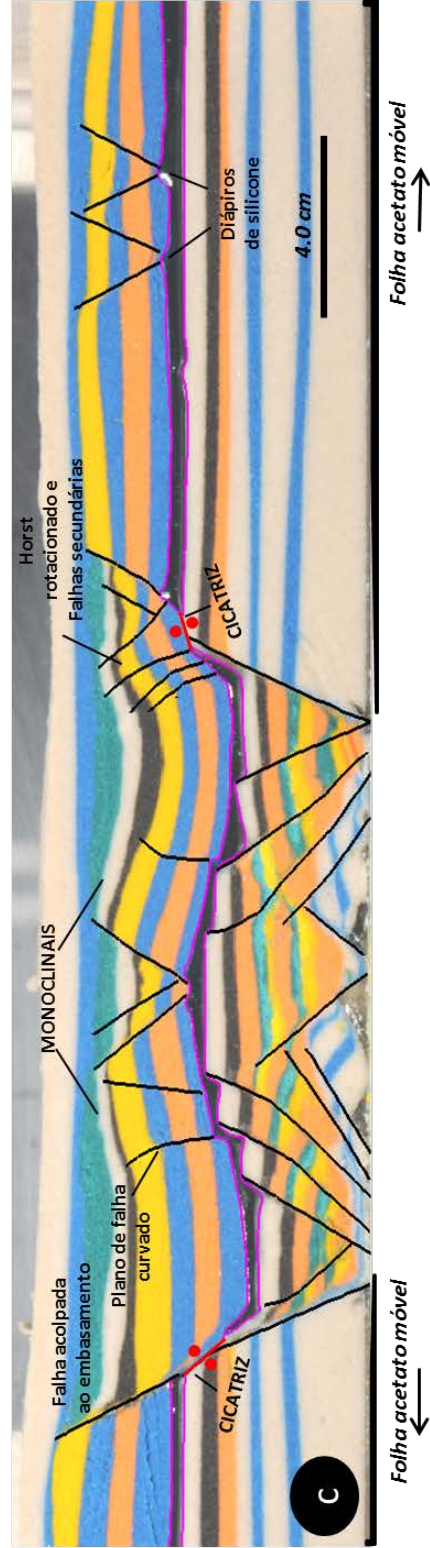
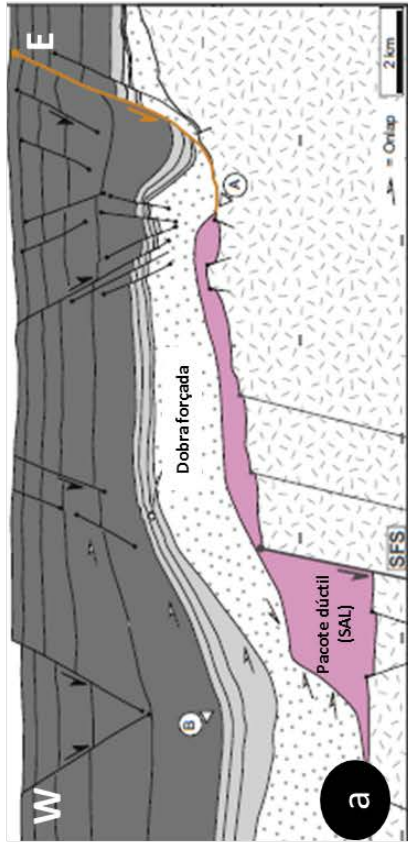
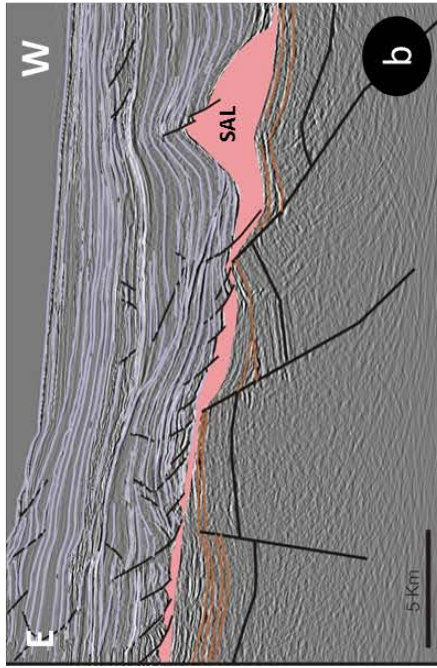


FIGURA 1 – (a) Exemplos de formação de dobra forçada associada à presença da camada viscosa. Seção sísmica (Editada de Lewis *et al.*, 2013); (b) Seção sísmica no norte da Bacia de Campos evidenciando a formação de monoclinais e dobras suaves na seção pós-sal (Adaptado de Araújo & Silva, 2009); (c) Seção 06 do modelo **BR5** com 28% de alongação (4,0 cm de reativação). Seção expressa à maioria das estruturas identificadas nos modelos que materializaram estruturas na seção pós-cinemática. Na seção pós-cinemática tem-se a presença de arqueamentos, formação das monoclinais, formação das cicatrizes de sal, planos de falhas curvados, *horsts* rotacionados e formação de pequenos diápiros.

Neste trabalho, modelos análogos em caixa de areia foram usados para investigar a evolução geométrica e cinemática de falhas normais, reativadas em sistemas distensivos polifásicos, dotados de uma camada dúctil intermediária que separa estratos afetados por um primeiro episódio de estiramento de uma sequência pós-cinemática a ele relacionada. O intuito principal é analisar os efeitos da segunda fase de estiramento nas camadas pós-cinemáticas, focando na influência da quantidade de estiramento do episódio de reativação na modificação do estilo estrutural das bacias.

PROCEDIMENTOS EXPERIMENTAIS

O aparato experimental consiste de uma caixa com base de acrílico e dimensões de 35x40x20 cm (largura x comprimento x altura). A deformação no interior da caixa é promovida pelo movimento de duas paredes frontais acopladas a um motor de passo, controlado por computador (Figura 3a). As areias utilizadas nos experimentos possuem valores médios de ângulo de atrito interno, entre de $38,77^\circ$ e $36,68^\circ$, e coeficiente de coesão variando entre 90 e 100 Pa. Esses valores são coerentes com os descritos na literatura (Graveleau *et al.* 2012). A camada dúctil foi o silicone PDMS, SGM 36, da *Dow Corning* que possui viscosidade de $5,0 \times 10^4$ Pa s⁻¹ e densidade de 970 kg.m⁻³. Em todos os experimentos, trabalhou-se com uma velocidade constante de 2,0 cm/h.

Os modelos têm similaridade dinâmica de modo que 1,0 cm do modelo represente 10⁵ cm na natureza. A estratigrafia da caixa seguiu as espessuras de 3,0 cm representando uma seção rifte, 1,0 cm para a seção pré-silicone, 0,5 cm de camada de silicone representando o intervalo dúctil, e 1,0 cm de camada pós-cinemática (Figura 3b).

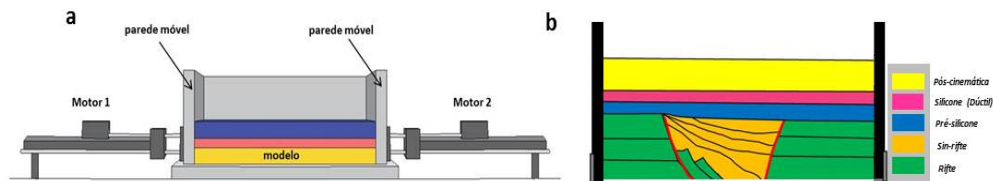


Figura 2 - Desenho esquemático do aparato mecânico utilizado nos experimentos (a) e a configuração padrão dos experimentos simulados nesse trabalho (b).

Todos os experimentos compreenderam duas fases de deformação distensivas, com magnitudes variadas, sendo a primeira de estiramento e a segunda de reativação. A primeira fase (rifte) se deu por cisalhamento simples, com concomitante sedimentação da sequência sin-rifte, totalizando 6,0 cm de extensão em seis modelos (**BR1**, **BR2**, **BR3**, **BR4**, **BR5** e **BR6**) e 9,0 cm em um dos modelos (**BR7**). A segunda fase é caracterizada por pós-cinemática com diferentes magnitudes de deslocamento (0,2; 1,0; 1,5; 2,0; 4,0 e 6,0 cm).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Dos modelos analisados somente o **BR1** que experimentou a reativação distensiva mais amena (0,2 cm) não apresentou registro do segundo episódio de deformação nas camadas pós-cinemática. Os demais

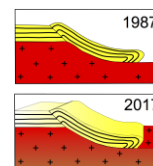
experimentos registraram variavelmente a reativação, sendo as estruturas mais comuns arqueamentos de grandes comprimentos de onda da seção pós-cinemática, com formação de monoclinais, dobras forçadas, rotação de planos de falhas (Figura 1c). Nos experimentos com maior magnitude de reativação a deformação na camada pós-cinemática se propaga além dos domínios de falhas normais da camada pré-cinemática, formando diápiros, pequenos blocos rotacionados e grábens, aparentemente desacoplados das estruturas subjacentes. O grau de acoplamento entre as seções pré- e pós-cinemática é diretamente proporcional ao aumento da quantidade deslocamento, ou a razão de deslocamento (D_R), que é a razão entre a espessura de sal (T) e o rejeito da falha normal (D). O aumento da razão D_R é relacionado a uma maior influência da camada viscosa e consequentemente um menor acoplamento entre as seções pré- e pós-cinemática (Lewis, *et al.*, 2013). Esta relação incorpora vários controles geológicos sobre o crescimento de falhas (p.e., T e D), que podem variar tanto temporalmente como espacialmente durante extensão.

CONCLUSÕES

Os experimentos análogos em caixa de areia revelaram que em contextos de superposição de eventos distensivos, os efeitos de reativações de sistemas de falhas normais acima de camadas dúcteis pós-cinemáticas são progressivamente mais evidentes com o aumento da magnitude do deslocamento do último pulso de movimentação. O aumento do deslocamento induz o acoplamento entre as camadas rúpteis, proporcionando maior localização de deformação na camada pós-cinemática que passa a formar falhas normais, pequenos blocos rotacionados, dobras por propagação de falha e monoclinais. Reativações mais amenas, inferiores a 16% do primeiro episódio de estiramento foram incapazes de materializar estruturas acima da seção dúctil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, M.N.C & SILVA, P.C.S. 2009. Dobras Associadas a Falhas na Seção Rifte das Bacias da Margem Sudeste Brasileira. Feições Disgnósticas, Exemplos Sísmicos e Aplicações para a Prospecção de Hidrocarbonetos. I Simpósio de Geologia do Embasamento, 24- 27 /03/2009 (PETROBRAS - Evento Interno)
- BELL, R. E., C. A.L. JACKSON, P. S. Whipp, and B. Clements, 2014. Strain migration during multiphase extension: Observations from the northern North Sea, *Tectonics*, 33, 1936–1963, doi:10.1002/2014TC003551.
- GRAVELEAU, F., MALAVIEILLE, J. and DOMINGUEZ, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538, 1-66
- KEEP, M. and MCCLAY K.R., 1997. Analogue modelling of multiphase rift systems. *Tectonophysics* 273 (1997) 239-270
- LEWIS, M.M, JACKSON, C.A.L. and GAWTHORPE, R.L. Salt-influenced normal fault growth and forced folding: The Stavanger Fault System, North Sea. *Journal of Structural Geology* 54 (2013)
- REEMST P & CLOETINGH S., 2000. Polyphase rift evolution of the Vøring margin (mid-Norway). Constraints from forward tectonostratigraphic modeling . *TECTONICS*, VOL. 19, NO. 2, PAGES 225-240 APRIL 2000
- VENDEVILLE, B., HONGXING G., JACKSON M. P. A., 1995, Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. *Petroleum Geoscience*, v. 1, p. 179-183.
- WITHJACK M. & CALLAWAY S., 2000. Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence. *AAPG BULLETIN*, V.84 No 5 (May 2000) P. 627-651



EVOLUÇÃO TERMO-TECTÔNICA DO GRABEN DE URUSSANGA

Andréa Ritter Jelinek¹, André Nascimento dos Santos², Christie Helouise Engelmann de Oliveira³

¹ UFRGS, e-mail: andrea.jelinek@ufrgs.br

² UFRGS, e-mail: andredospampas@hotmail.com

³ IODP, e-mail: christie.oliveira10@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

A margem continental do sudeste da América do sul mostra estruturas geomorfológicas que foram modeladas durante diversos episódios de atividade tectônica iniciados no Neoproterozoico. A compartimentação do Gondwana criou nas margens continentais brasileiras um soerguimento litosférico e rifteamento ocasionado durante a formação do Oceano Atlântico. No decorrer do processo de separação dos continentes novas estruturas se formaram e outras foram reativadas. Os movimentos de elevação e erosão derivados da construção da cadeia meso-oceânica fizeram com que as rochas profundas fossem trazidas a níveis mais superficiais. O comportamento rúptil das rochas do embasamento durante a abertura do Oceano Atlântico acabou gerando horsts e grabens secundários, cujas presenças indicam que estas rochas foram exumadas, ou seja, permaneceram em regiões rasas e relativamente mais frias do que as condições nas quais foram originalmente geradas.

No estado de Santa Catarina, a Bacia do Paraná possui uma importante feição geotectônica formada em contexto distensional conhecida como graben de Urussanga (Fig. 1), o qual é preenchido por rochas permianas do Grupo Itararé e cuja identificação e orientação em subsuperfície foram inferidas principalmente por meio de dados de sondagens rotativas e geofísica. Existe certa carência de dados geológicos na região em questão, principalmente dados analíticos quantitativos que possibilitem a compreensão acerca da evolução do graben. O presente trabalho tem por objetivo compreender a evolução termo-tectônica do graben de Urussanga através da análise de imagens de satélite (TM-LANDSAT e SRTM) e análise por traços de fissão em apatita. A análise de imagens de satélite auxiliou na interpretação das estruturas tectônicas, resultando na identificação dos principais lineamentos e auxiliando na coleta das amostras para a análise por traços de fissão em apatita. A datação por traços de fissão em apatita tornou-se bastante comum em estudos que visam o estabelecimento das histórias térmicas de bacias sedimentares, estudos de denudação e soerguimento, e estudos de proveniência. O método baseia-se na contagem de defeitos cristalinos encontrados na estrutura mineral e formados quando da fissão de átomos de urânio. Os dados obtidos foram integrados com os dados de Jelinek et al. (1999 e 2003) e Karl et al. (2013) localizados na região de estudo.

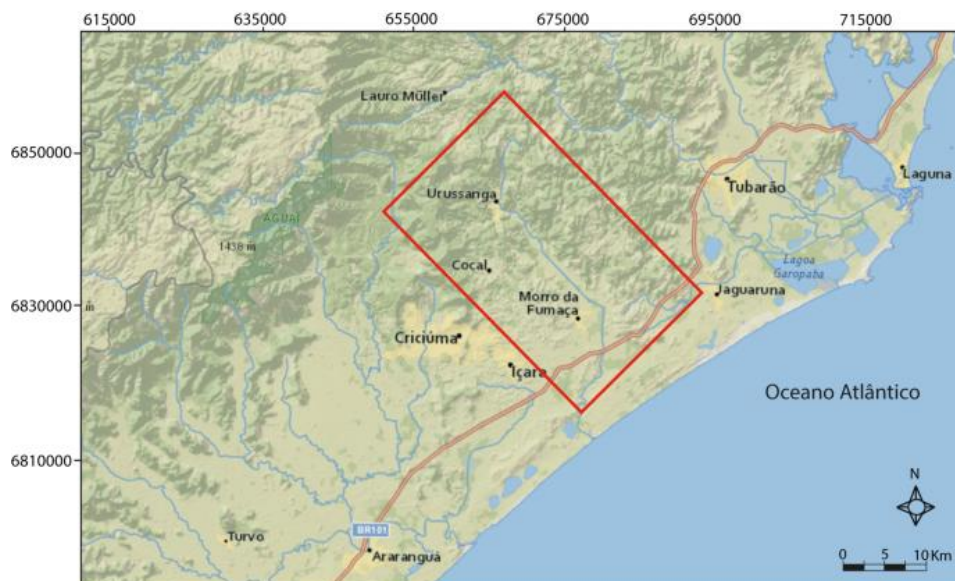


Figura 1: Localização da área de estudo em destaque com retângulo vermelho (Fonte: ArcGis 10.3).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A identificação das principais feições lineares foram feitas com a utilização de imagens do satélite Landsat TM-7 e do radar SRTM-30m (Shuttle Radar Topography Mission). Essas feições lineares foram analisadas estatisticamente através do programa RockWorks.

Para as análises termocronológicas foram coletadas quatro amostras: (a) duas do embasamento na borda do graben; e, (b) duas do graben pertencentes ao Grupo Itararé. Somente uma das amostras apresentou quantidade suficiente de apatita. Os cristais de apatita foram separados utilizando métodos convencionais de britagem e moagem, separação magnética e de líquidos densos. Os cristais foram montados em resina epóxi, polidos, e atacados durante 20 segundos em solução de HNO₃ 5,5 M a 21 °C, a fim de revelar os traços de fissão espontâneo. As amostras de apatita foram datadas pelo método do detector externo (Hurford, 1990) usando mica muscovita como detector externo. As idades centrais traços de fissão em apatita foram calculadas de acordo com o método de calibração ξ (Hurford, 1990).

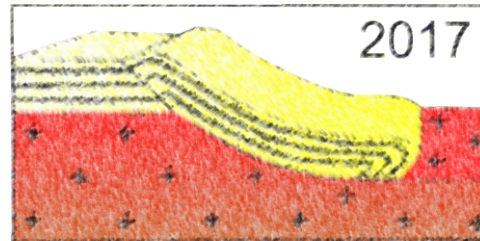
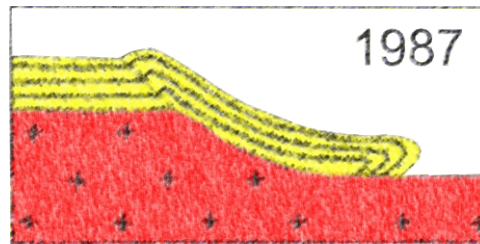
3. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O graben de Urussanga foi formado em contexto transtensivo sinistral e apresenta direção NW-SE, coincidente com a direção do Lineamento de Urussanga e com as direções preferenciais dos lineamentos (NNE-SSW e NW-SE) presentes na Bacia do Paraná e nas rochas granitóides do embasamento. A análise por traços de fissão em apatita resultou em uma idade central de 77.9 ± 6.3 Ma, concordante com as idades obtidas por Karl et al. (2013) em amostras próximas à região, sendo esta idade atribuída à formação do graben.

O modelo de história térmica gerado mostra que as rochas foram submetidas à máxima paleotemperatura durante a separação final entre a América do Sul e a África. Com base na análise termo-tectônica, os lineamentos Pré-Cambrianos da região foram reativados durante o Cretáceo Superior com consequente formação e estruturação do graben de Urussanga em rochas pré-existentes da Bacia do Paraná, refletindo a atividade tectônica das fases posteriores à separação final entre a América do Sul e a África.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

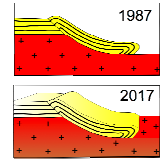
- HURFORD, A. J. (1990). Standardization of Fission Track dating Calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology, Isotopic Geosciences Sector*, 80: 171-178.
- JELINEK, A. R., NETO, A. B., LELARGE, M. L. V., SOLIANI, E. (1999). Apatite fission track dating of fluorite ore veins from Santa Catarina state, Brazil: a complex hydrothermal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(4), 367-377.
- JELINEK, A. R., BASTOS NETO, A. C., POUPEAU, G. (2003). Análise por traços de fissão em apatitas do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da margem continental. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3), 289-298.
- KARL, M., GLASMACHER, U. A., KOLLENZ, S., FRANCO-MAGALHAES, A. O., STOCKLI, D. F., HACKSPACHER, P. C. (2013). Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics*, 604, 224-244.



XVI SNET/X IST

SESSÃO 06

CONTROLE ESTRUTURAL DE DEPÓSITOS MINERAIS



O CONTROLE TECTONO ESTRATIGRÁFICO DAS MINERALIZAÇÕES MANGANESÍFERAS DA BORDA LESTE DA SERRA DE JACOBINA-BA

Daniel Augusto de Miranda¹, Fabrício Pereira dos Santos¹, Rita Cunha Leal Menezes de Oliveira¹, Carolina Reis¹

¹ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, daniel.miranda@cprm.gov.br

1. INTRODUÇÃO

São aqui apresentados os resultados do estudo dos depósitos e ocorrências manganésíferas da borda leste da Serra de Jacobina. Este foi realizado durante a execução do projeto Integração Geológica e Avaliação do Potencial Metalogenético da Serra de Jacobina e do *Greenstone Belt* de Mundo Novo. Objetivou-se o entendimento dos fatores geológicos que condicionaram a formação destes depósitos.

2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA DA ÁREA

A Serra de Jacobina está situada na borda leste do Bloco Gavião. Compreende uma estrutura geotectônica com 220 quilômetros de extensão, alinhada na direção norte-sul, resultado da amalgamação das bacias metassedimentares representadas pelo Grupo Jacobina e Complexo Saúde, e rochas metavulcanossedimentares do *Greenstone Belt* de Mundo Novo. Estas unidades estão sobre embasamento do tipo TTG e são intrudidas por leucogranitos diversos (Leite & Marinho 2012).

A posição estratigráfica dos metapelitos manganésíferos associados a formações ferríferas bandadas e *metacherts* é alvo de intensa controvérsia. A Tabela 1 sumariza as diversas posições ao qual este horizonte já foi correlacionado. No presente trabalho será adotada a proposição de Mascarenhas *et al.* (1994, 1998). Esse horizonte foi descrito desde o extremo sul da área mapeada nas proximidades da Mina Bananeiras até a porção norte na Fazenda Cachoeira, definindo um *trend* manganésífero com aproximadamente 160 km de extensão e direção NNE (Figura 1). De oeste para leste a sequência é composta por intercalações de metapelitos rítmicos de coloração bege a variada, metapelito carbonoso, alternância de níveis de metassiltitos manganésíferos, folhelhos negros e de formações ferríferas bandadas, além de quartzitos ferruginosos. As formações ferríferas bandadas possuem acamamento transposto, evidenciado por isoclinais com flancos rompidos e cisalhamento intraestratal.

Tabela 1 - Sumário das posições estratigráficas propostas para o horizonte manganésífero.

Autor	Denominação
Leo <i>et al.</i> (1964)	Formação Bananeiras da Série Jacobina
Griffon (1967)	Grupo Jacobina Inferior, Formação Água Branca
Mascarenhas (1969)	Filitos vermelhos da borda leste da Serra, Formação Água Branca
Couto <i>et al.</i> (1978)	Complexo Itapicuru, Unidade Itapura
Mascarenhas <i>et al.</i> (1994, 1998)	<i>Greenstone Belt</i> de Mundo Novo - Domínio Sedimentar
Souza <i>et al.</i> (2002)	<i>Greenstone Belt</i> de Mundo Novo - Domínio Sedimentar/Vulcanoclástico

3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A Figura 1 apresenta o Mapa de Domínios Estruturais proposto por Santos *et al.* (2016) com a localização das ocorrências manganésíferas e minas desativadas. Elas estão associadas ao Domínio III e são afetadas pelo Sistema de Falhas Pindobaçu. Este domínio compreende as litologias do *Greenstone Belt* de Mundo Novo e do Grupo Jacobina. Ele apresenta regime rúptil dúctil com foliação verticalizada e transposição das estruturas sedimentares causada por cisalhamentos transpressionais longitudinais. Na porção centro sul o

Sistema de Falhas Pindobaçu é interno ao Domínio III e possui cinemática transpressional sinistral, enquanto na porção a norte da cidade de Antônio Gonçalves é compressional frontal com vergência para oeste.

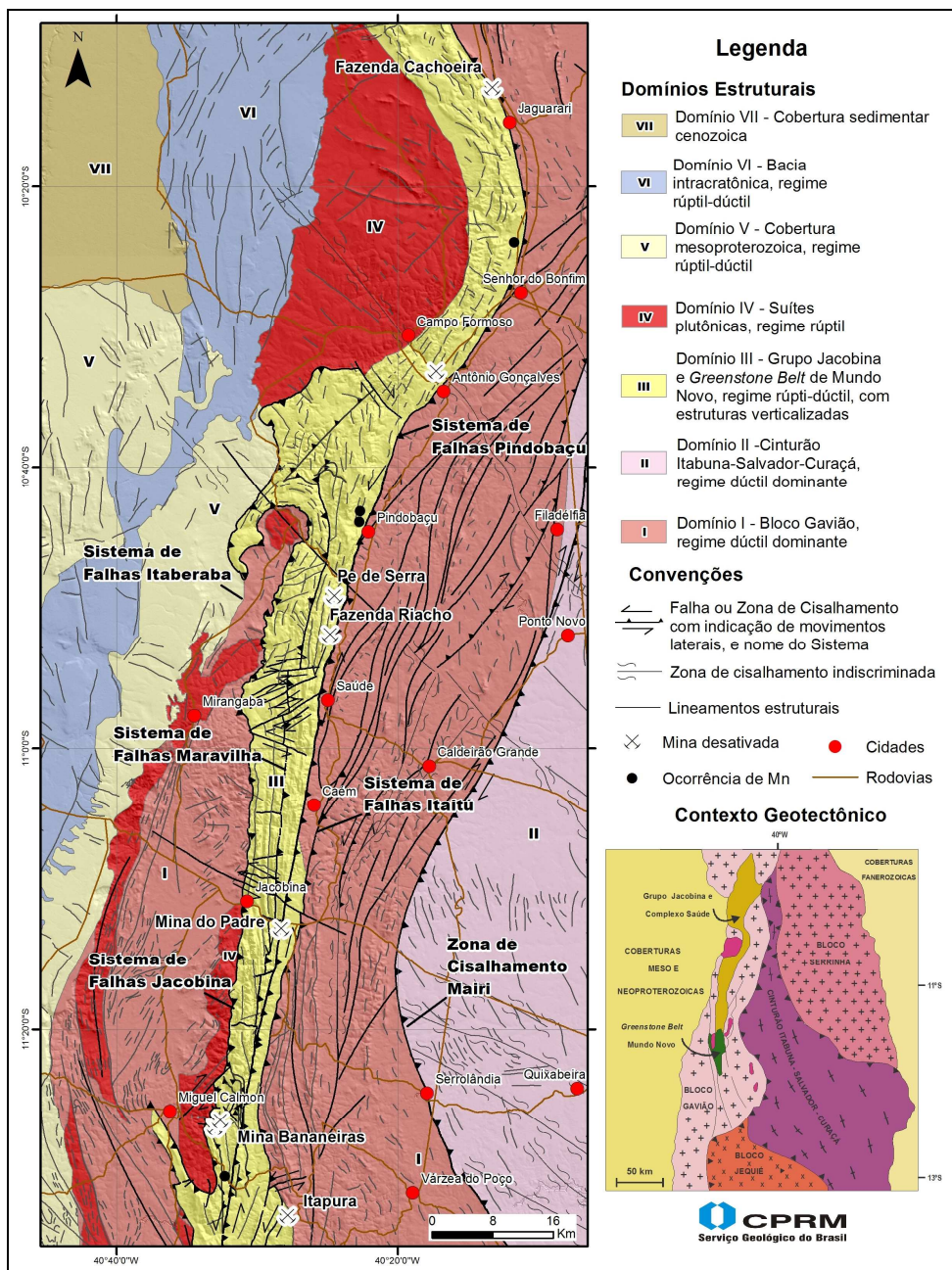


Figura 1 - Mapa de Domínios Estruturais (Adaptado de Santos *et al.* 2016).

4. OCORRÊNCIAS MANGANESÍFERAS

Na porção sul da área mapeada ocorre dois depósitos conhecidos que não foram alvos de estudo do presente trabalho. São eles a Mina Bananeiras e o manganês de Itapura.

Segundo Cruz *et al.* (2012), na região da Mina Bananeiras ocorrem filitos, quartzitos e formações ferro manganésíferas com níveis alternados ricos em manganês, óxidos de ferro e *metacherts*. A análise de detalhe do arcabouço estrutural da mina leva os autores a associar suas diversas fases de deformação ao Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

Para o depósito manganífero da região de Itapura, Loureiro *et al.* (1991) e Mascarenhas *et al.* (1998) descrevem o corpo principal de minério como formado essencialmente por psilomelana e pirolusita com espessura de 1 metro e teor médio acima de 40% de Mn, resultado de concentração supergênica do protominério representado por filitos manganíferos intemperizados. A sequência de filitos possui espessura de 25 metros e está associada a quartzitos finos e barita.

4.1 Mina do Padre

A Mina do Padre está localizada 5 km a leste da entrada da cidade de Jacobina.

O pacote rochoso encontra-se verticalizado com direção NNE. De oeste para leste ocorre um metassiltito bandado de coloração ocre em contato gradacional com o metassiltito manganífero (Figura 2A). Em direção a leste o horizonte grada para um quartzito cinza, bandado, ferruginoso, com granulometria fina a média. O metassiltito manganífero possui geometria lenticular, espessura estimada de 20 metros, direção NNE e extensão mínima de 240 metros. O acamamento sedimentar está transposto com cisalhamento intraestratal sinistral. O quartzito possui aspecto cataclasado com veios de quartzo boundinados com óxidos de ferro e manganês (Figura 2B).

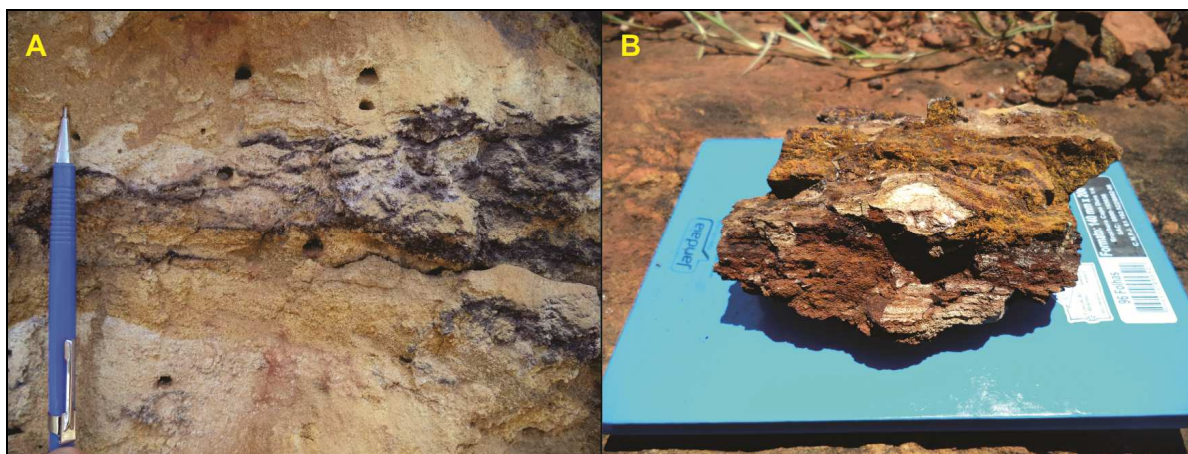


Figura 2 - A: Contato gradacional entre lente manganésifera e filito ocre; B: Veio de quartzo com óxidos de ferro e manganês.

''

4.2 Fazenda Riacho

A Mina da Fazenda Riacho está situada 10 km a norte da cidade de Saúde.

Observa-se intercalações entre metassiltitos carbonosos (Figura 3A), metassiltitos rítmicos de coloração variada, formações ferríferas bandadas e metassiltitos manganíferos. Na porção leste da seção, este conjunto encontra-se fortemente dobrado com acamamento sedimentar transposto. As dobras são fechadas com eixos de direção N30E e caimento sub-horizontal. Para oeste nessa seção, o conjunto metapelítico dobrado está justaposto a uma massa de rocha brechada com veios de quartzo com óxidos de ferro e manganês (Figura 3B).



Figura 3 - A: Detalhe do metassiltito carbonoso; B: Veios de quartzo com óxidos de ferro e manganês.

4.3 Fazenda Cachoeira

A Fazenda Cachoeira está localizada aproximadamente 5 km a noroeste da cidade de Jaguarari, na parte norte da área mapeada.

As antigas escavações encontram-se soterradas, tendo sido identificados apenas pátios de estocagem de rocha manganésifera ao longo da encosta. A seguir transcreve-se a descrição desta ocorrência disponível em Couto *et al.* (1978): "*O manganês supergênico está associado a quartzitos brechados, os quais servem de encaixante e hospedeiro. A área sofreu forte tectonismo, falhando transversalmente a estrutural regional que forma a Serra de Jacobina em sua parte norte*".

CONCLUSÕES

A sequência hospedeira das mineralizações manganésíferas da borda leste da Serra de Jacobina é composta por intercalações de metapelitos rítmicos de coloração variada, horizonte de metapelito carbonoso, alternância de níveis de metassiltitos manganésíferos, *metacherts*, folhelhos e formações ferríferas bandadas além de quartzitos ferruginosos. Este empilhamento caracteriza uma fácies de deposição química com contribuição terrígena restrita pertencente ao Domínio Sedimentar do *Greenstone Belt* de Mundo Novo.

Foram identificados dois principais fatores que condicionam a formação dos depósitos de manganês associados a essa sequência.

O primeiro fator diz respeito ao controle estratigráfico das mineralizações. Elas estão associadas aos horizontes de metassiltitos manganésíferos. Na mina do Padre esse horizonte é uma lente manganésifera que possui espessura de 20 metros com extensão mínima de 240 metros. Em diversas ocorrências não exploradas os horizontes manganésíferos são intercalações tabulares de espessuras centimétricas a decimétricas nas formações ferríferas bandadas.

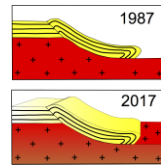
O segundo fator diz respeito ao controle estrutural das mineralizações realizado pelo Sistema de Falhas Pindobaçu. Na região da Mina do Padre, o Sistema atua na forma de cisalhamentos intraestruturais que controlam a remobilização e o enriquecimento em fluidos manganésíferos associados à lente. Na mina da Fazenda Riacho o Sistema é representado por uma duplicação do horizonte manganésífero através de sucessivos dobramentos com posterior brechação em enriquecimento hidrotermal.

Desta forma, a combinação entre a influência do Sistema de Falhas Pindobaçu com as posições em que os horizontes manganésíferos possuem espessuras com magnitudes da ordem de dezenas de metros, culminou na formação de uma série de depósitos de manganês associados a formações ferríferas bandadas ao longo da borda leste da Serra de Jacobina.

"

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COUTO, P.A. et al. **Projeto Serra de Jacobina: geologia e prospecção geoquímica**. Relatório final. Salvador: CPRM, 1978. 8v. Convênio DNPM/CPRM.
- CRUZ, S.C.P. et al. Arcabouço estrutural da Mina Bananeira, Miguel Calmon, Bahia: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.42, n.4, p.863-874, 2012.
- GRIFFON, J.C. Apresentação do mapa geológico da Serra de Jacobina (Bahia). **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n.26, p.33-34, 1967. Publicação dos resumos apresentados no 21º Congresso Brasileiro de Geologia.
- LEITE, C.M.M.; MARINHO, M.M. Serra de Jacobina e Contendas-Mirante. In: BARBOSA, J.S.F. (Coord.). **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização**. Salvador: CBPM, 2012. v.1, p.397-441.
- LEO, G.W. et al. **Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1964. 87p. (Boletim. DGM, 209).
- LOUREIRO, H.S.C. et al. **Mundo Novo, Folha SC. 24-Y-D-IV**: Estado da Bahia, escala 1:100.000. Brasília: DNPM 1991, 196p. Convênio DNPM/CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- MASCARENHAS, J.F.; SILVA, E.F.A. **Greenstone Belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco**. Salvador: CBPM, 1994. (Série Arquivos Abertos, 5).
- MASCARENHAS, J.F. et al. **Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo**. Salvador: CBPM, 1998. (Série Arquivos Abertos, 13).
- SANTOS, F.P. et al. Arcabouço Tectono-Estrutural da região da Serra de Jacobina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48., 2016, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 2016.
- SOUZA, S.L. et al. **Projeto Greenstone Belt de Mundo Novo: Estudos Geológicos Regionais**. Salvador: SICM/CBPM, 2002. 62p.



GEOLOGIA E CONTROLE DO MINÉRIO DE ALTO TEOR DA MINA PEDRA DE FERRO, CORREDOR DO PARAMIRIM, CAETITÉ, BAHIA.

Felipe Fagundes Fernandes¹, Simone Cerqueira Pereira Cruz², Michelli Santana Santos².

¹Universidade Federal da Bahia, e-mail: felipe.fernandes00@hotmail.com

²Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia.

1. INTRODUÇÃO

O Estado da Bahia caracteriza-se por hospedar importantes terrenos do tipo *greenstone belt* e Sequências Metavulcanossedimentares Similares, que têm sido alvo constante de programas de exploração mineral por causa da sua associação com mineralizações de ouro, ferro, manganês e metais base. Contudo, mesmo com o expressivo progresso no conhecimento geológico e do grande interesse econômico, continuam surgindo questões não respondidas no que diz respeito à gênese e evolução das mineralizações de ferro, especialmente as de alto teor. O presente trabalho tem como foco colaborar com a caracterização e conhecimento sobre a evolução das rochas mineralizadas em ferro de alto teor da mina Pedra de Ferro, a partir do entendimento das suas características petrográficas, geometria dos corpos de minério de alto teor e relação estrutural com as rochas hospedeiras imediatas, visando contribuir com o estudo da gênese do minério e ênfase nos processos que favoreceram à sua concentração.

2. CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

A mina Pedra de Ferro está situada no domínio setentrional e intracontinental do Orógeno Araçuaí (Cruz, 2004; Pedrosa-Soares et al., 2007; Alkmim et al., 2007) (Fig. 1), no setor de interação do Aulacógeno do Paramirim (Pedrosa-Soares et al., 2001) e de seu embasamento com o *front* deformacional do Orógeno Araçuaí (Fig. 1). O setor de máxima inversão desse Aulacógeno foi denominado por Alkmim et al. (1993) como Corredor do Paramirim, que corresponde a uma faixa de deformação ediacarana com orientação geral NNW-SSE. No Corredor do Paramirim destacam-se os cinturões de dobramentos e cavalgamentos da Chapada Diamantina Ocidental e da Serra do Espinhaço Setentrional e neles afloram rochas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, de idades meso e neoproterozoicas respectivamente, rochas plutônicas félsicas e máficas com idades que variam do Estateriano ao Toniano, além de rochas mais antigas do que 1.8 Ga, do embasamento do Aulacógeno do Paramirim, que compreendem ortognaisses, cujos protólitos são de idade paleo a neoarqueanas, *Greenstone Belts* e Sequências Metavulcanossedimentares similares, de idade arqueana-paleoproterozoica, e granitoides siderianos, riacianos e orosirianos. A área de estudo situa-se no Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional. Em sua porção a sul da cidade de Caetité, as unidades do embasamento relacionadas com a Sequencia Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida (Santos 2017) cavalgam as rochas proterozoicas do Supergrupo Espinhaço e São Francisco através da zona de cisalhamento Carrapato (Danderfer 2000, Cruz et al. 2012). Nesse setor predomina um contexto transpressional dextral com desenvolvimento de estruturas em flor positiva (Bitencourt 2017), *pop-up*, dobras de escalas diversas e zonas de cisalhamento reversas dextrais (Cruz et al. 2012, Borges et al. 2015) É nesse contexto que se situa a mina Pedra de Ferro.

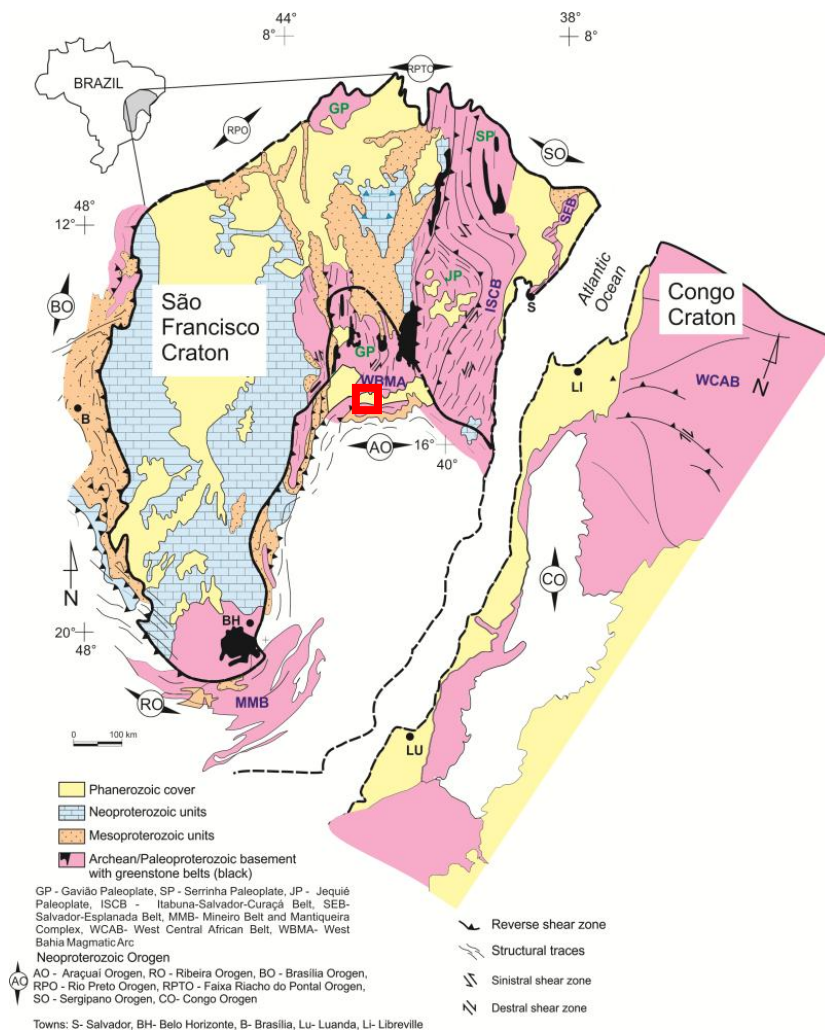


Figura 1. Contexto geológico regional e localização da área de estudo. Modificado de Cruz et al. (2016).

3. RESULTADOS

3.1. Litologias

Relacionada com a Sequencia Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida, na mina Pedra de ferro foram encontrados itabiritos e hematititos. As rochas hospedeiras do minério de alto teor foram classificadas como itabiritos pobre, intermediário e rico, cujos teores de ferro total variam entre 20 a 35%, 35 a 50% e 50 a 63%, respectivamente. Ocorrem compactos ou friáveis. Os itabiritos compactos caracterizam-se pela presença de um bandamento composicional, cuja espessura individual das bandas varia de poucos milímetros a até 10 centímetros. O minério de alto teor também pode ser compacto ou friável. Nessas rochas os teores de ferro são superiores a 63%. Os hematititos compactos apresentam coloração cinza escuro e são constituídos predominantemente por hematita, com quartzo subordinado. O hematitito friável é o principal alvo da exploração da mina e apresenta granulometria predominante em fração areia.

3.2. Estruturas deformacionais

Itabiritos e hematititos são lenticulares e a transição entre eles ocorre longitudinalmente ou transversalmente ao bandamento composicional formado por sua intercalação. Paralelamente a esse bandamento há uma xistosidade marcada pela orientação preferencial da hematita e ambos constituem a foliação S_n . Internamente a esta foliação, dobras isoclinais intrafoliais sem raiz foram observadas, sendo identificadas como referente à S_{n-1} . A superfície dobrada S_{n-1} também é uma associação de bandamento composicional e xistosidade, ambos com composição semelhante aos da S_n . Uma lineação de estiramento mineral Lx_n com caimento predominante para nordeste foi observada, sendo marcada pelo estiramento do quartzo. Em muitos afloramentos

essa estrutura encontra-se paralelizada a uma lineação de crenulação (L_{c_n}), sugerindo a presença de dobras em cortina. A foliação S_n encontra-se dobrada, tendo sido reconhecidas dobras normal-horizontais com caimento, desarmônicas, assimétricas, apertadas a isoclinais, parasíticas em S, Z e M e chevron, com vergência geral para W. Foi possível observar a presença de uma foliação plano axial S_{n+1} . Essas estruturas são truncadas por zonas de cisalhamento normais, onde se observam graus variados de cataclase dos itabiritos e hematititos, formando rochas da série cataclasítica (proto a ultracataclasitos). As rochas da série cataclasítica passam lateralmente para um minério friável. Nota-se, portanto, uma forte associação das zonas de maior cataclase com a presença de itabiritos e minério de alto teor friáveis. A evolução do depósito levou à geração de hematitas orientadas segundo as foliações S_n e S_{n+1} .

4. DISCUSSÕES

A tabela 1 apresenta uma síntese das estruturas e fases deformacionais interpretadas para a Mina Pedra de Ferro. Essas deformações estão relacionadas com a estruturação do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional e associam-se com a Zona de Cisalhamento Carrapato (Danderfer Filho 2000, Cruz et al., 2015) no setor intracontinental do Orógeno Araçuaí (Borges et al., 2015). A análise desta tabela demonstra a semelhança do registro estrutural finito encontrada em itabiritos e em minério de alto teor. Os resultados dos estudos petrográficos e microestruturais mostram que o minério de alto teor é controlado pela foliação S_n e sua geração está associada com o enriquecimento hipogênico de hematita através da dissolução do quartzo ao longo dessa foliação. Essa foliação estaria relacionada com a inversão precoce da Zona de Cisalhamento Carrapato durante a nucleação do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional. A cataclase teria atuado fisicamente, a partir da fragmentação dos hematititos, para formação do minério friável.

Tabela 1: Fases deformacionais ediacaranas e estruturas associadas encontradas na Mina Pedra de Ferro.

FASE	ROCHA / ESTRUTURAS	
	Itabiritos	Minério de alto teor
D_{n-1} (?)	Foliação (S_{n-1})	Foliação (S_{n-1})
D_n (Regime compressional)	Foliação (S_{n-1}/S_n), dobra isoclinal intrafolial sem raiz, lineação de estiramento mineral (L_{x_n}), lineação de crenulação (L_{c_n}) e dobra em cortina (F_n)	Foliação (S_{n-1}/S_n), dobra isoclinal intrafolial sem raiz, lineação de estiramento mineral (L_{x_n}), lineação de crenulação (L_{c_n}), dobra em cortina (F_n)
D_{n+1} (Regime compressional)	Dobras (F_{n+1})	Dobras (F_{n+1}), foliação plano axial (S_{n+1})
D_{n+2} (Regime distensional)	Zonas de cisalhamento rúptil, S/C com movimento aparente normal, fraturas.	Zona de cisalhamento rúptil, fraturas

5. CONCLUSÕES

A partir dos dados apresentados e discutidos ao longo deste trabalho foi possível concluir que:

(i) na Mina Pedra de Ferro ocorre minério de alto teor relacionado com alteração hidrotermal hipogênica e associada com a evolução da Zona de Cisalhamento Carrapato, no Ediacarano. Esse minério hospeda-se em itabiritos, configurando um bandamento composicional metamórfico gerado no curso da evolução. Os itabiritos ricos, em conjunto com os hematititos configuram um depósito com forte potencial mineral;

(ii) o protominério teria se depositado em uma bacia sedimentar, que abrigou formações ferríferas bandadas e posteriormente foram deformadas e metamorfisadas. Três fases deformacionais compressionalis, D_{n-1} , D_n , D_{n+1} , relacionadas com a inversão do Aulacógeno do Paramirim no setor Intracontinental do Orógeno Araçuaí, e uma extensional, D_{n+2} , associada com o colapso desse orógeno, foram identificadas.

(iii) os dados sugerem que o controle do minério de alto teor é estrutural e está associado com a fase D_n . Nesta fase deformacional, fluidos oxidantes teriam levado à dissolução do quartzo e à concentração da hematita.

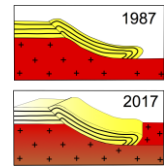
A cataclase relacionada com o colapso orogenético teria atuado fisicamente para a geração do minério friável. Por tanto, processos supergênicos não teriam influência na formação do minério de alto teor de ferro estudado.

Apoio: Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) e Bahia Mineração (BAMIN).

Agradecimentos: os autores agradecem a colaboração do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7) e pela bolsa de iniciação científica de Felipe Fagundes Fernandes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; ALVES, J. A. C. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.; MISI, A. O Cráton do São Francisco. Reunião Preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/ Núcleo BA/SE/SGM/CNPq, 45-62p.
- ALKMIM, F. F. (2004). O que faz de um cráton um cráton ? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto et al. (eds) Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Becca, pp. 17-35.
- ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. (2007) Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental. *Geonomos*, Belo Horizonte, v.15, n. 1, p. 25 – 43.
- BITENCOURT, C. N. (2017). “Os Riftes Estateriano-Tonianos do Setor Sul do Aulacógeno do Paramirim, Paleoplaca São Francisco-Congo: novos dados, correlações regionais e inversão tectônica.” Tese (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- BORGES, J. O.; CRUZ, S. C. P.; BARBOSA, J. S. F.; SANTOS, E. S. (2015). Arcabouço estrutural das rochas da mina Lagoa D’anta, distrito ferro-manganesífero Urandi-Caetitê-Licínio de Almeida, Bahia, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, n. 2.
- CRUZ, S. C. P. (2004). A interação tectônica entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuai. 2004, 503f. Tese (Doutorado em Geologia), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais.
- CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F. (2006). The tectonics interaction between the Paramirim aulacogen and the Araçuai Belt, São Francisco Craton region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, Rio de Janeiro, v. 78, n. 1, p. 151 – 173.
- CRUZ, S. C. P.; PEUCAT, J. J.; TEIXEIRA, L.; CARNEIRO, M. A.; MARTINS, A. M.; SANTANA, J. ; Souza, J. S.; BARBOSA, J. S. F.; LEAL, A. B. M.; DANTAS, E.; PIMENTEL, M. (2012). The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and U-Pb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 37, p. 95-112.
- CRUZ, S. C. P.; ALKMIM, F. F.; BARBOSA, J. S. F.; DUSSIN, I.; CORREA-GOMES, L. C. (2015). Tectonic inversion of compressional structures in the Southern portion of the Paramirim Corridor, Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45(4), 541-567.
- DANDERFER-FILHO, A. (2000). Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia. 2000, 497p. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. (2007). Orógeno Araçuai: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, Belo Horizonte, 15(1), p. 1 - 16.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C. M.; PINTO, C. P. (2001). The Araçuai-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precamb. Res.* 1-4, p. 307-323.
- SANTOS, M. S. (2017). Magnetitização e hematitização em zonas de cisalhamento de cinturões orogênicos intracontinentais: o exemplo do setor norte da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida, Brasil. Tese (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.



FERRO OROGÊNICO NA SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR IGAPORÃ - LICÍNIO DE ALMEIDA, BAHIA, BRASIL

Michelli S. Santos¹, Simone C. P. Cruz¹, Pérsio Mandetta (*In memoriam*)², Cristina M. Burgos³

¹Universidade Federal da Bahia (UFBA). Programa de Pós-Graduação em Geologia

²Fundo de investimentos Biogold

³Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

1. INTRODUÇÃO E CONTEXTO REGIONAL

A Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida (Santos 2017) é uma das unidades do embasamento do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional, um dos componentes do setor intracontinental do Orógeno Araucaí-Oeste Congo (Figura 1). Essa unidade compreende quartzitos, xistos manganíferos, xistos máficos (rochas metavulcânicas), itabiritos, mármores, alguns manganíferos, e rochas carbonatossilicáticas, algumas manganíferas (Borges 2012).

A evolução deformacional do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional está relacionada com a inversão do Aulacógeno do Paramirim (*Sensu* Pedrosa-Soares et al., 2001) no Ediacarano (Cruz e Alkmim 2006, Cruz et al. 2012). Essa inversão ocorreu em função das colisões entre as paleoplacas São Francisco-Congo, Rio de La Plata e Amazônia durante a aglutinação de Gondwana Ocidental (Cruz e Alkmim, 2006). Nesse cenário, zonas de cisalhamento transpressionais destrais foram nucleadas e truncaram rochas mais antigas do que 1.8 Ga, bem como as unidades do magmatismo anorogênico e supracrustais do aulacógeno do Paramirim. O Depósito Espírito Santo (Coordenada do centro: 23L, 765000/8465600) foi o laboratório natural escolhido para esse estudo. Nele ocorrem depósitos coluvionares e rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida, tais como xistos máficos (rochas metavulcânicas), itabiritos quartzosos, anfíbolíticos e carbonáticos, bem como rochas carbonatossilicáticas. Essas rochas apresentam uma proeminente foliação metamórfica que posiciona-se paralelamente ao bandamento composicional do depósito, que mergulha com baixo ângulo para NE ou ENE, configurando um extenso homoclinal na escala regional. O contato dessas rochas com as unidades do Grupo Santo Onofre, de idade Toniana (Bittencourt 2017) se faz através da Zona de Cisalhamento Carrapato (Danderfer 2000). Esses litotipos apresentam feições microestruturais sugestivas da atuação de processos hidrotermais hipogênicos que modificaram as microestruturas originais das rochas hospedeiras formando domínios magnetizados e hematizados que estão hospedados em itabiritos estéreis (Santos, 2017).

Esse estudo tem como objetivo principal apresentar e caracterizar os domínios de enriquecimento em magnetita e hematita e as estruturas que controlam a alteração férrica hidrotermal em um contexto de cinturões de dobramentos e cavalgamentos de orógenos intracontinentais proterozoicos.

2. UNIDADES GEOLÓGICAS DO DEPÓSITO ESPÍRITO SANTO

Os xistos máficos formam corpos aproximadamente planares a lenticulares que se intercalam com os diversos itabiritos do depósito. Mineralogicamente é composto por proporções variáveis de ferri-tschermakita, clorita, biotita, com xistosidade marcada pela orientação destes minerais, além de oligoclásio, carbonato, quartzo, magnetita, hematita, calcopirita e pirita. A magnetita e hematita exibem bordas de corrosão com os silicatos e carbonatos da rocha, por vezes apresentando grãos reliquiais e esqueletiformes desses minerais inclusos nos aglomerados de magnetita.

Os itabiritos são lenticulares e ocorrem intercalados com os xistos máficos. Essas são rochas micro a mesobandadas, caracterizadas por níveis com proporções variáveis de: (i) magnetita (10 - 55%), hematita (0 - 50%), quartzo, carbonato e moscovita em itabiritos quartzosos; (ii) magnetita (10 - 60%), cumingtonita, quartzo, clorita, hematita (3 - 12%), carbonato, calcopirita e pirita em itabiritos anfíbolíticos; (iii) magnetita (30 - 45%), moscovita, quartzo, carbonato, hematita (1 - 5%), clorita, pirita e epidoto em itabiritos carbonáticos. Nessas rochas a magnetita ocorre tanto na foliação dobrada S_{n-1} (Magnetita 1), quanto na foliação de transposição S_{n-1}/S_n (Magnetita 2). Neste último caso, exhibe

bordas de corrosão e grãos reliquiais e esqueletiformes de moscovita, quartzo, clorita, cumingtonita, carbonato e moscovita inclusos nos aglomerados lobulares de magnetita 2. Ambas as gerações estão martitizadas e truncadas pela hematita lamelar. Por sua vez, a hematita 1 aparece nas bordas da magnetita 1 e 2 e substituindo os minerais da foliação de todos os itabiritos. A hematita 2 apresenta-se como veios associados com o quartzo nos itabiritos quartzosos e anfíbolíticos, bem como selante dos fragmentos em domínios cataclasados dos itabiritos anfíbolíticos.

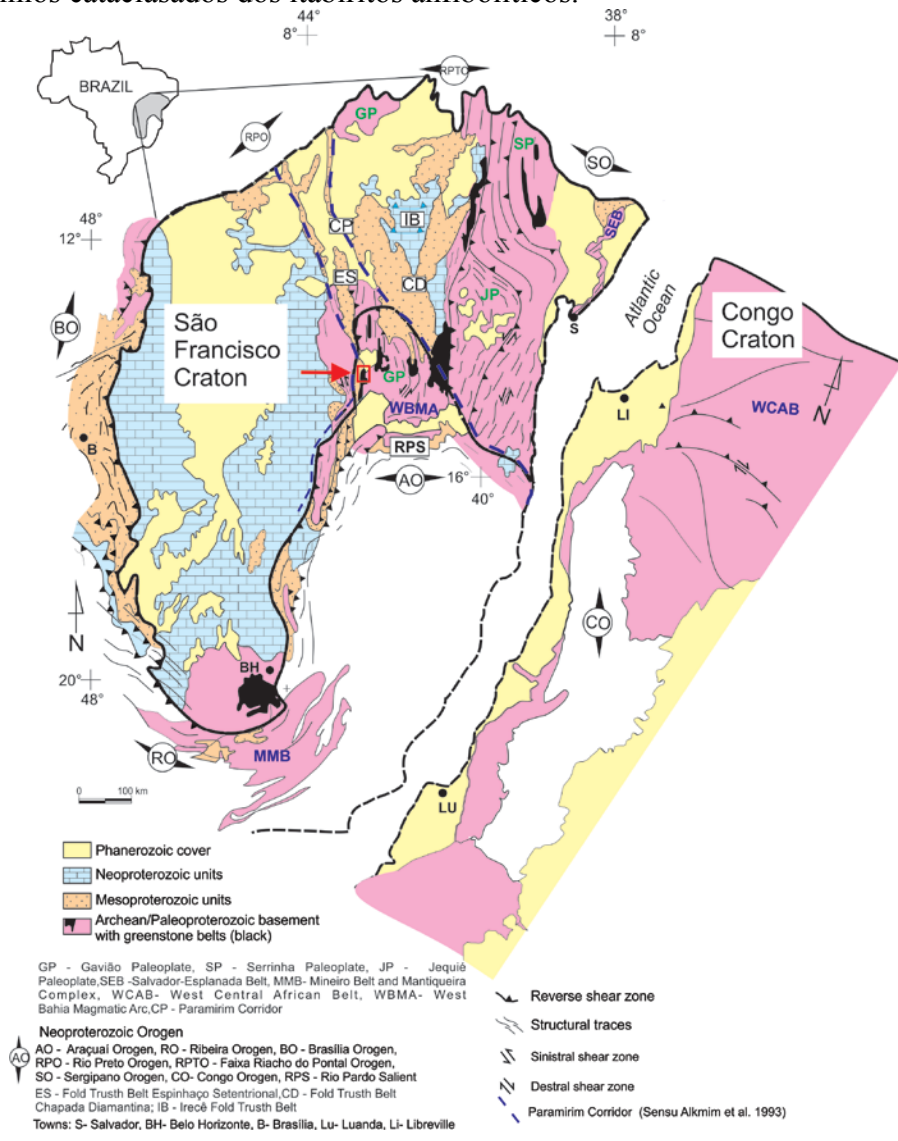


Figura 1: Contexto geológico e localização da área de estudo indicada pela seta vermelha. Modificado de Cruz et al. (2016).

As rochas carbonatossilicáticas apresentam-se como níveis lenticulares intercalados com itabiritos anfíbolíticos e quartzosos. O contato inferior é com os quartzitos do Grupo Santo Onofre, através da zona de cisalhamento Carrapato. As rochas são constituídas por carbonato, quartzo, actinolita, biotita, cumingtonita, clorita, epidoto, magnetita, moscovita, hematita, calcopirita e pirita. Magnetita apresenta-se como aglomerados ameboides, lobulares e intersticiais aos grãos de quartzo e carbonato, com inclusões esqueletiformes desses minerais, bem como de clorita e actinolita. Em geral, essas inclusões apresentam bordas de corrosão e exibem contatos reentrantes. Nessas rochas a hematita

1 aparece associada com as bordas da magnetita 1 e 2 ou como hematita 2 em microestrutura cataclástica, atuando como selante dos fragmentos.

3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A estrutura mais antiga identificada são dobras isoclinais intrafoliais que variam entre recumbentes e horizontal-inclinadas. Essas são estruturas desarmônicas, apertadas a isoclinais, com envoltória assimétrica ou simétrica. Nos itabiritos quartzosos essas dobras estão truncadas e transpostas pela foliação S_{n-1}/S_n . Uma foliação de plano axial (S_n) é encontrada nos domínios de menor deformação, especialmente, nos itabiritos quartzosos. Nessas rochas, essa superfície é marcada pela orientação da hematita lamelar e posiciona-se paralelamente à xistosidade S_{n-1}/S_n . A foliação de transposição S_{n-1}/S_n é representada por um bandamento composicional e uma xistosidade paralelizada a ele, ambos com mergulhos variando entre 18° e 34° para NE ou para ENE. Essas estruturas foram observadas em todas as escalas de observação. O bandamento é lenticular e marcado na escala do depósito pela alternância de rochas carbonatossilicáticas, xistos máficos e itabiritos. Na escala de lâmina o bandamento é revelado pela variação na proporção mineralógica dos litotipos. A xistosidade é marcada pela orientação preferencial de hematita lamelar em itabiritos quartzosos; de hematita e ferri-tschermakita, biotita e clorita em xistos máficos; de cumingtonita, clorita e hematita em itabiritos anfíbolíticos; moscovita e hematita em itabiritos carbonáticos; e actinolita, clorita e biotita em rochas carbonatossilicáticas. Essa estrutura varia de contínua a descontínua, sendo planar e paralela.

A lineação de estiramento mineral (Lx_n) foi observada nos itabiritos quartzosos e é marcada pela orientação preferencial de quartzo e hematita lamelar. Essa estrutura é de alto *rake* e possui caimento variando entre 10° e 34 para ENE. Em geral, as charneiras das dobras isoclinais intrafoliais (Lb_n) e a lineação de estiramento mineral (Lx_n) estão paralelizadas. Ortogonalmente ao plano de foliação e à lineação de estiramento são observadas fraturas de tração com lineação de crescimento mineral marcada pela hematita.

Dobras em bainha e estruturas S/C's foram observadas associadas com domínios de maior transposição nos itabiritos e internas à superfície S_{n-1}/S_n . Em conjunto, essas estruturas representam *curtain folds*. Em escala de furo de sonda e lâmina, além das dobras isoclinais intrafoliais, internamente à foliação de transposição S_{n-1}/S_n ocorrem estruturas *pinch-and-swell*, *boudins* e estruturas S/C/C'. Nos itabiritos anfíbolíticos e carbonáticos verifica-se que existe uma foliação oblíqua à foliação S_{n-1}/S_n , por vezes sigmoidal, marcada pela orientação de agregados de magnetita. Essa orientação corresponde a uma estrutura C'.

Em níveis mais ricos em clorita dos xistos máficos, a foliação S_n está dobrada com padrão em caixa e *kink*. Essas estruturas possuem charneiras orientadas segundo a lineação de estiramento (Lx_n). Dobras de crenulação são observadas nos itabiritos, cujas charneiras também posicionam-se segundo a lineação de estiramento. Em algumas dobras pode-se observar uma foliação de plano axial S_n tardia, com orientação fraca a moderada e marcada por: porfiroblastos de ferri-tschermakita e biotita nos xistos máficos; cumingtonita e clorita nos itabiritos anfíbolíticos; clorita nos itabiritos carbonáticos; e cumingtonita, clorita e epidoto nas rochas carbonatossilicáticas.

Zonas de cisalhamento normais e estruturas *pull-apart* foram observadas em furos de sonda. Essas estruturas truncam a foliação S_{n-1}/S_n e estão associadas com veios verticais de quartzo, carbonatos e sulfetos. Em alguns veios de quartzo, uma lineação de crescimento mineral pode ser observada, que está ortogonalmente posicionada com relação às paredes das fraturas. Localmente, brechas seladas por hematita são observadas.

4. GERAÇÕES DE MAGNETITA E CONTROLE DO FERRO OROGÊNICO

No depósito estudado há duas gerações de magnetita (Santos 2017). A primeira claramente associa-se com a foliação S_{n-1} e com domínios mais estéreis do depósito. Essa geração está relacionada com o metamorfismo regional e formação dos itabiritos a partir de formações ferríferas bandadas. A segunda geração é hidrotermal hipogênica relaciona-se com o desenvolvimento da zona de cisalhamento Carrapato. A integração dos dados de foliação S_{n-1}/S_n sugere a existência de estrutura assimétrica do tipo rampa e patamar em arranjo do tipo *duplexes* contracionais, relacionados com sistemas de cavalgamentos com topo estrutural para SW. Os domínios enriquecidos em magnetita hipogênica (2ª geração dos itabiritos) hospedam-se, principalmente, ao longo da foliação C' dessas estruturas e está relacionada com a foliação de transposição S_{n-1}/S_n . Nos xistos máficos e rochas carbonatossilicáticas, a magnetita posiciona-se apenas na foliação S_n . Além disso, um controle

subordinado é associado com as charneiras das dobras isoclinais intrafoliais nos domínios de transposição relacionado com S_{n-1}/S_n , onde magnetita hipogênica foi observada. A interpretação da atuação de alteração hidrotermal hipogênica na formação dos domínios magnetizados em itabiritos é embasada pela presença de bordas de corrosão fortemente reentrantes exibidas por minerais silicáticos e carbonáticos quando em contato com a magnetita 2, bem como presença de grãos esqueletiformes desses minerais inclusos na magnetita 2.

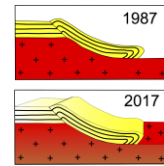
Para a hematita, a sua distribuição na escala do depósito é controlada por estruturas S/C e pela foliação plano axial S_n das dobras isoclinais intrafoliais presentes nos domínios de maior transposição com geração de foliação S_{n-1}/S_n . Em locais de menor alteração, a hematita é encontrada nas bordas da magnetita 1 e 2, como também no interior dos grãos formando microestrutura de reação por oxidação. A presença da hematita em domínios mais enriquecidos sugere que a sua precipitação também envolveu transferência de solução (*Solution Transfer*). Os fluidos hidrotermais aproveitaram as zonas de cisalhamento dos *duplexes* contracionais e suas estruturas subsidiárias como os principais condutos para percolação durante a fase de deformação D_n . Esses fluidos, relativamente mais redutores, reagiram com os minerais das rochas hospedeiras da mineralização, dissolvendo esses minerais, lixiviando o ferro e posteriormente precipitando a magnetita 2 em domínios de maior dilatação, controlados pela C' , e em charneiras das dobras isoclinais intrafoliais. Com o avanço da interação fluido-rocha, as condições tornaram-se relativamente mais oxidantes, culminando com oxidação da magnetita 1 e 2 e precipitação da hematita lamelar na foliação de transposição S_{n-1}/S_n e nas estruturas S/C. Um estágio subordinado de hematitização ocorreu relacionado com a deformação fissural tardia à fase D_n , representada por fraturas de tração que truncam a foliação principal e posicionam-se ortogonalmente à lineação de estiramento mineral (L_{xn}). Relacionado com situações de maior pressão de fluidos formaram-se brechas cujos fragmentos foram selados por uma segunda geração de hematita.

Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração do CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7). Também agradecem a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia pela bolsa de Mestrado de Michelli Santana Santos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BITTENCOURT, C. N. 2017. Os riftes estateriano-toniano do setor sul do Aulacógeno do Paramirim, paleoplaca São Francisco-Congo: novos dados, correlações regionais e inversão tectônica. Dissertação (M. Sc. Thesis), Universidade Federal da Bahia, Bahia, 126p.
- BORGES, J. O. 2012. Geologia e evolução metalogenética do minério de manganês da mina Lagoa D'anta, subdistrito ferro-manganesífero de Caeté-Licínio de Almeida, Bahia. Dissertação (M. Sc. Thesis). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 216p.
- CRUZ, S. C. P., ALKMIM, F. F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 1, 151-173.
- CRUZ, S.C.P., ALKMIM F. F., PEDREIRA A., TEIXEIRA L., PEDROSA-SOARES A. C., GOMES L. C. C., SOUZA J. S., LEAL A. B. M., 2012. O Orógeno Araçuaí. In: Barbosa J.S.F (Org.), *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, CBPM Série Publicações Especiais, Salvador, p. 131-178.
- DANDERFER F^O., A. 2000. *Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, 497p.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE C. M., WIEDEMANN C. M., PINTO C. P., 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.
- SANTOS, M. S. 2017. Magnetitização e hematitização em zonas de cisalhamento de cinturões orogênicos intracontinentais: o exemplo do setor norte da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã - Licínio de Almeida, Brasil. Dissertação (M. Sc. Thesis), Universidade Federal da Bahia, Bahia, 148p.



CONTROLE ESTRUTURAL DOS DEPÓSITOS HEMATÍTICOS DE ALTO TEOR EM DOMÍNIOS TRANSPRESSIONAIS DO CINTURÃO DE DOBRAMENTOS E CAVALGAMENTOS DA CHAPADA DIAMANTINA ORIENTAL, BAHIA, BRASIL

Vanderlúcia dos Anjos Cruz¹, Simone C. P. Cruz¹, Lydia Maria Lobato²

¹Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, vanderluciaanj@yaho.com.br,

²Universidade Federal de Minas Gerais

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos de alto teor de ferro estão localizados nas proximidades da cidade de Ibicoara, no domínio transpressional de Ibicoara do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Chapada Diamantina Ocidental, no Cráton do São Francisco (Almeida 1977). Esse cinturão epidérmico foi gerado pela inversão do Aulacógeno do Paramirim (Pedrosa Soares et al., 2001) no Ediacarano (Cruz e Alkmim 2006). A principal unidade de preenchimento desse aulacógeno é o Supergrupo Espinhaço, com idade entre 1.78 Ga e 1.1 Ga (Danderfer et al. 2009, 2015, Chemale Jr et al. 2012, Guadagnin et al. 2013) e espessura de até 8.000 m (Cruz e Alkmim 2016). Dentre as suas formações constituintes, destaca-se a Tombador que compreende, principalmente, metarenitos (puros e arcoseanos) e metaconglomerados depositados em ambientes fluvial e eólico (Guimarães et al. 2012). Além de sequências sedimentares, ocorrem diques e sills de rochas vulcânicas félsicas denominadas de muscovita-martita (Battilani et al. 2007), rochas metavulcanoclásticas, ricas em cristais e metaconglomerados, que hospedam clastos de rochas metavulcânicas. Análises de ⁴⁰Ar/³⁹Ar, obtidas por Battilani (2005), em moscovita metassomática produziu uma idade de 1515±3 Ma, interpretada como a idade mínima de intrusão dessas rochas vulcânicas félsicas. Guadagnin et al. (2015) obtiveram idades de cristalização (U-Pb, zircão, LA-ICPMS) de 1436±26 Ma, 1437±50 Ma e 1416±28 Ma para as metavulcanoclásticas ricas em cristais.

O objetivo do trabalho é apresentar os resultados da pesquisa com ênfase no controle estrutural de dois depósitos de ferro de alto teor (High grade) da região do município de Ibicoara, na Chapada Diamantina, Bahia. Nesses depósitos os teores de Fe₂O₃ total variam de 44,41% a 98,26 % e representam uma importante fronteira de exploração mineral para o Estado da Bahia.

2. ARCABOUÇO ESTRUTURAL REGIONAL

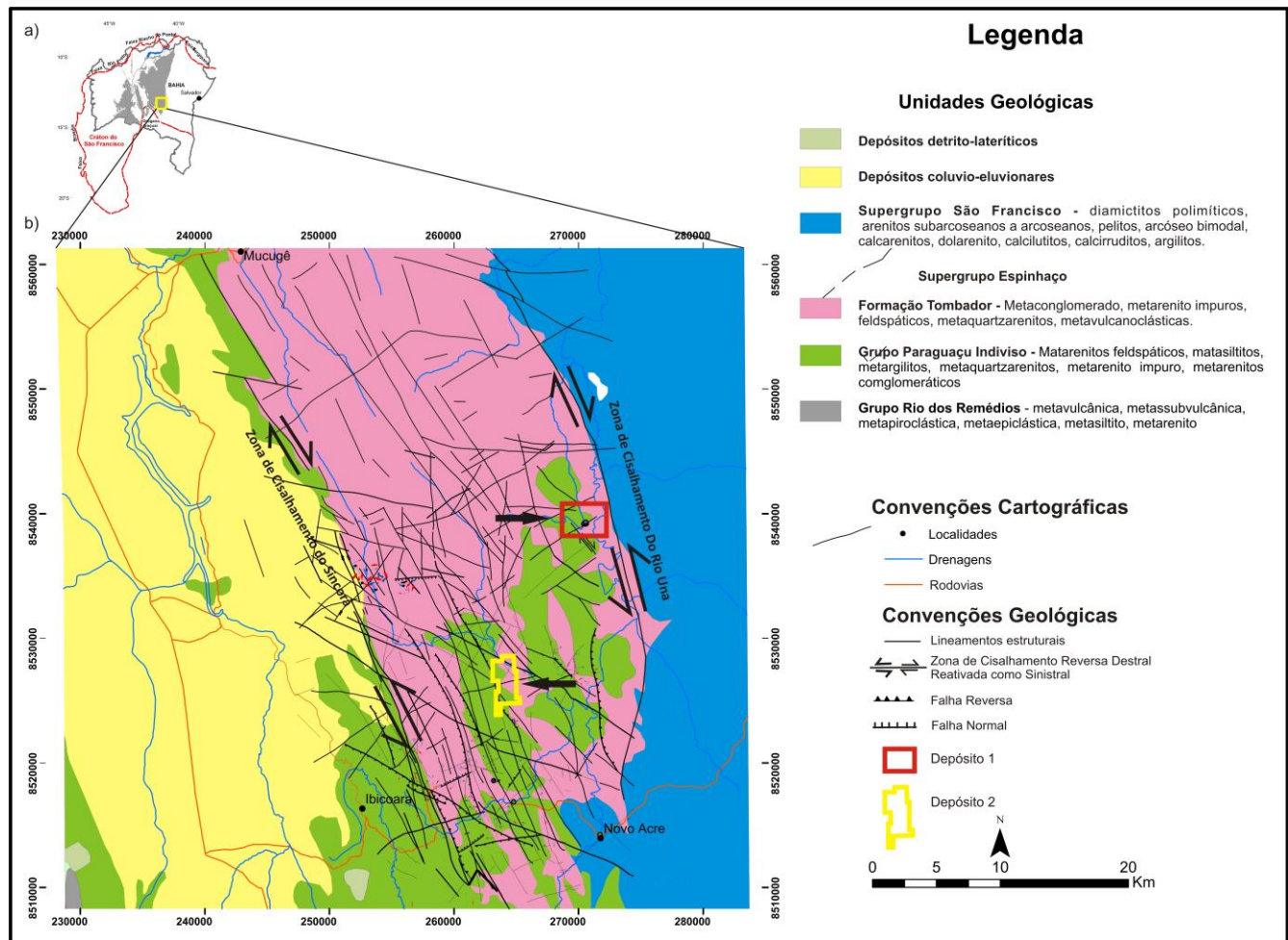
No Cinturão de Dobramento e Cavalgamentos da Chapada Diamantina Oriental podem ser identificadas três famílias de estruturas deformacionais pertencentes as fases D₁, D₂ e D₃. A mais antiga (Fase D₁) é representada por dobras regionais, tais como os anticlinais de Campo Redondo e Mundo Novo (Pedreira e Margalho, 1990). Predominam dobras tipo *kink*, com *chevron* subordinada. *Fault-propagation-folds* também podem ser encontradas (Santos 2011). A linha de charneira (Lb₁) posiciona-se, em geral, segundo NNW-SSE, com caimento para norte. Essas dobras são abertas a suaves (*Sensu* Fleuty, 1964), harmônicas, cilíndricas e estão associadas com zonas de cisalhamento reversas ancoradas em descolamentos sub-horizontais, formando geometria tipo rampa e patamar (Suppe e Mendwedeff, 1990). Nos planos de movimento são encontradas linhas de estiramento (Lx₁) e *slickenlines*, ambas de alto rake, e *slickensides*. Associadas com as dobras tem-se também superfícies de cisalhamentos relacionadas com deslizamentos flexurais com estruturas S/C bem desenvolvidas, bem como uma foliação espaçada S₀/S₁ (Santos 2011). Veios de quartzo sub-horizontais integram o arcabouço estrutural relacionado com a fase de deformação mais antiga, identificada nesse setor da Chapada Diamantina. A segunda família de estruturas (Fase D₂) compreende zonas de cisalhamento de alto ângulo, com cinemática dextral e sinistral e componente reverso. A lineação de estiramento posiciona-se preferencialmente segundo WSW-ENE. Os principais indicadores de movimento são estruturas S/C, *tension gashes*, fraturas de tração e veios escalonados. Essas estruturas são preenchidas por quartzo, hematita e, subordinadamente, pseudotaquilito. Esses veios ocorrem em geral de alto ângulo e oblíquos com relação a foliação S₀/S₂. Alguns desses veios estão dobrados com charneiras subverticais. *Slickensides* completam o arcabouço estrutural dessa família. A terceira família de estruturas (Fase D₃) trunca ou reativa as da família D₂ e compreende zonas de cisalhamento de alto ângulo, com cinemática dextral e sinistral. Veios de quartzo, em sistemas paralelos ou *en-èchelon*, *tension gashes* também ocorrem associados a esse grupo de estruturas. As famílias de estruturas das fases D₁ e D₂

correlacionam-se com as estruturas E1 de Danderfer Filho (1990, 2000). Essas estruturas estão relacionadas com a inversão positiva do Aulacógeno do Paramirim (Danderfer Filho 1990, 2000, Cruz e Alkmim 2006). Para as estruturas da fase D₃ existe uma correlação com as estruturas descritas por Danderfer Filho (1990, 2000) como pertencendo a fase E₂.

Ambas famílias de estruturas, D₂ e D₃, compõem o domínio transpressional cujos limites são as zonas de cisalhamento transpressionais Sincorá e Rio Una, a oeste e a leste, respetivamente. Entre essas estruturas regionais, zonas de cisalhamento subsidiárias, tipos R e X, podem ser cartografadas. Os dois depósitos estudados estão localizados entre essas zonas de cisalhamento (Figura 1). De acordo com Pedreira e Margalho (1990) e Santos (2011), essas zonas possuem um movimento sinistral. Uma componente mais antiga e dextral para essa estrutura de natureza transpressional foi identificada neste trabalho.

Danderfer Filho (1990, 2000), Santos (2011) e Cruz et al. (2012), dentre outros, propuseram a existência de dois campos de tensão regionais: (i) um mais velho, segundo WSW-ENE responsável pela nucleação de dobras e zonas de cisalhamentos reversas, de empurrão, ou reversa-dextrais, regionais, com orientação NNW-SSE a N-S; e (ii) outro mais jovem, segundo NNW-SSE a N-S responsável pela geração de dobras e zonas de cisalhamento de empurrão com orientação geral E-W.

Figura 1: a) Mapa do Cráton do São Francisco com localização do mapa geológico da área de estudo; b) mapa geológico da área de estudo com a localização dos depósitos 1 e 2. Baseado em Pedreira e Margalho (1990) e Santos (2011).



3. GEOLOGIA DO DEPÓSITO E CARACTERIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS HEMATÍTICOS

As rochas hospedeiras dos domínios ricos em hematita são metarenitos arcoseanos brancos com granulação areia média a grossa da Formação Tombador (Grupo Chapada Diamantina, Supergrupo Espinhaço), que se intercalam com microconglomerados. O metamorfismo é incipiente e a estrutura sedimentar primária (S_0) é reconhecida pela presença de estratificações plano-paralelas e acanaladas de pequeno porte. Essas estruturas apresentam-se dobradas, sendo reconhecidas dobras do tipo *kink*.

Os domínios hematíticos dos depósitos estudados são classificados, com base em dados de campo e de petrografia, como: (i) laminar, em que os níveis descontínuos disseminados distribuem-se segundo a superfície de deposição (S_0) da rocha encaixante; (ii) maciço, que truncam a estratificação da rocha e ocorrem como bolsões irregulares e formando veios; (iii) *stringer*, que associa-se, principalmente, com o domínio laminar; (iv) *stockwork*, com fragmentos de domínios maciço e laminar de hematita ou da rocha encaixante selados por cristais menores de hematita; (v) brechóide, em que predominam brechas hematíticas com arcabouço de metarenito ou de domínios maciços ricos em hematita.

4. CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO

No depósito 1 as domínios hematíticos estão relacionados a zona de cisalhamento principal Rio Una, que apresenta orientação geral NNW-SSE, bem como a foliação S_0/S_1 e fraturas de tração (T) (*Sensu* Riedel 1929) da fase D_2 . Para o depósito 2 os domínios hematíticos estão associados com zonas de cisalhamento subsidiárias (R e X) transdistensionais, sintéticas e antitéticas, respectivamente, com orientação NE-SW para as subsidiárias tipo R e NW-SE para as subsidiárias tipo X, relacionadas com a fase deformacional D_2 nas zonas de cisalhamento Sincorá e Rio Una.

Esses seriam os principais canais alimentadores dos fluidos. O papel dessas estruturas é facilitar a conexão entre a fonte dos fluidos e os locais de deposição de minérios (Hagemann et al. 2016). Comparando as médias dos valores de Fe_2O_3 dos domínios hematizados do depósito 1 (74,67%) com a média desse óxido nos domínios hematizados do depósito 2 (94,23%), conclui-se que as estruturas subsidiárias foram mais eficientes na distribuição do fluido mineralizado. Nesse contexto, para cada zona de cisalhamento, principal ou subsidiária, três setores de alteração hidrotermal podem ser interpretados: (i) proximal, no qual predomina o domínio hematítico maciço em bolsões, com *stockwork* e brechóide subordinado; (ii) intermediária, na qual predomina o tipo laminar, com maciço venular, *stringer*, maciço em bolsões e brechóide subordinados; e (iii) distal, na qual predomina o domínio hematizado laminar com *stringer* e maciço venular subordinado. A formação de domínios *stringer*, maciço venular e *stockwork* relaciona-se com o desenvolvimento de fraturas de tração ou transdistensionais.

5. CONCLUSÃO

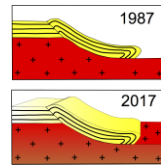
Sugere-se que o sistema mineralizador dos depósitos da região de Ibicoara é constituído por: (i) rocha hospedeira, que é o arenito quartzoso, predominante, e subordinadamente arcoseano da Formação Tombador (Grupo Chapada Diamantina); (ii) canal de transporte dos fluidos e trapa estrutural, associados com zonas de cisalhamento (D_2), foliação primária (S_0) e setores dilatantes, materializados por veios de hematita. Os domínios *stockwork* e brechóide sugerem que a pressão de fluidos variou durante a movimentação da zona de cisalhamento e do fluxo de fluido.

Diante do exposto, a evolução dos depósitos está relacionada com: (i) o desenvolvimento de estruturas dilatacionais em zonas de cisalhamento transpressionais regionais, de idade ediacarana, que foram nucleadas durante a inversão do Aulacógeno do Paramirim; (ii) as zonas de cisalhamento transpressionais da fase D_2 serviram como condutos principais de fluidos, dando lugar à alteração hidrotermal hipogênica responsável pela geração de domínios maciços e profundas modificações mineralógicas e texturais nas rochas hospedeiras. Esses domínios estão relacionados com veios, bem como com substituição progressiva das rochas hospedeiras por hematita e dissolução de quartzo. Essa substituição ocorre ao longo da estratificação primária da rocha hospedeira ou da foliação S_0/S_2 . No curso da alteração, com o aumento na razão fluido-rocha, a hematita cresce progressivamente, formando aglomerados de sucessivas gerações, e o quartzo é dissolvido.

Agradecimentos: Os autores agradecem a colaboração da empresa Cabral Research Ltda, ao CNPq pela bolsa de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Processos 306744/2012-0 e 303451/2015-7). Também agradecem a CAPES pela bolsa de Mestrado de Vanderlúcia dos Anjos Cruz (Demanda Social 2014).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHEMALE Jr, F., DUSSIN, I.A., ALKMIN, F. F., MARTINS, M. S., QUEIROGA, G., ARMSTRONG, R., SANTOS, M. N., 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**: 200-206.
- CRUZ, S.C.P.; ALKMIM, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **1**:151-173.
- DANDERFER FILHO, A. 1990. Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina (Ba). MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 119p.
- DANDERFER FILHO, A.; DE WAELE, B.; PEDREIRA, A. J.; NALINI, H. A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaco basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116–128.
- DANDERFER FILHO, A. 2000. Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia. Phd Theses, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília, 497p.
- DANDERFER FILHO, A., LANA, C. C., NALINI JÚNIOR, H. A., COSTA, A. F. O., 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research*, **28**:668 – 688.
- GUADAGNIN, F., CHEMALE Jr, F., MAGALHÃES, A. J. C., SANTANA, A., 2013. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup – Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo – São Francisco Craton. *Gondwana Research*.
- GUIMARÃES, J. T.; ALKMIM, F. F.; CRUZ, S. C. P. In: BARBOSA, J. S. (eds) 2012. *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, CBPM, Série Publicações especiais, **13**, p. 33 – 85.
- HAGEMANN, S. H., ANGEREE, T., DUURING, P., ROSIÈRE, C. A., FIGUEIREDO e SILVA, R. C., HENSLER, A. S., WALDE, D. H. G., 2016. BIF – hosted iron mineral system: A review. *Ore geology Reviews*, **76**:317 – 359.
- PEDREIRA, A.J.; MARGALHO, R.S.F.X. 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Mucugê). Texto Explicativo Salvador. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Mucugê (Folha SD.24 V-C-II), Estado da Bahia; Texto Explicativo. Brasília; DNPM/CPRM, 1990. p.19-68.
- SANTOS, J. S. 2011. Análise cinemática e dinâmica das estruturas das formações Tombador e Açuruá na porção Sul da Serra so Sincorá, nos arredores das cidades de Barra da Estiva e Ibicoara/Chapada Diamantina, Bahia. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências Universidade Federal da Bahia, Salvador, 143p.
- SUPPE J. e MEDWEDEFF D.A. 1990. Geometry and kinematics of faultpropagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83**:409-454.



ANÁLISE GEOFÍSICO-ESTRUTURAL DA PORÇÃO CENTRAL DO VALE DO RIO CURAÇÁ

Neida Ilana Cardoso Rios¹, Washington de Jesus Sant²Anna da Franca Rocha², Florivaldo Oliveira Sena³

¹ Universidade Estadual de Feira de Santana, rios.ilana@gmail.com

² Universidade Estadual de Feira de Santana, wrocha@uefs.br

³ SERVIGEO, florivaldo.sena@globo.com

1. INTRODUÇÃO

O Vale do Rio Curaçá compõe uma estreita faixa de direção meridional, localizada no norte da Bahia e desperta atenção de pesquisadores devido à ocorrências de mineralizações sulfetadas de cobre sob a forma de calcopirita e bornita hospedada em corpos máficos e ultramáficos. O conjunto dos corpos mineralizados constitui a Província Cuprífera do Vale do Rio Curaçá (PCVRC), englobando parcialmente os municípios de Juazeiro, Jaguarari e Curaçá e abrangendo uma área de cerca de 1700km² (Teixeira *et al.*, 2010).

Segundo Teixeira *et al.* (2010), os principais corpos mineralizados a sulfetos de cobre estão associados a piroxenitos, noritos e glimmeritos. Ocorrem preferencialmente em zonas tectonizadas, onde os litotipos máfico ultramáficos foram cisalhados e, portanto, sujeitos à ação mais penetrativa de fluidos hidrotermais, que possuem papel importante na formação dos depósitos de cobre na PCVRC.

Neste contexto, a delimitação estrutural do embasamento e corpos máficos e ultramáficos torna-se de fundamental importância para o entendimento das ocorrências cupríferas desta província. Como demonstrado por diversos autores (Nabighian, 1974; Naidu e Mathew, 1998; Blum, 1999), a geofísica, principalmente a magnetometria, pode auxiliar no estudo geológico e tectono-estrutural de uma área por meio da análise de feições magnéticas relacionadas à lineamentos estruturais. Sendo assim, este estudo tem como objetivos determinar os principais lineamentos estruturais por meio do processamento de aeromagnetometria e analisar suas relações com as ocorrências cupríferas numa área do Vale do Rio Curaçá.

1.1 Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo (Figura 1) está localizada circunscrita na Província Cuprífera do Vale do Rio Curaçá, entre os municípios de Juazeiro, Jaguarari e Curaçá e abrange cerca de 1200 km².

Geologicamente, a área está inserida no Cinturão Salvador Curaçá (CSC), descrito por Kosin *et al.* (2003) como conjunto de lentes de diferentes rochas tectonicamente imbricadas, em decorrência de episódios de deformação cisalhante dúctil, inicialmente de caráter tangencial, que evoluiu para um regime transcorrente.

Teixeira *et al.* (2010) apresentam os principais trabalhos e novas pesquisas relativas à geologia do Vale do Rio Curaçá. Esses autores descrevem o substrato geológico da área que é formado por um embasamento tonalítico a quartzo monzodiorítico, com níveis gabróicos, sotopostos a uma sequência supracrustal pelítica na base e química no topo. As rochas supracrustais são representadas por gnaisses, formações ferríferas bandadas, anfíbolitos, rochas cálcico-silicáticas e quartzito. Além das rochas supracrustais ocorrem também intrusões graníticas sin e tarditectônicas. As rochas máfico ultramáficas consistem em corpos decamétricos a hectométricos de leucogabro, gabro, gabronorito, norito, melanorito, hiperstenito, peridotito e glimmerito, que apresentam-se tanto com estrutura maciça quanto com desenvolvimento de foliação tectônica.

Do ponto de vista estrutural, os corpos mineralizados compõem uma sinforme subconcordante com a foliação regional, com mergulho para oeste. A intrusão desses corpos ocorreu paralelamente ao plano axial sinforme, ao longo de zonas de cisalhamento (Teixeira *et al.*, 2010). Os trabalhos desenvolvidos por D'el Rey Silva (1994) demonstram a complexidade geométrica dos corpos mineralizados, tendo em vista a superposição de eventos deformacionais.

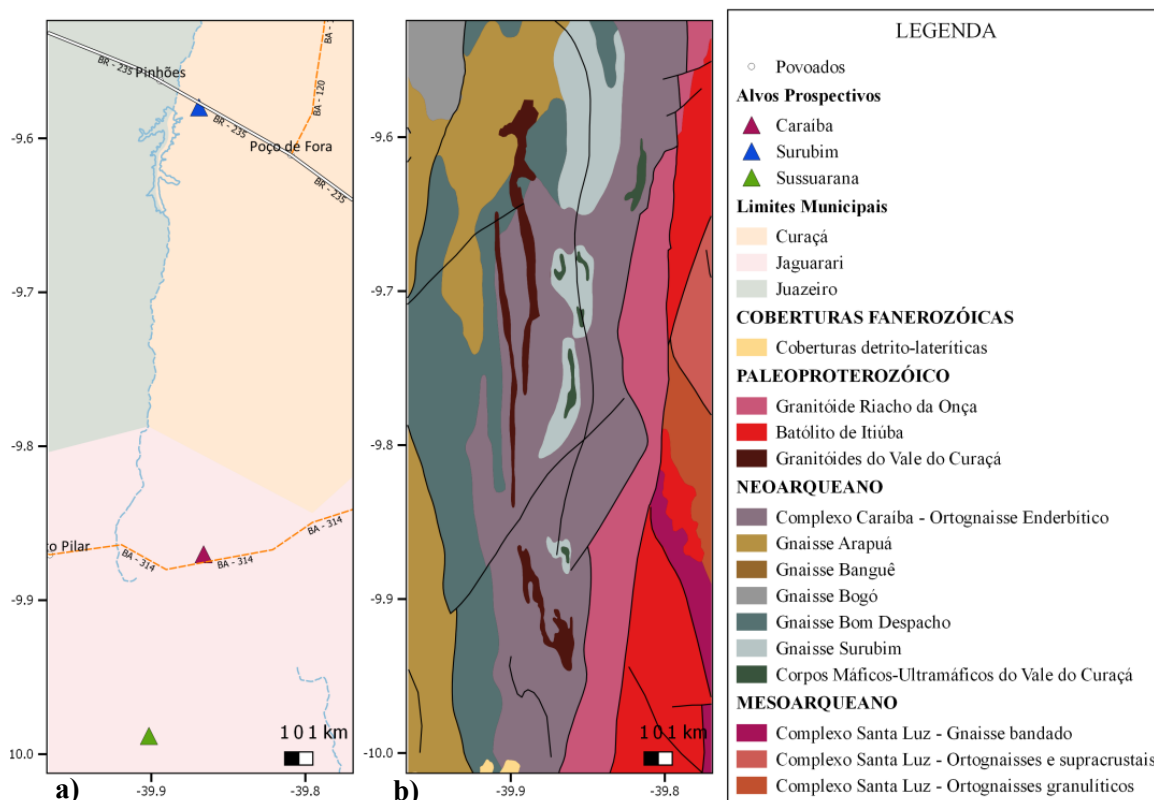


Figura 1: Área de estudo a) localização b) geologia simplificada (CPRM, 2004).

2. METODOLOGIA

Os dados de aeromagnetometria aérea fazem parte do Projeto Aerogeofísico Riacho Seco/Andorinha, executado em 2001, e foram cedidos pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) para o Projeto Mapa Metalogenético II. O aerolevantamento foi executado com medições sucessivas a cada 0.1s segundo linhas de voo de direção E-W espaçadas em 250m e linhas de controle N-S a cada 2500m. Para este trabalho, os dados foram interpolados pelo método bi-direcional com célula unitária de 50m.

Os produtos analisados foram os mapas de Análise do Sinal Analítico (ASA) descrito por Nabighian (1972) e Inclinação do Sinal Analítico (ISA), descrito por Miller e Singh (1994). Esses mapas foram gerados por meio de filtros espaciais no mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) para realçar feições magnéticas relacionadas à feições geológicas e estruturais da área de estudo.

Por meio da análise visual destes produtos foi possível gerar um mapa de lineamentos magnéticos, relacionados aos lineamentos estruturais, separando-os em rúpteis e dúcteis para compreender melhor as relações estruturais associadas ao controle estrutural das ocorrências de cobre na área.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O Campo Magnético Anômalo (Figura 2a) representa a heterogeneidade magnética do meio, através dele é possível notar anomalias magnéticas de alta e médias amplitudes em *trends* de direções N-S e NE-SW e uma anomalia magnética expressiva de baixa amplitude com *trend* de direção NW-SE.

A Amplitude do Sinal Analítico (Figura 2b) representa uma medida da quantidade de magnetização com pouca dependência da direção dos corpos e do campo terrestre, por meio da sua análise é possível associar três principais domínios na área de estudo: domínio de alta amplitude, que ocorrem na porção central e porção leste, domínio de baixa amplitude na porção oeste e domínios de média amplitude que ocorrem em zonas transicionais entre os domínios de alta e baixa amplitude. A anomalia magnética de alta amplitude mais expressiva no CMA é notada também no ASA e pode ser associada ao mapa geológico (Figura 1b) como correspondente ao granitóide Riacho da Onça, uma das intrusões graníticas sintectônica da área.

A Inclinação do Sinal Analítico (Figura 2c) permite a estimativa do mergulho da fonte magnética e o contraste local de susceptibilidade magnética, esta imagem reforça lineamentos e foliações magnéticas. Por meio

da análise visual do ISA, é possível notar que a área de estudo está numa faixa com *trends* magnéticos de direção N-S, que podem ser interpretados como originados por uma tectônica cisalhante e/ou intrusão dos granitóides na área e *trends* expressivos com direção NE-SW, e menos expressivos com direção NW-SE, relacionados à falhas e fraturas.

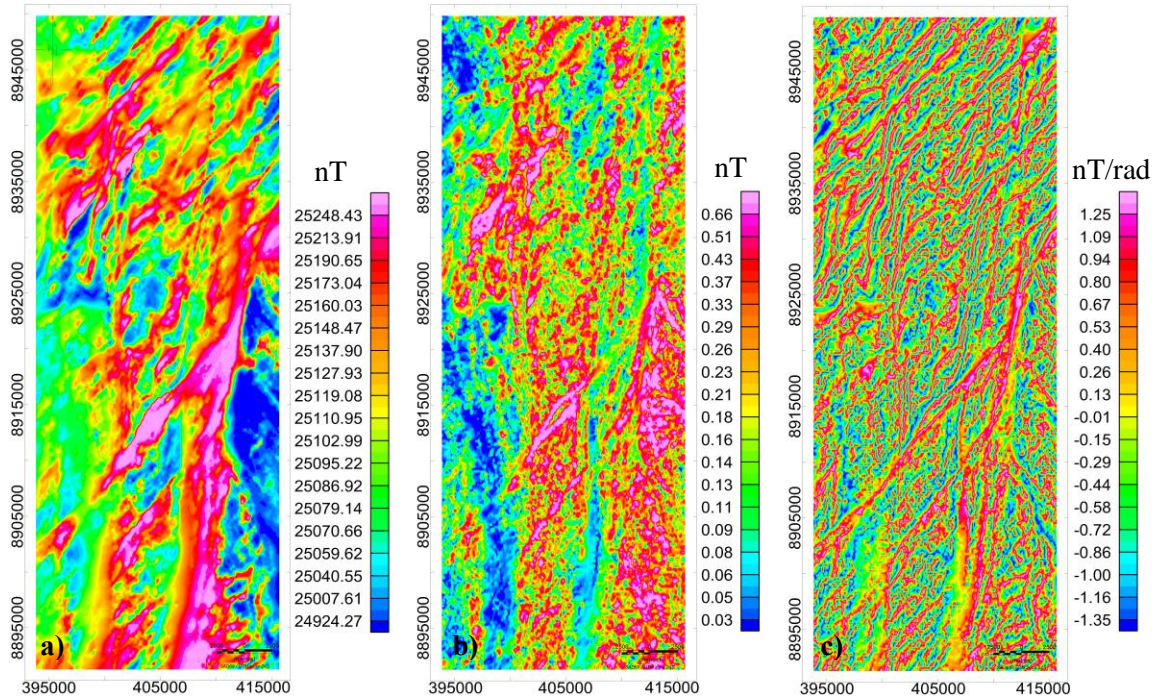


Figura 2: Principais produtos da magnetometria aérea a) CMA b) ASA c) ISA.

A partir do mapa de Inclinação do Sinal Analítico foi extraído o mapa de lineamentos magnéticos (entre 1.35 e 0.67 nT/rad) em ambiente SIG visando a análise qualitativa entre estes e os depósitos e ocorrências de cobre conhecidas na área de estudo (Figura 3). A análise desta estruturação mostra lineamentos de direções N-S e NE-SW seccionando toda área de estudo. Esses lineamentos correspondem às direções das estruturas rúpteis e dúcteis, sendo a direção preferencial NE-SW. Pode-se inferir que os lineamentos de direção N-S geraram uma foliação milonítica, balizadas por duas estruturas de grande extensão que envolvem os depósitos minerais mais expressivos. Os lineamentos de direção principal NE-SW correspondem a falhas e fraturas sendo visível o alinhamento de ocorrências em direções paralelas a essas estruturas. Os lineamentos de direção NW-SE são principalmente dúcteis, mais jovens e relacionam-se ao encaixe de granitóides sintectônicos, como o batólito de Itiúba, balizado por zonas de cisalhamento e gerado em regime transcorrente transtensional. Deslocamentos de eixos dos lineamentos mostram, em alguns casos, movimentações sinistras das estruturas. As ocorrências de cobre seguem a direção dos lineamentos inferidos na área de estudo e estão associadas, principalmente, às estruturas rúpteis, encontrando-se também nos lineamentos dúcteis. Esses lineamentos, tanto os principais quanto os secundários, tratam-se de estruturas (falhas e fraturas) em profundidade, já que não foi possível observá-las em imagens de satélite e na gamaespectrometria aérea, assim, as ocorrências de cobre inferidas, possivelmente se projetam em profundidade e extensão das falhas, tornando-se importantes estruturas controladoras dos depósitos cupríferos.

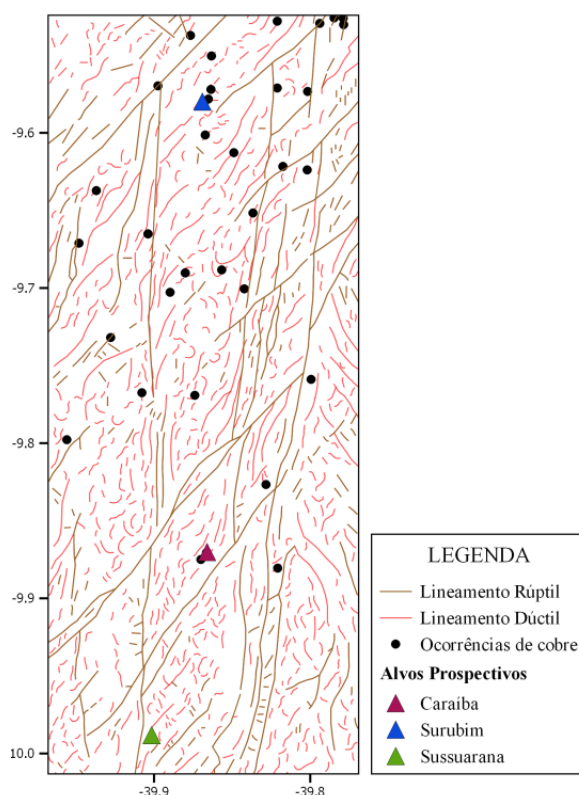


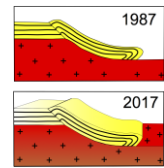
Figura 3: Mapa de lineamentos magnéticos inferidos por meio do ISA.

4. CONCLUSÕES

A análise do sinal analítico foi importante para delimitar os domínios magnéticos e principais lineamentos. A Inclinação do Sinal Analítico permitiu uma análise qualitativa dos lineamentos e sua correlação com depósitos e ocorrências de cobre conhecidos, sugerindo controle por falhas e fraturas de direções N-S e NE-SW. É possível afirmar que os lineamentos dúcteis estão relacionados a estruturas complexas do embasamento em profundidade que não estão visíveis nos dados de sensoriamento remoto e gamaespectrometria aérea. Os lineamentos rúpteis estão relacionados a prováveis diques, falhas profundas e zonas de cisalhamento que podem estar controlando as mineralizações secundárias e zonas de alteração hidrotermal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BLUM, M. L. B. (1999). Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 229.
- CPRM. (2004). Mapa Geológico da Bahia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2.
- D'EL-REY SILVA L.J.H., OLIVEIRA J.G., LIMA E SILVA F.J. (1994). The Mushroom shaped Caraíba and other Cu sulphide deposits in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil. Caraíba Cu-deposit, Vale do Curaçá-Ba: Understanding the Structural Evolution of the Paleoproterozoic, Granulitic Ipirá-Curaçá Belt within the São Francisco Craton. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, Bol. Resumos Expandidos, 2: 175-177.
- KOSIN, M., Melo R.C., SOUZA, J.D., OLIVEIRA, E.P., CARVALHO, M.J., LEITE, C.M. (2003). Geologia do Segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. Revista Brasileira de Geociências, 33:15-26.
- MILLER, H.G.; SINGH, V., (1994). Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. Journal of Applied Geophysics. 32: 213–217.
- NABIGHIAN, M. N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Geophysics, 39: 85-92.
- NAIDU, P. S.; MATHEW, M. P. (1998) Analysis of Geophysical Potential Fields: A digital signal processing approach. Amsterdam: Elsevier, 311.
- TEIXEIRA, J. B. G.; Silva, M. G.; LINDENMAYER, Z. G.; D'EL REY SILVA, L. J. H.; VASCONCELOS, P. M.; REIS, C. H. C.; ANDRADE, J. B. F. (2010). Depósitos de cobre do vale do rio Curaçá, Bahia. In: BRITO, Reinaldo Santana Correia de; SILVA, Maria da Glória da; KUYUMJIAN, Raul Minas (Ed.). Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 73-94.



INTEGRATION OF REGIONAL AEROMAGNETIC AND METALLOGENETIC DATA OF NORTHEASTERN BAHIA: STRUCTURAL AND GEOTECTONIC IMPLICATIONS

Pedro Maciel de Paula Garcia¹, Florivaldo Oliveira Sena², Aroldo Misi¹, Luis Rodrigues dos Santos de Oliveira¹, José Haroldo da Silva Sá¹, Washington de Jesus Sant'Anna da Franca-Rocha³, João Batista Guimarães Teixeira²

¹Universidade Federal da Bahia, e-mail: pedrompgarcia@yahoo.com.br

²Consultor independente

³Universidade Estadual de Feira de Santana

INTRODUCTION

The northeastern region of the Bahia State hosts several important mineral deposits related to a variety of substances, such as copper, gold, phosphate, and chromite, among others. The genesis of each one of these mineral concentrations can be directly linked to global geotectonic cycles registered on the São Francisco Craton (SFC) and marginal belts rocks (Teixeira et al., 2007; Teixeira et al., 2010). Both Orosirian-Rhyacian and Neoproterozoic orogenic structures are regionally recognized in this sector of the State that covers the SFC northern limits. This paper aims to characterize magnetometric features documented on regional aerogeophysical surveys and their relation with the structural, geotectonic and metallogenetic evolution of the northeastern part of the SFC.

GEOLOGIC FRAMEWORK AND METALLOGENY OF NORTHEASTERN

The earliest geotectonic events mapped on the study area are related to the Mesoarchean (3.3-3.2 Ga) Mundo Novo Greenstone Belt (that hosts Zn-deposit) and the contemporaneous gneissic basement of the Serrinha Block (Misi et al., 2012). The formation of the Caraíba Complex and the ultramafic bodies of the Curaçá Valley copper province are related to Neoproterozoic (ca. 2.6 Ga) episodes of arc-related and posterior mafic-ultramafic magmatism. The copper mineralizations of Curaçá Valley were affected by the 2.1-2.0 Ga orogenesis resulting in deformation, metamorphism and hydrothermal remobilization, as well (Garcia, 2013). The Orosirian-Rhyacian orogeny played a major role in SFC ore-forming process, and also can be related to deposits formed under different conditions. The Jacobina and Fazenda Brasileiro gold deposits have formed as result of orogenic fluid circulation (Teixeira et al., 2010). The intrusion of S-type granites marks the final stage of the continental collision. Where the granites cut ultramafic rocks significant amounts of beryl and molybdenite have been extracted by artisanal miners for the last four decades (Misi et al., 2012). The Jacurici Valley intrusions and the related chromite deposits were emplaced at the same age interval (2.1-2.0 Ga). The Paleoproterozoic Rio Salitre Greenstone Belt hosts phosphate and sulfide mineralizations (Oliveira, 2016; Arouca Jr. et al., 2016). The Riacho Seco copper deposits register Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Neoproterozoic events at the Borborema Province, near the SFC northern edge (Garcia et al., 2016). No major deposit have formed during the Mesoproterozoic in the SFC northeastern portion. The Neoproterozoic carbonate sequences of the Bambuí Group host Pb-Zn and phosphate deposits in this region. This metallogenetic epoch corresponds to the same when the diamond-host Baraúna kimberlites were emplaced (Misi et al., 2012).

REGIONAL AEROMAGNETIC FEATURES

The interpreted aeromagnetic lineaments display an N-S arrangement in the Curaçá and Jacurici Valleys (Figure 1). These structures correspond to the main direction of the Itabuna-Salvador-Curaçá Belt, formed as the result of the Orosirian-Rhyacian Orogeny. The copper-mineralized mafic-ultramafic bodies and the chromite-host ultramafic intrusions were re-oriented towards these main N-S structures. Cross-cutting secondary NW-SE and NE-SW lineaments also occur, which are related to faults, shear zones and mafic dykes. The NW-SE faults and shear zones were the main channels to hydrothermal fluids that enhanced the copper grades in the Curaçá Valley. The Rio Salitre Greenstone Belt (RSGB) displays a dextral sigmoidal shape that hosts pyrite-pyrrhotite deposits in its southern end, where the regional N-S aeromagnetic anomalies can be related to the mafic-ultramafic volcanism of the sequence (Figure 2), which is parallel to the sulfide ore. The northern edge of the

RSGB shows a NE-SW main trend related to magnetite-bearing sedimentary rocks and BIFs, intercalated with phosphate-rich carbonate rocks. This sigmoidal configuration of the RSGB can be associated to S-type Paleoproterozoic granites that intrude the Jacobina sequence, and extend towards the Rio Salitre sequence and beneath the Neoproterozoic carbonate units. The analytic signal aeromagnetic anomalies indicate that these granites are the main basement of the phosphate-host Bambuí Group, and control the main direction of the stratigraphic pile at the distinct part of the basin. The negative aeromagnetic anomalies have a N-S orientation to the west while shows a NE-SW trend at the southern part of the study area. Meso- and Neoproterozoic metasedimentary sequences correspond to the lowest magnetic field measurements of the study area, south to the Riacho Seco copper deposit (Figure 3). Persistent NW-SE oriented aeromagnetic lineaments mark the Neoproterozoic Borborema Province border. The copper-mineralized amphibolites of the Riacho Seco deposit are intercalated with amphibolite facies-metamorphosed supracrustal rocks. The whole sequence shows folding interference patterns, as dome and basins and eye-shaped regional-scale folds. The complex structural framework of this region can be related to the superimposing of Neoproterozoic, Paleoproterozoic and Neoproterozoic orogenic events at the northeastern São Francisco Craton.

Acknowledgements: This research has been supported by The Mineral Exploration Company of Bahia (CBPM, pt.: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) through the Project “Mapa Metalogenético do Estado da Bahia Fase II”.

REFERENCES

AROUCA Jr.; R.M., SÁ, J.H.S.; GARCIA, P.M.P.; OLIVEIRA, L.R.S.; DATTOLI, L.C. Aspectos Petrográficos e Litogeoquímicos das Rochas Mineralizadas em Sulfetos do Complexo Rio Salitre, Juazeiro – Bahia. *Revista de Geologia UFC, Fortaleza*, v. 29, n. 2, p. 227-235, Dec. 2016.

GARCIA, P.M.P. Metalogênese dos depósitos cupríferos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, Vale do Curaçá, Bahia, Brasil. MsC Thesis. Salvador: 2013. Universidade Federal da Bahia. MsC Thesis.

GARCIA, P.M.P.; MISI, A.; SÁ, J.H.S.; TEIXEIRA, J.B.G.; ROCHA, M.M.; NOBREZA, W.B.S. Novos dados U-Pb SHRIMP e Lu-Hf em zircões de anfíbolitos do Complexo Riacho Seco, Província Borborema, Bahia. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre: 2016.

OLIVEIRA, L.R. Fosforitos da região de Juazeiro, BA: paleoambientes, geocronologia, controles da mineralização e correlações estratigráficas. Salvador: 2016. Universidade Federal da Bahia. MsC Thesis.

MISI, A. et al. (org.). Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia e Principais Províncias Mineralizadas. CBPM, 2012.

TEIXEIRA, J.B.G.; MISI, A.; SILVA, M.G.. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. *Gondwana Research, Amsterdam*, v. 11, n. 3, p. 346-361, Apr. 2007.

TEIXEIRA, J.B.G. et al. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam*, v. 30, n. 2, p. 71-83, Nov. 2010.

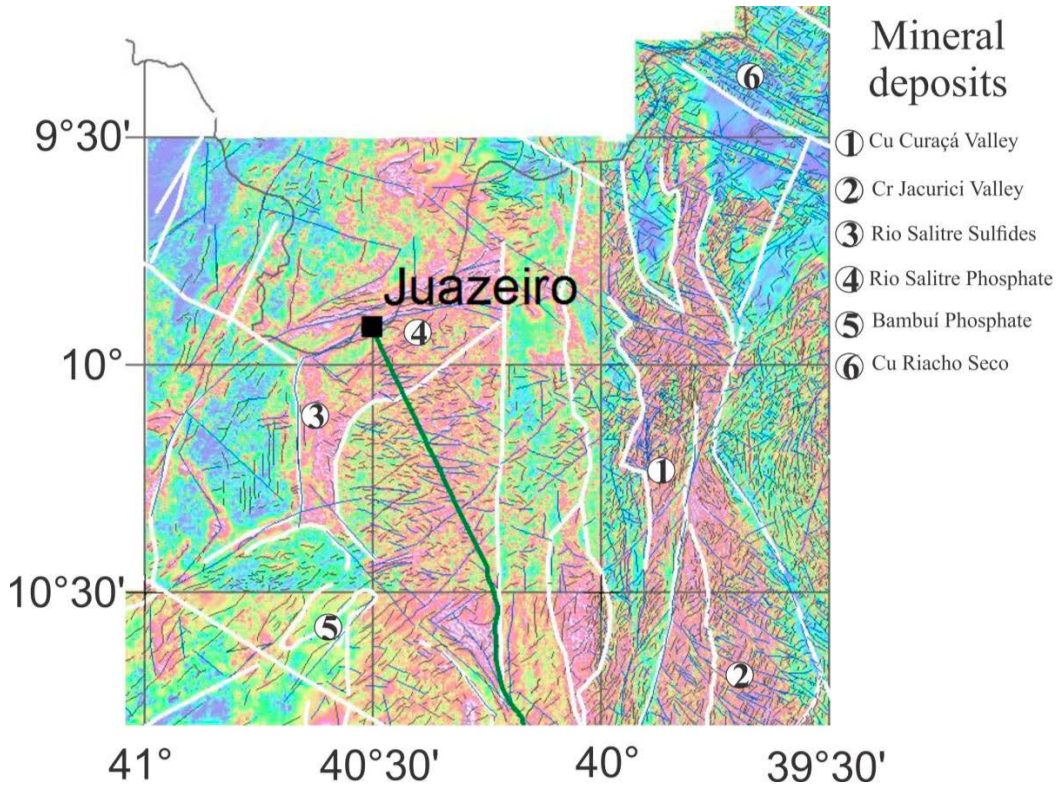


Figure 1: Regional aeromagnetic lineaments over analytic signal map on the northeastern São Francisco Craton. The white lines correspond to magnetic domains and magnetic lineaments are marked with blue lines.

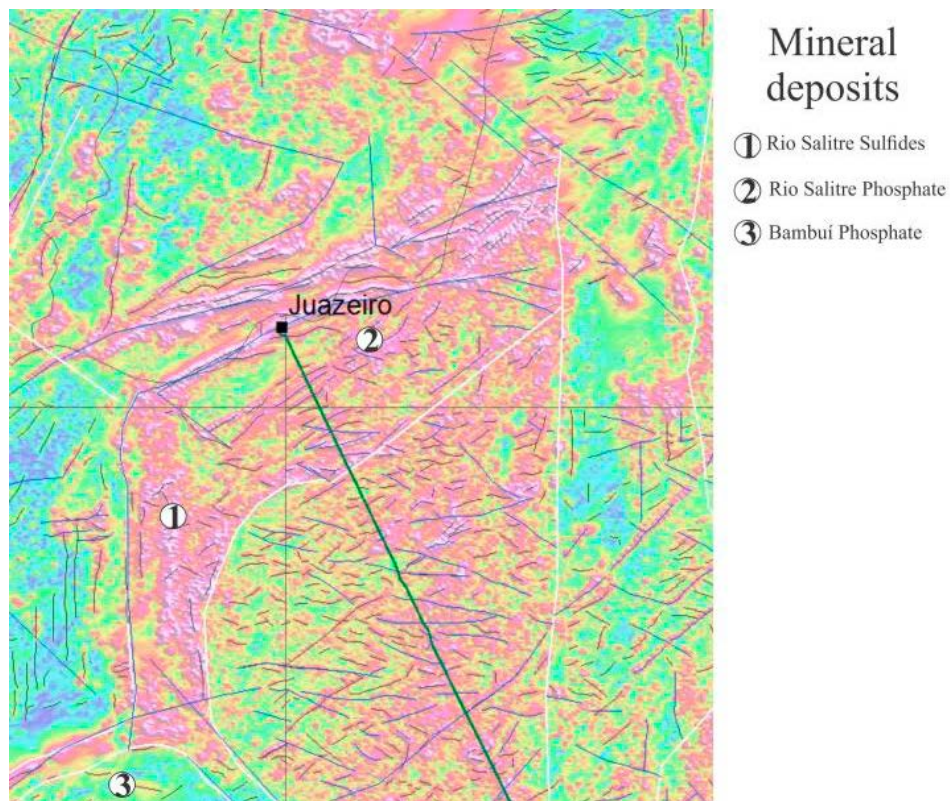


Figure 2: Aeromagnetic features of the Rio Salitre Greenstone Belt region.

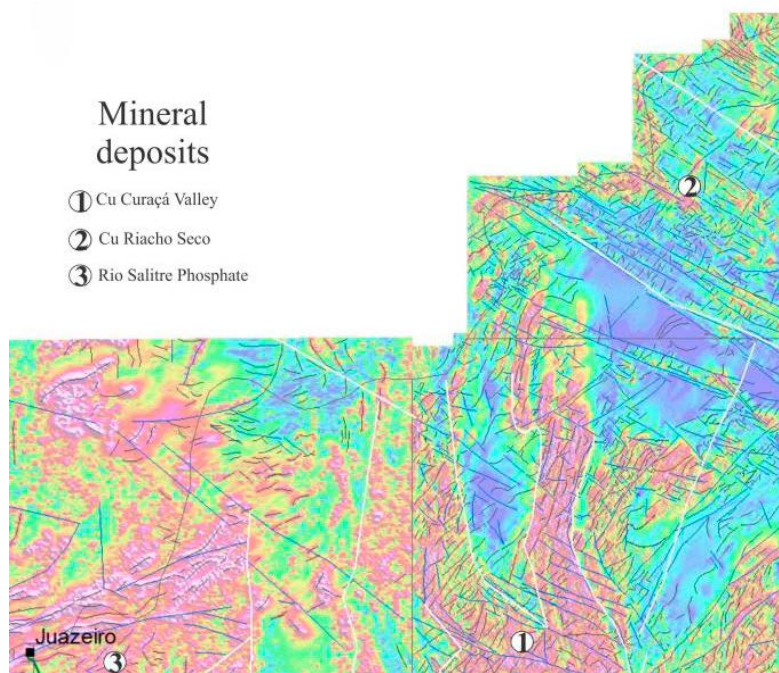
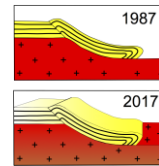


Figure 3: Aeromagnetic features of the São Francisco Craton and Borborema Province border.



A EVOLUÇÃO ESTRUTURAL NA REGIÃO DA MINA CASA DE PEDRA ASSOCIADA A MINERALIZAÇÃO DE ALTO TEOR EM FERRO, SUDOESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, CONGONHAS, MINAS GERAIS, BRASIL

Vitor Diniz Silveira¹, Carlos Alberto Rosière², Marcos Vinícius Monteiro de Carvalho¹, Wander de Araújo Machado¹, Gabriel de Castro Moreira¹, Leonnardo Probst Simões¹, Daniela Cristina Costa da Silva¹, Marcela Taina Rodrigues Pinto¹

¹ CSN Mineração, e-mail: vitor.silveira@csn.com.br

² Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, e-mail: crosiere@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O complexo mineiro de Casa de Pedra, hoje pertencente ao Grupo CSN Mineração, está em operação há mais de 100 anos produzindo minério de ferro de alto teor ($Fe > 64\%$). Situado a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (Fig.1) possui posição de destaque como uma das maiores jazidas da região, com recursos auditados de 5.7 bilhões de toneladas.

As minas estão inseridas na junção do Sinclinal Moeda com o Sinclinal Dom Bosco, onde as rochas do Supergrupo Minas e Supergrupo Rio das Velhas passaram por múltiplas fases de deformação, compressivas e distensivas, que dificultam o entendimento da geologia local e a contextualização das mineralizações associadas as formações ferríferas bandadas.

O mapeamento geológico regional e das frentes de lavra, associado à análise estrutural setorizada das cavas e a interpretação de aproximadamente 140 mil metros de sondagem diamantada contribuíram para a construção do modelo tectônico estrutural do complexo de Casa de Pedra, auxiliando no entendimento da disposição espacial dos corpos de minério, as gêneses e as relações temporais entre as diversas estruturas presentes.

2. GEOLOGIA REGIONAL

O Quadrilátero Ferrífero (Dorr, 1969) está localizado na borda sul do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) (Fig.1), e é caracterizado pelo arranjo grosseiramente quadrangular de sinclinais onde afloram sedimentos plataformais do Supergrupo Minas, de idade Paleoproterozóica, separados por estruturas antiformais irregulares em terrenos arqueanos do tipo *greenstone* do Supergrupo Rio das Velhas, e domos de rochas granito-gnaissicas Arqueanas e Proterozóicas, (Machado *et al.* 1992, Noce 1995) incluindo metatonalitos a sienogranitos.

Na região do complexo Casa de Pedra, afloram principalmente as rochas do Supergrupo Minas (Fig.1) que é representado por três Grupos: Caraça, Itabira e Piracicaba (Dorr, 1969). O primeiro é composto por metaconglomerados e quartzitos da Formação Moeda e metapelitos da Formação Batatal. A sequência mais espessa de formações ferríferas bandadas pertencem ao Grupo Itabira, constituído por itabiritos da Formação Cauê e dolomitos da Formação Gandarela. O Grupo Piracicaba é formado por intercalações de quartzitos, quartzitos ferruginosos, metapelitos e lentes delgadas de formações ferríferas e dolomitos.

Acima do Supergrupo Minas afloram rochas do Grupo Itacolomi, constituído por metapelitos, quartzitos e metaconglomerados. O embasamento é constituído a sul pelo Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, composto por unidades de rochas ígneas ultramáficas, unidades ígneas félsicas e máficas e unidades de rochas metassedimentares químico-clásticas. A oeste aflora o Domo do Bonfim representado por granito-gnaisses por vezes migmatíticos e miloníticos.

A estrutura regional é o resultado da superposição de dois eventos deformacionais principais (Chemale Jr. *et al.*, 1994). O primeiro produziu a nucleação de sinclinais regionais nas supracrustais e o soerguimento de domos granito-gnáissicos durante a Orogênese Riachiana (2.1–2.0 Ga). O segundo evento está relacionado a um cinturão

de cavalgamentos vergente para Oeste de idade Pan-Africana/Brasiliana (0.8–0.6 Ga), que provocou inversão, amplificação, translação e rotação dos sinclinais em torno das estruturas dômicas.

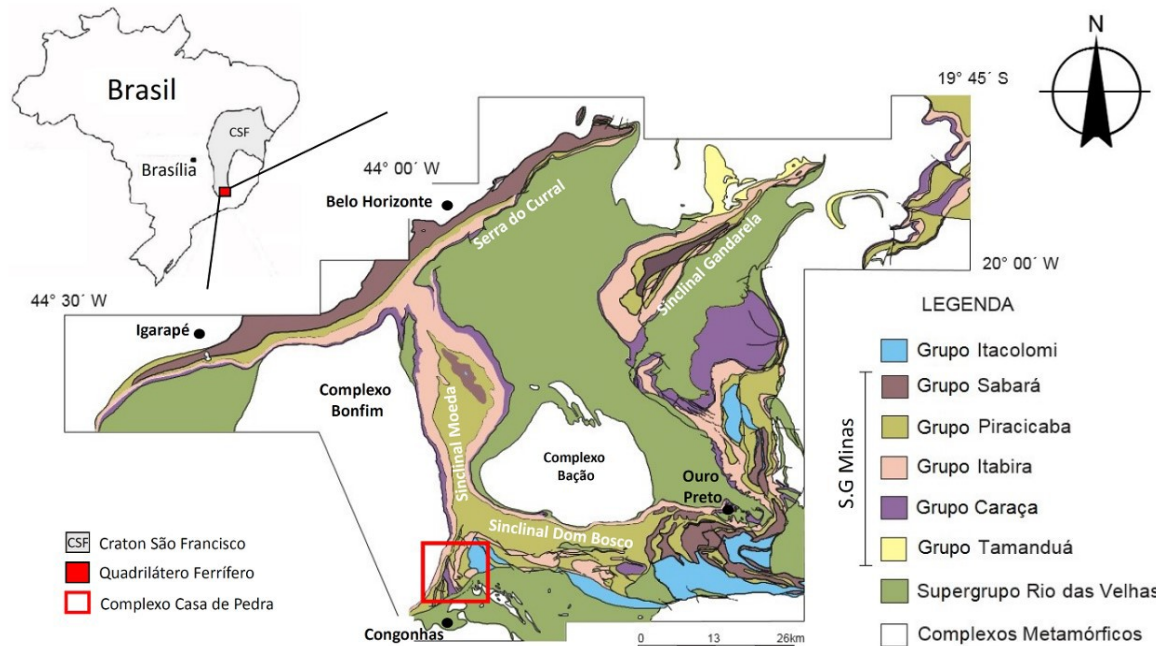


Figura 1: Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Dorr, 1969), com destaque na região do complexo mineiro de Casa de Pedra, Congonhas, Minas Gerais.

3. A GEOLOGIA DO COMPLEXO CASA DE PEDRA

Localizado no município de Congonhas, acerca de 80 km ao sul de Belo Horizonte (Fig. 1) o complexo é dividido nas minas; Corpo Norte (CN), Serra do Mascate (SM), Entre Corpos (EC), Corpo Oeste (CO), Corpo Principal (CP) e a Mina do Engenho (ME) (Fig.2). A estrutura geral da região é caracterizada pela duplicação das formações do Supergrupo Minas em camadas que, em geral, possuem direção N-S, sendo que na região sul e sudeste, as camadas possuem direção E-W.

O bandamento composicional das BIFs nas minas do flanco leste da Serra da Moeda, CN, SM, EC e CO, possui mergulho regional para E e são seccionados por três falhas transpressivas de direção NW-SE, denominadas respectivamente de Falhas CN, CP e CO (Fig.2). Quando próximas destas falhas o bandamento inflete para a direção dos lineamentos e adquire mergulho de alto ângulo para NE. As dobras formadas são isoclinais apertadas, gradando para dobras inclinadas com flanco curto invertido vergentes para S até dobras suaves a abertas. Os eixos têm em média o mergulho de 45° para SE.

Na borda sul do complexo Casa de Pedra ocorre a interação das estruturas acima descritas com as estruturas associadas ao cavalgamento, com vergência para N, do Grupo Nova Lima sobre os itabiritos da Formação Cauê (Fig.2). Próximo ao contato dessa falha as camadas mergulham para sul com alto ângulo e as dobras são isoclinais apertadas com eixo para E de ângulo aproximado de 45°. Resquícios desta estrutura E-W são observadas até a altura do EC e na região da ME, caracterizada pelo empurrão da Formação Cauê sobre os metassedimentos do Grupo Piracicaba.

Na Mina do Engenho propriamente dita as estruturas E-W e NW-SE apresentam interferência de estruturas vergentes para W. Os mergulhos dos bandamentos dos itabiritos mergulham para SW-S-SE e E. As dobras apresentam eixos com orientação variável para SE e E-W, com ângulos de 45° a sub-horizontais.

Os principais corpos de minério rico, CN, CO e CP, estão orientados na direção NW-SE e estão associados a rochas carbonáticas, principalmente, dolomitos, rochas manganésíferas e itabiritos dolomíticos. Testemunhos de

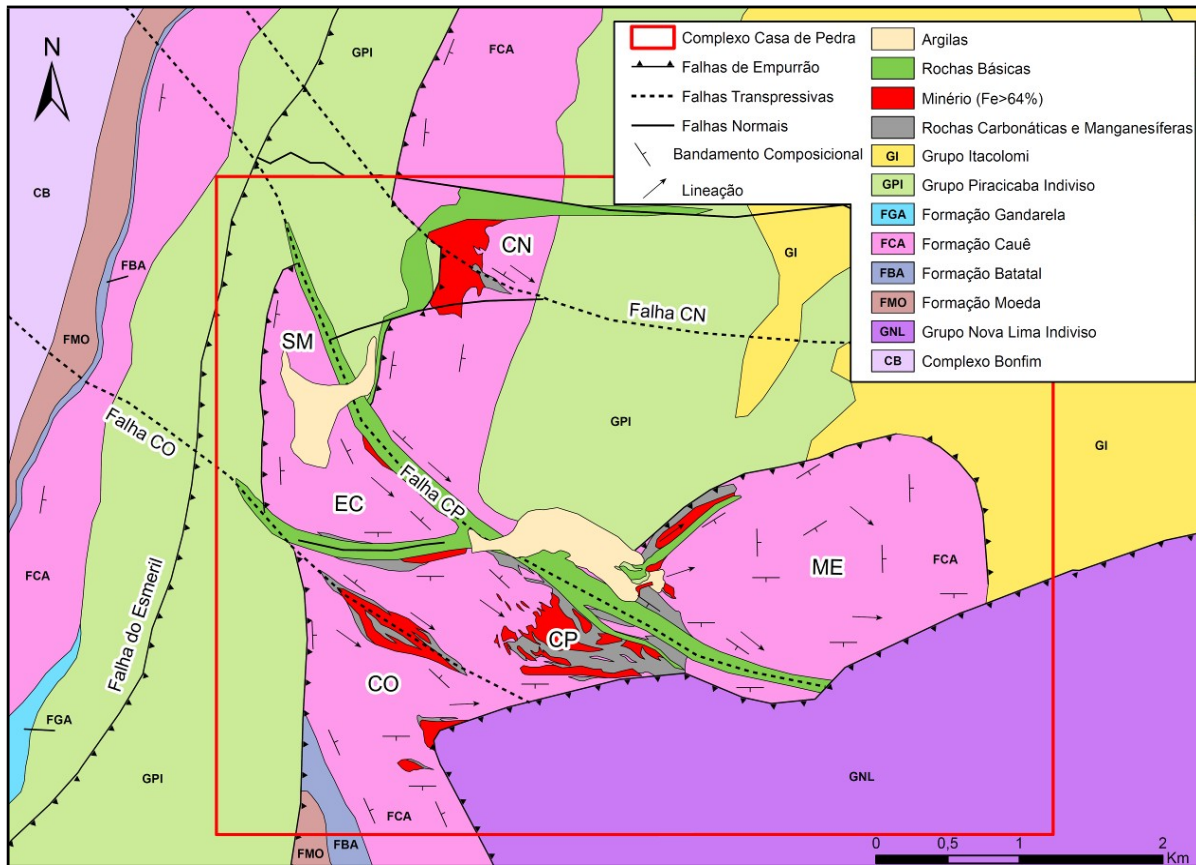


Figura 2: Mapa geológico esquemático do complexo de Casa de Pedra. Abreviações: (CN) Corpo Norte; (SM) Serra do Mascate; (EC) Entre Corpos; (CO) Corpo Oeste; (CP) Corpo Principal e (ME) Mina do Engenho.

sondagem diamantada confirmam a continuidade da mineralização segundo o caimento dos eixos das dobras de orientação SE-E. Na zona de confluência das falhas NW-SE e E-W, a sul das minas CP e CO, na base do ME e no EC, os corpos de minério rico também têm a direção E-W aproveitando as estruturas criadas pelos empurrões vergentes para N.

Rochas básicas gabróicas compostas principalmente por plagioclásios, anfibólios, biotita, clorita, quartzo, magnetita e titanita, estão presentes em todo complexo associadas aos principais lineamentos (Fig.2). A espessura varia de centenas de metros na região do CP, EC e CN a veios métricos discordantes e/ou paralelos ao bandamento dos itabiritos.

Depósitos lacustres de argilas vermelhas, brancas e turfas afloram principalmente a norte do CP e na SM (Fig.2), e são formados por abatimento das camadas nos contatos das rochas básicas e próximos aos grandes lineamentos. Testemunhos de sondagem diamantada mostram uma espessura de 250 metros na bacia do CP.

4. O MODELO DE EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

A 1º Fase (F1) de sobreposição de camadas, de idade Riacciana, corresponde a duplicação do flanco da Serra da Moeda, onde as formações Moeda e Batatal do Grupo Caraça, e principalmente a formação Cauê do Grupo Itabira, cavalgaram sobre os metassedimentos do Grupo Piracicaba.

A 2º Fase (F2), seguindo a deformação progressiva de idade Riacciana, é representada pelo empurrão do Grupo Nova Lima acima dos itabiritos a sul do complexo, gerando falhas inversas de direção E-W vergentes para norte e o empurrão da Formação Cauê sobre dos metassedimentos do Grupo Piracicaba na região da Mina do Engenho (Fig.2).

Na mesma fase (F2) são formadas as três falhas de direção NW-SE, interpretadas como possíveis retro-empurrões, que truncam e deslocam todas as sequências estruturadas em F1. Estas três falhas transpressivas vergem para SW, possuem componente cisalhante dextral e formam o *plunge* persistente de direção SE.

Por estes lineamentos NW-SE fluidos carbonáticos percolaram para o interior das formações ferríferas e substituíram a sílica por dolomita, que posteriormente foi lixiviada pelo intemperismo (Dalstra e Rosière, 2008; Thorne *et al.*, 2014), e formaram as 3 principais mineralizações hipogênicas do complexo Casa de Pedra, as Minas do CN, CO e CP.

A 3º Fase é distensiva, caracterizada por falhamentos normais e intrusões dos metagabros, de idade de 1.9 Ga (Mendes, 2015), que aproveitam as novas estruturas e as preexistentes para se encaixarem.

A 4º Fase (F4) corresponde a evolução de falhas vergentes para W, de idade Brasiliana, que duplicaram, inverteram e rotacionaram as camadas, assim como reativaram as estruturas prévias. Esta etapa é responsável pela rotação e sobreposição das estruturas na Mina do Engenho e a duplicação do Grupo Piracicaba pela falha do Esmeril, que trunca todas as estruturas mais antigas a oeste do complexo Casa de Pedra.

Outras importantes consequências de F4 é o deslocamento de corpos de minério e dos itabiritos no Corpo Principal aproveitando os planos de direção E-W gerados em F2 e a movimentação do Grupo Nova Lima, formando a rampa lateral a sul do Corpo Principal e a rampa frontal a sul do Corpo Oeste. Esta reativação está relacionada à movimentação da Falha do Engenho que possui caráter regional a sul do Quadrilátero Ferrífero.

A última etapa é relacionada a abertura de bacias Cenozoicas, que são preenchidas principalmente por argilas e restos de material orgânico e ocorrem em todo Quadrilátero Ferrífero.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. (1977). O Craton de São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.

Chemale, F. Jr., Rosière, C. A. & Endo, I. (1994). The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65: 25-54

Dalstra, H. J. e Rosière, C. A. (2008). Structural Controls on High-Grade Iron Ores Hosted by Banded Iron Formation: A Global Perspective. *Society of Economic Geologists. SEG Reviews*. Vol. 15, 1-34

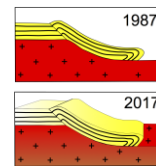
Dorr, J. V. N. (1969). Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *United States Geological Survey. Professional paper*, 641-A: 110p.

Machado, N., Noce, C. M., Ladeira, E. A. & Belo de Oliveira, O. A. (1992). U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1221-1227

Mendes, M. (2015). Gênese dos Itabiritos e Minérios Hipogênicos do Quadrilátero Ferrífero com Base em Geoquímica e Isótopos de Ferro e Geocronologia de Rochas Associadas. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Minas Gerais. Departamento de Geologia. 114p

Noce, C. M. (1995). Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128p.

Thorne, W. S., Hagemann, S. G., Sepe, D., Dalstra, H. J. and Banks, D. A. (2014). Structural Control, Hydrothermal Alteration Zonation, and Fluid Chemistry of the Concealed, High-Grade 4EE Iron Orebody at the Paraburdoo 4E Deposit, Hamersley Province, Western Australia. *Society of Economic Geologists*. Vol. 109, 1529-1562



MINERALIZAÇÃO AURÍFERA EM ZONA DE CISALHAMENTO, GARIMPO CUTIA, SERRA LESTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJAS, BRASIL

Gilberto Luiz Silva¹

¹ Geólogo Autônomo, e-mail: gilbertoluizsilva@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

O garimpo da Cutia está inserido na Serra Leste, Província Mineral de Carajás, sendo esta província, caracterizada por abrigar depósitos de classe mundial como Salobo, Igarapé Bahia, Alemão, Sossego e Cristalino. Estes depósitos são descritos geologicamente como depósitos do tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold), relacionados a zonas de brechas com magnetita/hematita, hospedadas em rochas metavulcano-sedimentares, destacando zonas de alteração hidrotermal, assembleia de minerais sulfetados, associação mineralógica, estilo de mineralizações, respostas geofísicas e controle estrutural. O garimpo da Cutia está a 22 km do garimpo de Serra Pelada, município de Curionópolis-PA, foi aberto em 1988. Nos anos que se seguiram, o local atraiu mais de 20 mil garimpeiros em busca do metal dourado. Quase 2 mil kg de ouro foram extraídos do local até 1992, quando o então presidente Collor determinou o fim da extração manual dos garimpos em todo o País. Na cava principal do antigo garimpo afloram rochas hidrotermalizadas de composição máfica em contato com rochas félsicas de composição granodiorítica/tonalítica, ambas bastante intemperizadas. Este contato é marcado por uma zona de cisalhamento que hospeda veios de quartzo oxidados e brechas silicosas mineralizadas com teores da ordem 10.9 e 20.10 g/t de ouro em intervalos de 5 metros interceptados na estrutura principal.

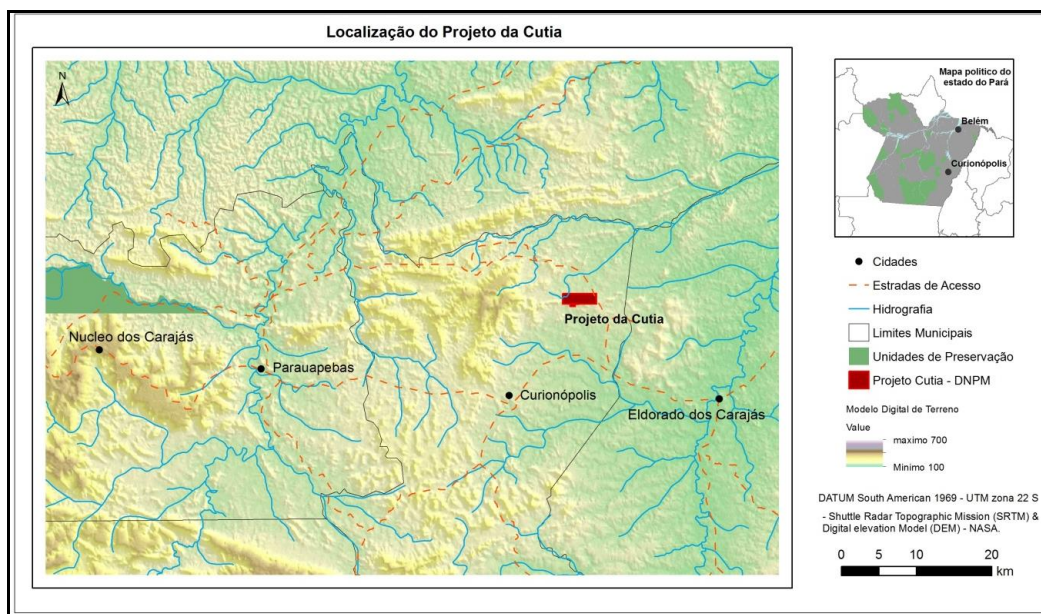


Figura 1: Localização do garimpo cutia na Província Mineral de Carajás.

2. ZONA DE CISALHAMENTO CUTIA

As rochas aflorantes na área apresentam foliação regional bem desenvolvida em sua maior parte com direção E-W e caimento para sul. Foliação milonítica está presente em algumas litologias e estão relacionadas com bandas de cisalhamento que podem ser locais ou ter extensão regional. A estrutura principal coincide com o contato entre os hidrotermalitos/xistos máfico/ultramáficos na porção sul com os granodioritos e tonalitos na porção norte. Essa estrutura tem feições de uma zona de cisalhamento com características de ambiente rúptil-dúctil,

mostrando alto grau de maturidade, representada por brechas e falhas, por foliação anastomosada e deformação de porfiroclastos com formação de indicadores cinemáticos. Estruturas como camadas rompidas e rotacionadas, tension gashes, foliação bem desenvolvida e de alto ângulo, são algumas evidências de uma zona de cisalhamento transcorrente. Evidências de deformação rúptil-dúctil estão presentes, remetendo a um ambiente de transição, crosta média, onde ocorre deformação dúctil seguido de deformação rúptil caracterizando reativações da estrutura. O metamorfismo de baixo grau na facie xisto verde, transição para anfíbolito, observados nas rochas encaixantes, corroboram com esse ambiente. A deformação rúptil é evidenciada pelos cataclasitos e brechas que afloram ao longo da estrutura que por sua vez são cortados por veios extensionais tipo em echelon, além de pares de fraturas e stock Works. A deformação dúctil é evidenciada por foliação milonítica e estruturas boudinadas assimétricas que caracterizam contexto não coaxial, onde pode ser observado movimento relativo sinistral.



Figura 2: À esquerda, detalhe da cava do garimpo onde contato marca estrutura preenchida. À direita, encaixante máfica milonitizada.

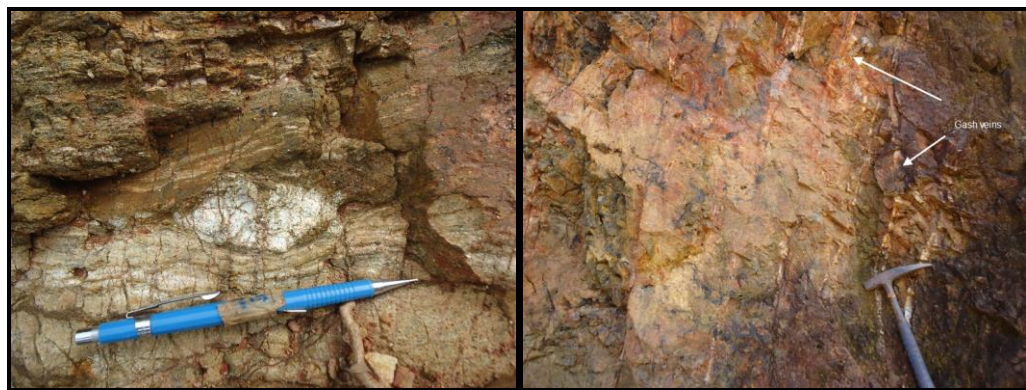


Figura 3: À esquerda, detalhe de indicador cinemático. À direita, gash veins na brecha mineralizada.

3. MINERALIZAÇÃO

A mineralização principal está hospedada em um veio de quartzo oxidado com porções brechadas. Há um perfil de oxidação que mostra um veio bem oxidado, rico em óxidos de ferro e manganês na sua porção superior. Em profundidade o mesmo se mostra pouco oxidado, com uma matriz microcristalina de coloração cinza magnética com fragmentos de quartzo microcristalino. Não há presença de sulfetos, ouro livre visível em planos de fratura. Em relação às alterações hidrotermais, pode se observar duas gerações de veios, o veio principal é cortado por veios de quartzo de orientação NE e foram formados em ambiente extensional gerando espaço para cristalização de quartzo em formato de dente, (vugs). Há uma forte alteração argílica rica em caulim e quartzo próximo ao

contato com o granitoide, esta alteração se mostra brechada por fluido manganêsífero posterior. A associação das alterações hidrotermais com a mineralização em ouro ainda é desconhecida. As atividades garimpeiras executadas na área do projeto permitiram verificar que o ouro foi retirado de uma porção correspondente à zona de transição de uma seqüência gossânica, onde a zona oxidada do gossan compreende uma crosta ferruginosa superficial, constituída principalmente por óxidos/hidróxidos de ferro e brechas com fragmentos de quartzo em uma matriz composta principalmente por goethita e turmalina.



Figura 4: Detalhe da brecha hidrotermal com matriz silicosa, com ouro visível em plano de fratura

4. MODELO GEOLÓGICO

A sondagem exploratória foi iniciada em uma área onde foram executados os principais trabalhos garimpeiros, com o objetivo de se verificar aspectos da mineralização e o contexto geológico da área. Os primeiros furos executados confirmaram a presença da estrutura mineralizada e permitiu confirmar e elaborar um modelo genético de mineralização preliminar para a pesquisa das zonas/litologias mais favoráveis para abrigar mineralizações econômicas de ouro (potencialmente cobre). A zona principal foi chamada de CFZ, Cutia Fault Zone. Para o desenvolvimento dos trabalhos de pesquisa foi elaborada uma malha regular onde foi executado um total de 22 furos exploratórios ao longo da zona de cisalhamento entre as rochas que compõem as principais unidades geológicas da área. Depois de descritos e amostrados os testemunhos, um modelo geológico para a mineralização no local foi desenvolvido.

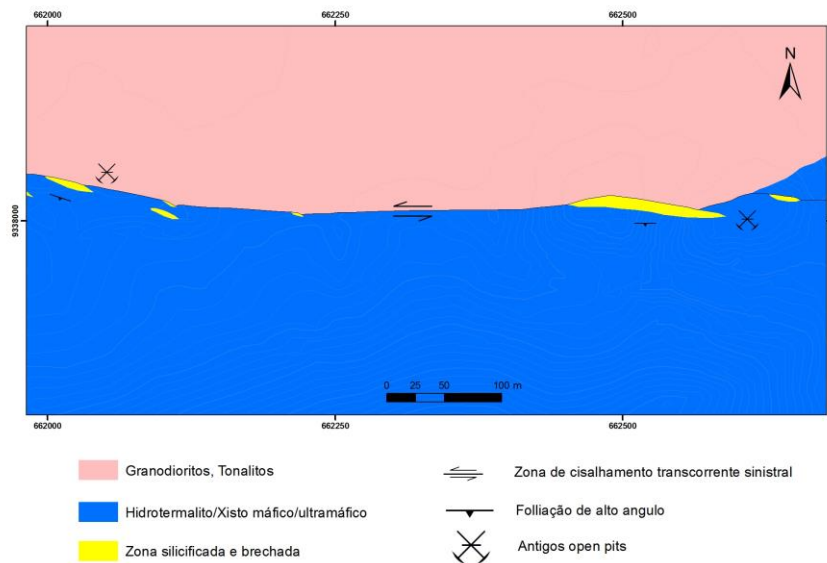


Figura 5: Mapa geológico do projeto cutia

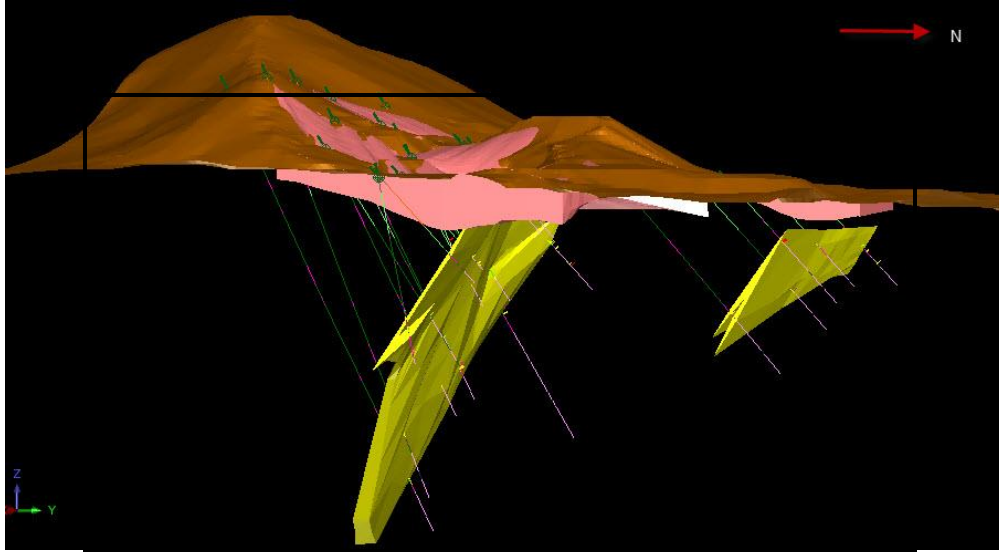


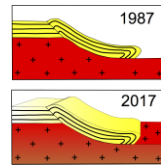
Figura 6: Modelo 3D do depósito

5. CONCLUSÃO

O potencial da área para ouro é inegável, haja vista alguns trabalhos antigos existentes na região e as interceptações mineralizadas obtidas na campanha de sondagem. O modelo genético responsável pela mineralização e adotado como modelo prospectivo para a área do Projeto Cutia, é o modelo genético de depósitos “orogênicos” de ouro em zonas de cisalhamento metamorfisadas em grau médio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAUJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. (Orgs.) 1991. Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A - Estado do Pará. Brasília. DNPM/CPRN - Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil, Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás. 164p.
- BARROS, C.E.M. DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *J. South Amer. Earth Sci.*, 10(3-4):321-330.
- COSTA, J.B.S; ARAÚJO, O.J.S.; SANTOS, A.; JORGE-JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7:199-235.
- DOCEGEO-IGCP. ,1987. Lithostratigraphic review of Carajás District on Southern Pará-Brazil. Rio de Janeiro. IUGS-UNESCO. Final Meeting of the Working Group-Project 204.
- DOMINGOS, F. H. G., 2005. Mineralogia, petrografia, minerografia e geoquímica do gossan aurífero da Cutia, Carajás – PA. Trabalho de Conclusão de Curso – TCC. Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará. 43pg.
- GRAINGER, C.J.; GROVES, D.; TALLARICO, F.H.B.; FLETCHER, I.R. 2007. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, southern Amazon Craton, Brazil: varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews*,
- PINHEIRO, R.V.L., HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault system, Amazon region, Brazil. *Journ. Geologia Soc. London*, 154:99-103.
- VILLAS, R.N., SANTOS, M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposit*, 36:300-331.



ANÁLISES DEFORMACIONAL E DOS VEIOS DE QUARTZO AURÍFEROS DA SERRA DE SÃO VICENTE - FAIXA MÓVEL AGUAPEÍ – MUNICÍPIO DE NOVA LACERDA, MT.

Rafael Duarte Modesto^{1,2}, Amarildo Salina Ruiz², Kamila Gomes Fernandes², Davi Brustolin Sperandio², Felipe Câncio Camilo de Oliveira², Belit Caroline Rocha Lessa²

¹Universidade Federal de Mato Grosso, modestogeologia@gmail.com

² Universidade Federal de Mato Grosso,

1. INTRODUÇÃO

Segundo Saes (1999) o Grupo Aguapeí (GA) consiste em um pacote sedimentar depositado na estrutura de aulacógeno gerado sub-transversalmente à margem passiva Sunsás, durante a ruptura e expansão do oceano entre Amazônia e Laurentia, no evento Greenvilliano há aproximadamente 1.2 Ga. Segundo este mesmo autor, o GA pode ser dividido em três formações, sendo da base para o topo Formação Fortuna (estágio Rift), Formação Vale da Promissão (estágio sinéclise) e Formação Morro Cristalina (estágio inversão). As rochas detalhadas por este trabalho são associadas à Formação Fortuna, a qual é composta, da base para o topo por conglomerados oligomíticos quartzosos, gradando para arenitos quartzosos, com raras intercalações de siltitos em direção ao topo (Saes & Leite, 1993). O desenvolvimento das faixas móveis Sunsás e Aguapeí está relacionado à colagem dos continentes Laurentia e Amazônia, no evento fim do Greenvilliano, entre 1.2 e 1 Ga, a qual acarretou no metamorfismo em parte no GA, na fácies xisto verde (Fernandes *et al.* 2005). Por consequência do aquecimento do embasamento no final da Orogenia Sunsás, junto a determinadas condições geológicas, foram gerados depósitos auríferos associados a Faixa Móvel Aguapeí, sendo nomeado essa sequência de depósitos por Saes *et al.* (1991) de Província Aurífera Alto Guaporé (PAAG). A região abrangida por esse trabalho localiza-se no município de Nova Lacerda (porção norte da PAAG), mais precisamente no Garimpo da Cooperativa dos Produtores de Metais e Pedras Preciosas de Nova Lacerda (COOPROPOL) que extrai ouro proveniente de veios auríferos e depósitos aluvionares, na Serra de São Vicente. O propósito deste trabalho é melhor compreender a relação dos veios auríferos e os eventos deformacionais relacionados ao Grupo Aguapeí.

2. GEOLOGIA REGIONAL

Em um maior contexto, as rochas aqui estudadas estão situadas na Plataforma Sul Americana, a qual é composta por núcleos cratônicos pré-brasilianos e sistemas de faixas móveis neoproterozóicas. Dois Grupos de núcleos cratônicos são destacados, sendo um composto pelo Cráton Amazônico e outro composto pelos crátons São Luis-Oeste África, São Francisco-Congo, Luis Alves e Rio de La Plata (Brito Neves & Fuck 2013).

Segundo Ruiz (2005), o Cráton Amazônico é entendido como uma das maiores unidades cratônicas do mundo, com aproximadamente 5,5 milhões km², sendo o Cráton composto pelos escudos das Guianas e Brasil Central. Vale destacar que na compartimentação desse autor é adicionada a Província Rio Apa.

O Grupo Aguapeí ocorre sobreposto aos Terrenos Rio Alegre e Santa Helena (Província Rondonia – San Ignácio (1.55 – 1.3 Ga). Os Terrenos Rio Alegre e Jauru são compostos por metavulcânicas máficas, ultramáficas e rochas metassedimentares químicas exalativas. O Terreno Santa Helena, por sua vez, é representado por rochas graníticas (monzo a sieno) (Fernandes *et al.* 2006).

Segundo Saes & Leite (1993) a Formação Fortuna compreende um pacote sedimentar representado por conglomerados oligomíticos quartzosos, na base, evoluindo para arenitos quartzosos, com raras intercalações de siltitos em direção ao topo. Os mesmos autores associam a Formação Fortuna a ambiente marinho raso.

3. RESULTADOS

3.1. Análise Estrutural

Foi possível observar a presença de três foliações tectônicas na região do estudo, sendo uma como clivagem ardosiana (S1) e duas como clivagens de crenulação S2 e S3, associadas às deformações D1, D2 e D3, respectivamente

A primeira fase de deformação D1, de caráter dúctil, é representada pela foliação S1 (Figura 1A e 1B), a qual é definida pela associação mineral sericita e quartzo nos filitos. Além disso, é paralela à S0. Essa deformação apresenta-se na forma de clivagem ardosiana e é representada por dobras abertas, de atitudes médias dos flancos $315^{\circ}/60^{\circ}$ e $45^{\circ}/50^{\circ}$, eixo com atitude $2^{\circ}/50^{\circ}$ e superfície axial de atitude $91^{\circ}/89^{\circ}$. Dessa maneira, podemos classificar quanto a relação do superfície axial e eixo da dobra, segundo o diagrama de Fleuty (1964), sendo as dobras associadas a F1 normais com caimento moderado.

A segunda fase de deformação D2, de caráter dúctil, é representada pela foliação S2 (Figura 1A e 1B), a qual é definida pelos septos da clivagem de crenulação nos filitos. Essa foliação S2 apresenta-se na forma de clivagem de crenulação e é representada por dobras apertadas, de atitudes médias dos flancos $295^{\circ}/15^{\circ}$ e $45^{\circ}/15^{\circ}$, eixo com atitude $354^{\circ}/8^{\circ}$ e plano axial de atitude $84^{\circ}/89^{\circ}$. Assim, segundo o diagrama de Fleuty (1964) podemos caracterizar as dobras como normal horizontal.

A terceira fase de deformação D3, de caráter dúctil, é representada pela foliação S3 (Figura 1A e 1B), sendo esta definida pelos septos da clivagem de crenulação dos filitos. A foliação S3 apresenta-se na forma de clivagem de crenulação e é representada por dobras suaves, de atitudes médias de flancos $225^{\circ}/80^{\circ}$ e $45^{\circ}/85^{\circ}$, eixo com atitude $316^{\circ}/9^{\circ}$ e plano axial de atitude $226^{\circ}/89^{\circ}$. Dessa forma, segundo o diagrama de Fleuty (1964) podemos caracterizar as dobras referentes a D3 como normais horizontais.

O veio aurífero estudado possui geometria tabular, textura maciça, podendo ter de 5 a 30 centímetros de espessura, com atitude média $60^{\circ}/70^{\circ}$. É importante destacar que as rochas nas quais esses veios encontram-se encaixados apresentam zona de alteração hidrotermal de dimensão centimétrica.

Quanto a elementos cinemáticos, na área de estudo foi encontrado apenas um falhamento reverso de baixo ângulo, onde é possível observar o contato abrupto do pacote de metaconglomerado e metapelitos, ambos da Formação Fortuna. Além disso, são descritas de zonas de cisalhamento associadas a Faixa Móvel Aguapeí, de abrangência local a regional, podendo estas ter influência sobre a área de estudo.

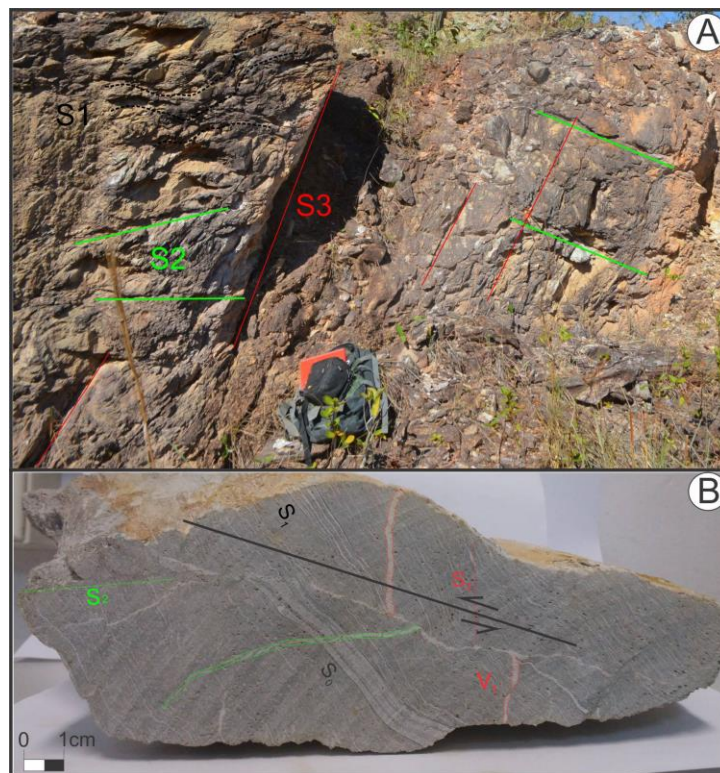


Figura 1: Foliações representadas em escala de afloramento (A) e amostra de mão (B).

3.2. Petrografia da Encaixante

Os metapelitos fora da zona de influência da alteração hidrotermal apresentam cor verde acinzentada, clivagem ardosiana e de crenulação, junto a estruturas reliquias (acamamento sedimentar). Essas rochas variam de granulação muito fina a fina, nas quais é possível destacar a alternância de termos pelíticos com finas camadas de psamitos, sendo que a textura presente é lepidoblástica. A mineralogia principal desse litotipo é representada por sericita e quartzo. Já na zona de alteração hidrotermal a coloração é avermelhada, sendo comum a presença de *boxworks*, como resultado da alteração dos sulfetos. Dessa maneira, a rocha é classificada como filito, sendo seu metamorfismo compatível com a fácies xisto verde (zona da clorita). (Figura 2A e 2B)

3.3. Petrografia dos veios

Os veios descritos apresentam predominantemente composição quartzosa e minerais metálicos associados. Entre os metálicos descritos pode-se destacar em amostras macroscópicas: hematita (proveniente da alteração da pirita) e pirita. Em análise microscópica, além destes últimos, arsenopirita também é descrita (Figura 2A, 2C e 2D). É importante destacar que em seção polida os minerais apresentam-se fortemente alterados, dificultando, portanto, sua identificação. Em seção delgada é possível observar que os veios de quartzo apresentam duas gerações, sendo a primeira composta por cristais de média a grossa granulação, enquanto que uma fase posterior de granulação fina.

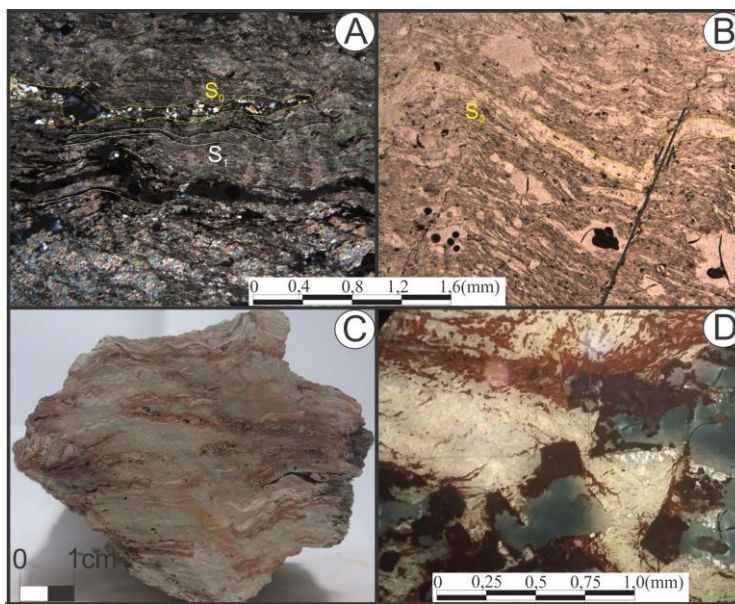


Figura 2: Aspectos micropetrográficos e macroscópicos das amostras da região de estudo. Em (A) seção delgada dos filitos ressaltando a foliação S1 paralela a S0, bem como a assembleia metálica associada; Em (B) seção delgada do filito destacando deslocamento das camadas devido a cisalhamento; Em (C) amostra macroscópica apresentando feições das rochas associadas a zona de alteração hidrotermal; Em (D) seção delgada em microscópio de luz refletida destacando a assembleia metálica das rochas, bem como estruturação. Luz polarizada em A.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Segundo Fernandes *et al.* (2005) os veios auríferos estão relacionados a quatro principais tipos de estruturas: “A) Bandas sericíticas paralelas aos estratos dobrados (ouro fino); B) Sistemas de veios de quartzo tabulares subverticais e na forma de charutos paralelos ao eixo das dobras (ouro grosso, associado a pirita e arsenopirita); C) Veios extensionais, sub-horizontais, descontínuos, os quais seccionam as camadas e veios anteriores; e D) Veios em sela, no fechamento de dobras”. Comparando as análises com porções já descritas é

possível observar que o tipo B é o mais próximo dos veios auríferos encontrados na área. No entanto, é cabe ressaltar que o tipo B não é totalmente correlato ao sistema de quartzo aurífero descrito por este trabalho.

Ao tentar relacionar os veios mineralizados com o contexto deformacional da área de estudo é possível estabelecer a relação do veio mineralizado com a foliação S3, e por consequência D3. A foliação S3 é mais jovem, a qual é representada por dobras suaves de forma dobras normais horizontais, segundo o diagrama de Fleuty (1964).

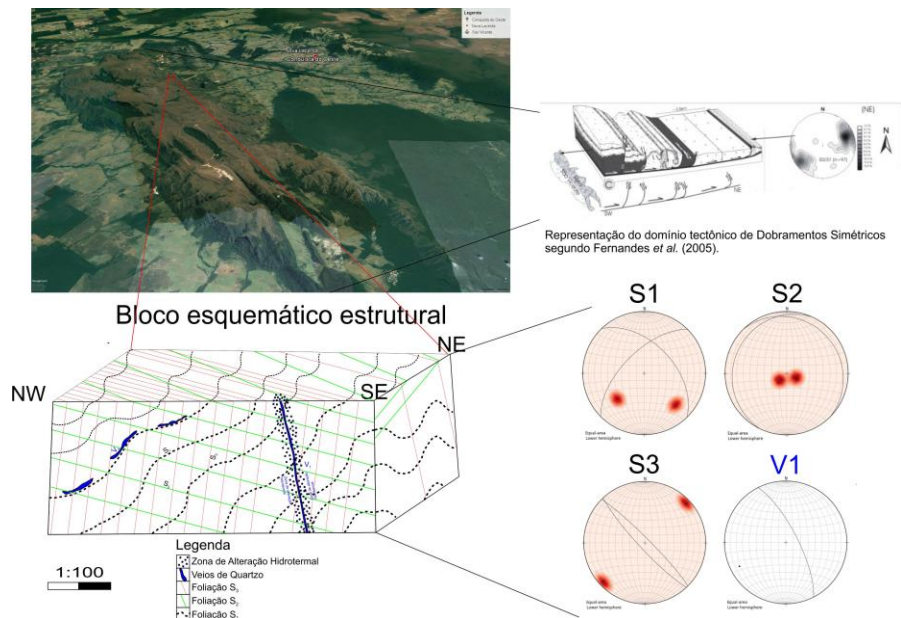
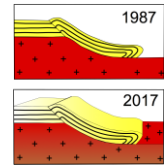


Figura 3: Comparação da interpretação estrutural de Fernandes *et al.* (2005) para a Serra de São Vicente e dados obtidos no garimpo COOPROPOL, município de Nova Lacerda (área vermelha).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRITO NEVES B.B. & FUCK R.A. (2013). Neoproterozoic evolution of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47:72-89.
- FERNANDES, C.J, RUIZ, A.S, PINHO, F.E.C, KUYUMJIAN R.M. (2005). Compartimentação tectônica da deformação na faixa móvel Aguapeí, sudoeste do Cráton Amazônico, e as mineralizações auríferas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (1) (2005), pp. 1–12.
- FERNANDES, C.J; PINHO, F.E.C; RUIZ, A.S; PULZ, G.M; KUYUMJIAN, R.M. (2006). Gênese e controle estrutural das mineralizações na Província Aurífera Alto Guaporé – SW do estado de Mato Grosso. *Províncias e Distritos Auríferos de Mato Grosso*. *Revista Brasileira de Geociências*, pp. 73-100.
- GROHMANN, C.H; CAMPANHA, G.A.C. (2010). OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.
- RUIZ A. S. 2005. Evolução geológica do sudoeste do cráton amazônico, região limítrofe Brasi lBolivia-Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 260p.
- SAES, G.S.; PINHO F.E.C; LEITE; J.A.D. (1991). Coberturas metassedimentaress do Proterozóico Médio no sul do Cráton Amazônico e suas mineralizações auríferas. *Anais do III Simp. Geol. Centro-Oeste*, p. 37-46, Cuiaba.
- SAES, G.S; LEITE, J.A.D. (1993). Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, proterozóico médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*. 23, p. 31-37.
- SAES, G.S. (1999). Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2–1.0 Ga) e dos Terrenos do seu Embasamento na Porção Sul do Cráton Amazônico. Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, Brasil, 135p.



CONTROLE ESTRUTURAL DOS VEIOS ASSOCIADOS AO MINÉRIO DE MANGANÊS PORTADOR DE METAIS RAROS (TÁLIO, COBALTO, ESCÂNDIO), NO VAU DA BOA ESPERANÇA - BARREIRAS/OESTE DA BAHIA.

Thiago Winícios Alves Araújo¹, Clayton Ricardo Janoni¹, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa²

¹Universidade Federal do Oeste da Bahia, e-mail: thyagowinicios@windowslive.com

²Universidade Federal da Bahia

1. APRESENTAÇÃO

A região Oeste da Bahia apresenta a maior concentração de minério de manganês gerado em condições sedimentares, hidrotermais e supergênicas no nordeste brasileiro. Porém os depósitos requer investigações apuradas sobre a sua gênese frente às recentes descobertas de metais raros, tais como, tálio, cobalto e escândio, associados a estas concentrações na região de Barreiras/BA. Desta forma, o objetivo deste trabalho é discutir o controle estrutural dos veios associados ao minério de manganês contendo: tálio, cobalto e escândio, encaixados em zonas de falhas que truncam as litologias sedimentares do Grupo Bambuí, encimado pelos sedimentos arenosos do Grupo Urucuia. Esta tipologia corresponde a veios preenchidos por óxido de manganês e quartzo, junto ao perfil mineralizador, como antecessoras ao minério denso de maior volume.

O protominério de manganês é representado por níveis milimétricos em meio aos metapelitos do Grupo Bambuí, gerado em ambiente marinho, que foram posteriormente enriquecidos por processos hidrotermais em zonas de falha e pela supergênese. O mineral de minério é representado pela pirolusita, manganita e criptomelano, sendo importantes fontes comerciais para a siderurgia, a agroindústria e os segmentos de transformação de metais raros (Sampaio et al. 2005).

É importante frisar, que no Oeste da Bahia foram cadastradas e catalogadas mais de 50 ocorrências de mineralizações manganésíferas nos estudos de Barbosa (1982), mas somente as ocorrências na região do Vau da Boa Esperança, em Barreiras/BA, demonstraram a existência de metais raros.

O Vau da Boa Esperança corresponde a um vale de direção NE-SW (Figura 1), localizado a 15 km a oeste da cidade de Barreiras, onde o acesso pode ser realizado a partir da BR-242, sentido Luis Eduardo Magalhães/Brasília.

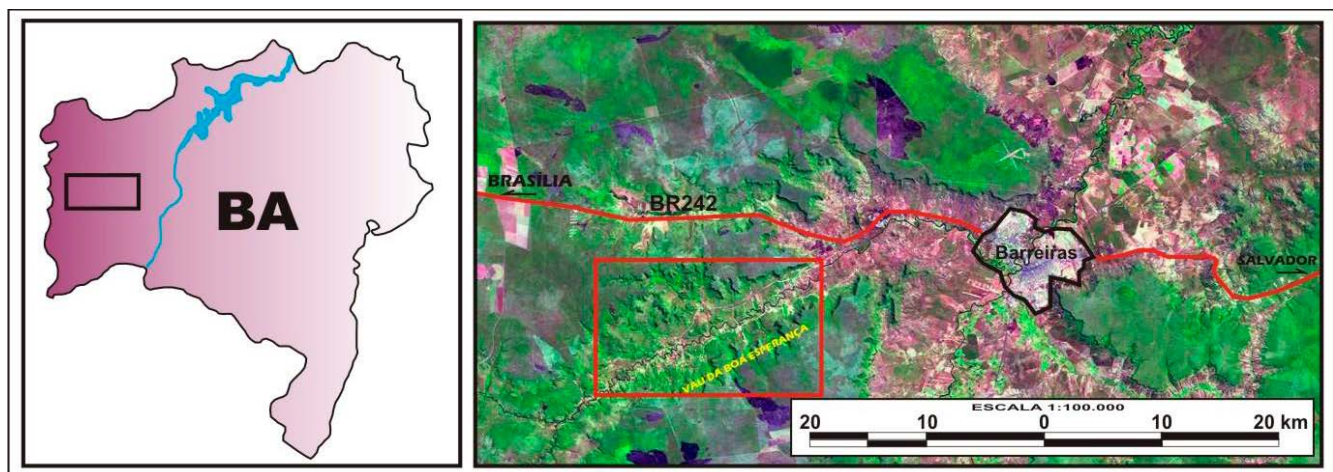


Figura 1: Mapa de localização e acesso a Barreiras/BA, bem como ao Vau da Boa Esperança. Fonte: Miranda e Coutinho (2004).

2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

A região Oeste da Bahia está inserida geologicamente nos domínios Cráton do São Francisco (CSF), em seu setor setentrional, que ocorre bordejado por faixas orogênicas. As unidades litológicas do CSF neste setor encontram-se recobertas por extensas coberturas sedimentares marinhas e continentais desde o limite norte com o Orógeno Rio Preto, até os limites com o estado de Minas Gerais a sul (Barbosa et al, 2003).

Na região de Barreiras afloram rochas metapelíticas da Formação Serra da Mamona - Grupo Bambuí, de idade neoproterozoica. Estas rochas afloram nas porções orientais da área estudada e geralmente em cotas inferiores a 590m de altitude onde os processos erosivos de dissecação do relevo foram mais atuantes.

Sobrejacente aos litotipos do Grupo Bambuí ocorrem rochas areníticas do Grupo Urucuia. Essas rochas, que afloram principalmente nos sopés das vertentes e estruturam as escarpas de regressão do relevo, foram depositadas em ambiente desértico com retrabalhamento fluvial. Estas litologias afloram em cotas superiores a 560m e apresentam variações faciológicas laterais e verticais. Na área de estudo foram reconhecidos elementos arquiteturais e litofácies pertencentes às formações Posse e Serra das Araras.

3. CONTROLE ESTRUTURAL DOS VEIOS ASSOCIADOS AO MINÉRIO DE MANGANÊS

Com o mapeamento geológico em escala de detalhe na região do Vau da Boa Esperança foi possível constatar a presença de uma foliação de direção N240°/32°NW, associada a Zona de Falha Rio de Ondas, de caráter dextral que truncam as unidades metapelíticas da Formação Serra da Mamona (Figura 2 B). Estas feições refletem esforços transpressivos de alto ângulo, tendo como indicadores cinemáticos, espelhos de falhas com estrias horizontais associados com as deformações brasileiras do Orógeno Rio Preto, não afetando os litotipos do Grupo Urucuia.

Associado com a Zona de Falha Rio de Ondas tem-se juntas e fraturas que hospedam veios de manganês contendo metais raros (Figura 2 A). Os dados obtidos para as fraturas evidenciaram um padrão principal com direção NW-SE e planos máximos em N160°/88°SE e N340°/88°SW. Um segundo padrão de fraturas, bastante comum, porém com mergulho mais suave, apresentou plano máximo com direção Strike/Dip de N334°/63°SW. Fraturas de direção NE/SW ocorrem subordinadamente e reativam os planos de foliação dos arenitos da Formação Posse (Grupo Urucuia) com direção máxima do plano em Strike/Dip medindo N252°/66°NW (Figura 2 C e D). Esses planos de fraturas possivelmente refletem superfícies R' e R, subsidiárias da zona de falha dextrogera regional.

Durante o metamorfismo no ciclo brasileiro, o aumento da pressão expulsou H₂O presente nos sedimentos pelágicos e aumentou a solubilidade do carbonato de cálcio e manganês presentes nas sequências carbonáticas, a deformação associada gerou estruturas planares penetrativas, como clivagens, fissilidades além de juntas e fraturas que canalizaram os fluidos hidrotermais permitindo migração polimetálica ascensional.

4. RELAÇÕES NEOTECTÔNICAS

A análise morfotectônica na região do Vau da Boa Esperança foi desenvolvida a partir de informações sobre as feições da rede de drenagem, nas unidades de relevo presentes na área, nas formas de ocorrências das coberturas sedimentares, além é claro, do papel tectônico no controle das estruturas, na busca de correlações no entendimento da gênese das mineralizações manganésíferas supergênicas (Figura 2).

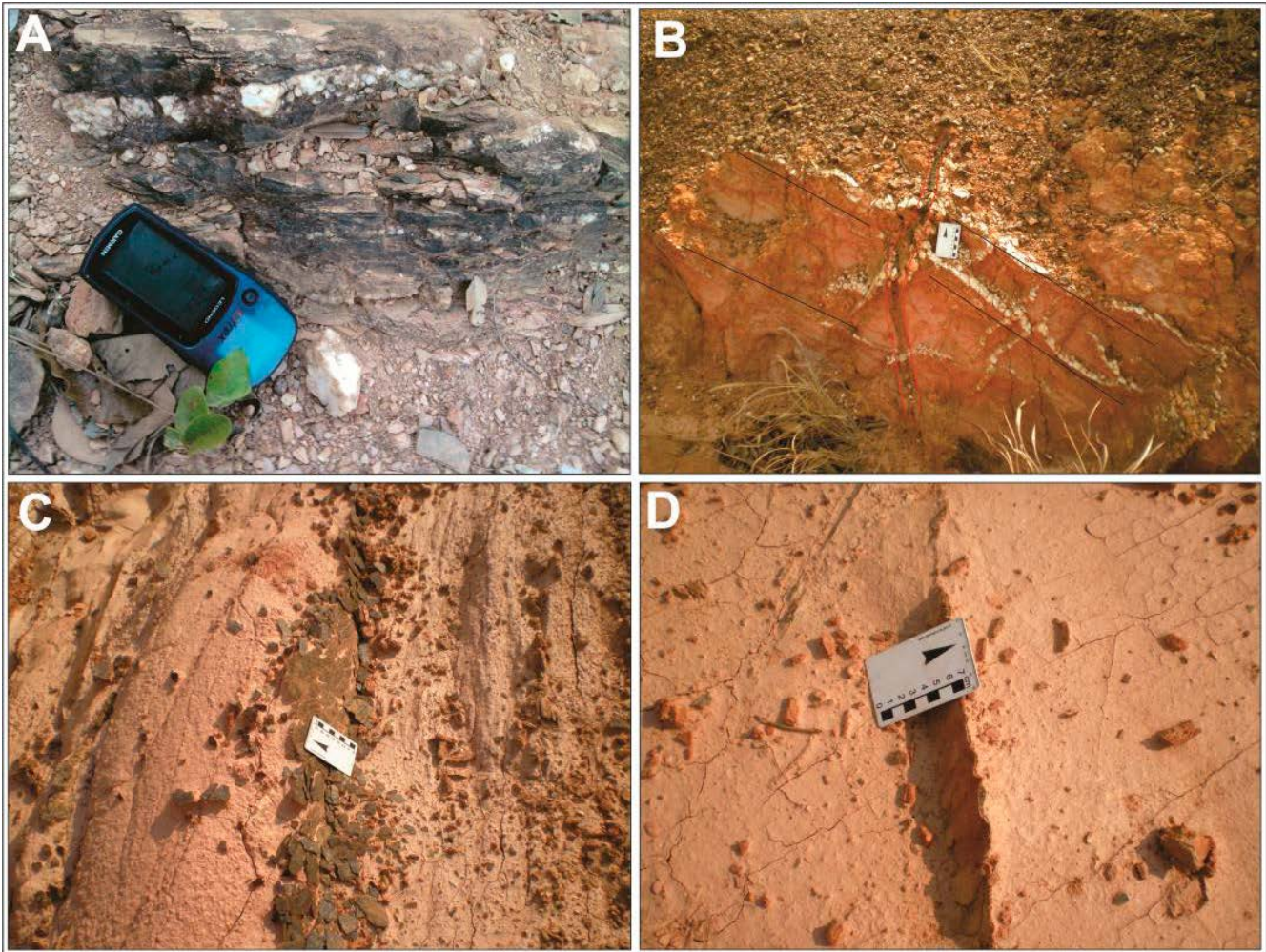
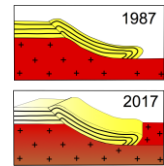


Figura 2: (A) Plano de fratura com percolação de óxido de manganês e veios de quartzo associados; (B) Veios de manganês cortando veios de quartzo paralelos a foliação; (C e D) Fraturas milimétricas a centimétricas preenchidas por óxido de manganês.

A figura 3 apresenta o mapa estrutural proposto para a região do Vau da Boa Esperança, no intuito de auxiliar as interpretações, no que concerne a alocação das centenas de ocorrências manganésíferas presentes nesta região, que a torna atrativa do ponto de vista metalogenético, pelo ineditismo dos metais raros fortuitamente ali presentes.



NEOTECTÔNICA COMO CONTROLE ESTRUTURAL PARA AS MINERALIZAÇÕES MANGANESÍFERAS SUPERGÊNICAS PORTADORAS DE METAIS RAROS NO VAU DA BOA ESPERANÇA-REGIÃO DE BARREIRAS/OESTE DA BAHIA

Clayton Ricardo Janoni¹, José Edson Anunciação Santos Filho¹, Johildo Salomão Figueiredo Barbosa²

¹Universidade Federal do Oeste da Bahia, e-mail: clayton.janoni@ufob.edu.br

²Universidade Federal da Bahia

1. INTRODUÇÃO

A proposta de realização deste estudo se dá no setor setentrional do Cráton do São Francisco na Bahia, através de uma análise neotectônica, em meio às coberturas sedimentares recentes que recobrem esta estrutura cratônica, especificamente no Vau da Boa Esperança na região de Barreiras - Oeste da Bahia, justificada pelo fato de que, as inúmeras ocorrências manganésíferas enriquecidas supergenicamente, ocorrem em quase toda sua totalidade em meio às coberturas recentes expressivas nesta região, e merecem destaque na atualidade, devido à descoberta de metais raros associados (tálio, cobalto, escândio) que despertou recentemente interesse científico mundial.

Para isto, torna-se necessário investigar a influência da Neotectônica no quadro tectônico da área como sugere alguns autores, enfatizando o reconhecimento de falhas “neoformadas” ou reativadas como condicionantes na canalização das soluções mineralizantes na geração das mineralizações manganésíferas supergênicas.

A partir do Neogeno e alcançando o Quaternário a região sudeste do Brasil é compartimentada em grandes domínios com características transpressivas, transtensivas ou direcionais, refletindo a partição de strain, associada ao regime tectônico intraplaca de caráter transcorrente responsável pela atividade neotectônica, de acordo com Morales et al. (1998), desta forma, uma das premissas fundamentais deste trabalho é estabelecer comparações com o quadro tectônico do nordeste e avaliar se há similaridades em relação ao quadro neotectônico do sudeste.

As mineralizações manganésíferas se concentram exatamente no Vale do Rio de Ondas, a oeste da sede do município de Barreiras, onde o acesso pode ser realizado a partir da BR-242, sentido Brasília (Figura 1).

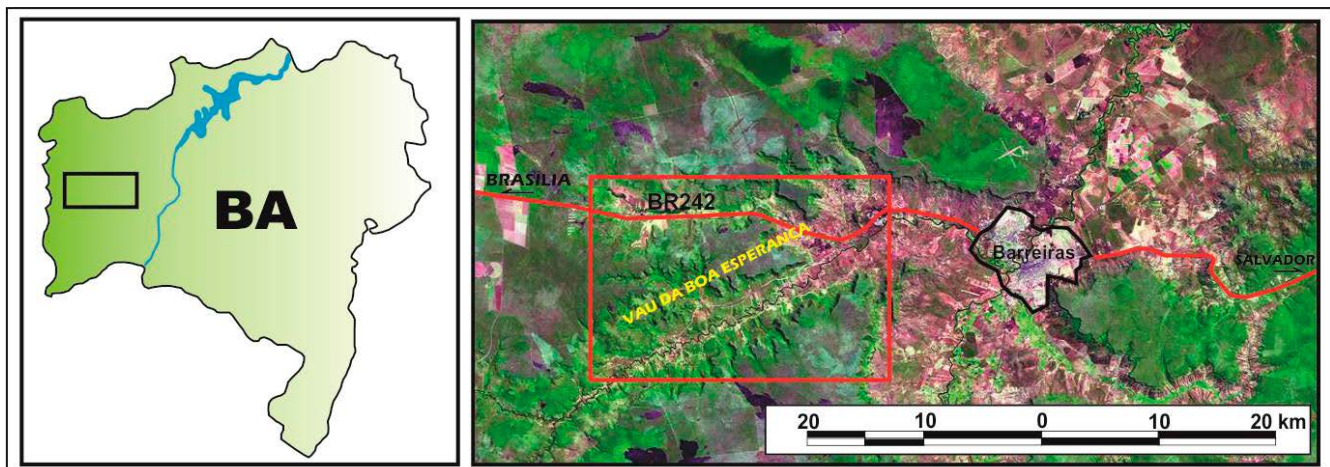


Figura 1. Mapa de localização e acesso a Barreiras/BA e ao Vau da Boa Esperança. Fonte: Miranda et al. (2004)

2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA DO VAU DA BOA ESPERANÇA

A região Oeste da Bahia está inserida geologicamente nos domínios do Cráton do São Francisco (CSF), em seu setor setentrional, que ocorre bordejado por faixas orogênicas. As unidades litoestratigráficas do CSF

neste setor, encontram-se recobertas por extensas coberturas sedimentares marinhas e continentais desde o limite norte com o Orógeno Rio Preto até os limites com o estado de Minas Gerais a sul (Barbosa & Sabaté, 2003). Na região de Barreiras afloram rochas metacalcárias e metapelíticas da Formação Serra da Mamona - Grupo Bambuí, de idade neoproterozoica. Estas rochas afloram nas porções orientais da área estudada e geralmente em cotas inferiores a 590m de altitude onde os processos erosivos de dissecação do relevo foram mais atuantes. Sobrejacente aos litotipos do Grupo Bambuí ocorrem rochas areníticas do Grupo Urucuia. Essas rochas, que afloram principalmente nos sopés das vertentes e estruturam as escarpas de regressão do relevo, foram depositadas em ambiente desértico com retrabalhamento fluvial. Os litotipos afloram em cotas superiores a 560m e apresentam variações faciológicas laterais e verticais. Na área de estudo foram reconhecidos elementos arquiteturais e litofácies pertencentes às formações Posse e Serra das Araras.

3. ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural permitiu a caracterização dos padrões de fraturas regionais e de cada unidade litoestratigráfica, bem como do seu papel na compartimentação geomorfológica e tectônica regional. Foram mapeadas juntas e falhas afetando todo o conjunto rochoso.

Conforme o quadro macroscópico na região de Barreiras/BA foi possível o reconhecimento de dois grandes conjuntos principais de lineamentos de direção NW-SE (direção geral dos principais afluentes do Rio de Ondas) e E-W (marcado pelas feições de relevo, representadas por alinhamento e direção geral das escarpas que limitam os Chapadões do Urucuia), um terceiro conjunto de direção N-S com alguns trechos de afluentes que assumem esta direção, e por fim um quarto conjunto de menor importância de direção NE-SW marcados pela instalação do Rio de Ondas.

4. RELAÇÕES NEOTECTÔNICAS

A análise morfotectônica na região do Vau da Boa Esperança foi desenvolvida a partir de informações sobre as feições da rede de drenagem, nas unidades de relevo presentes na área, nas formas de ocorrências das coberturas sedimentares, além é claro, do papel tectônico no controle das estruturas, na busca de correlações no entendimento da gênese das mineralizações manganésíferas supergênicas (Figura 2).

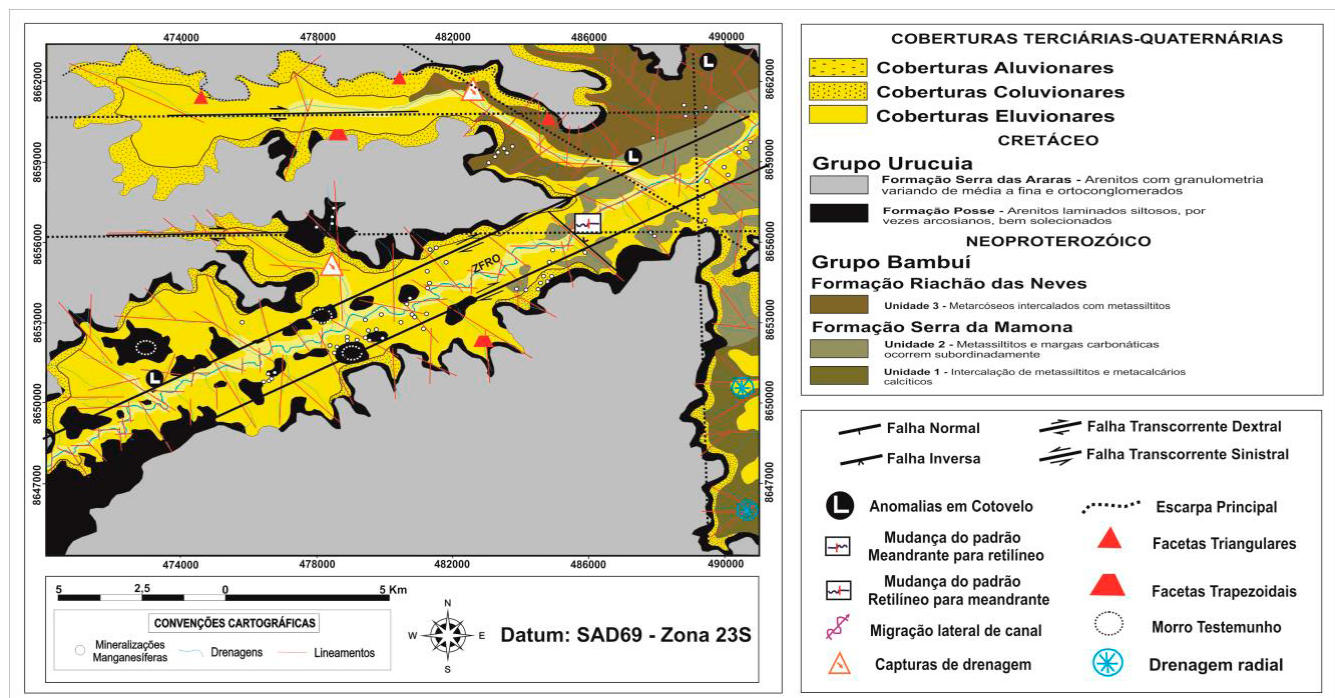


Figura 2. Mapa Morfotectônico do Vau da Boa Esperança

A bacia do Rio de Ondas apresenta importantes alinhamentos controlados pelas direções E-W e N-S, truncando canais orientados segundo NW-SE.

Na referida bacia, alguns canais desviam seu curso (capturas) ao deparar com estruturas segundo as direções N-S e NW-SE, alterando seu curso em decorrência desta deformação. Os cotovelos N-S e E-W delimitam os blocos abatidos e soerguidos relacionados com o arranjo tectônico desta bacia. A formação dos planaltos, morros isolados e serras alongadas estão relacionados com o regime neotectônico que sucedeu ao regime distensivo anterior, gerando falhamentos transcorrentes e posteriores abatimentos com basculamentos de blocos mergulhando rumo à calha das principais drenagens.

As escarpas apresentam pequenas feições típicas de movimentação por falhas, tais como facetas triangulares e trapezoidais, com evidências de falhas inversas de direção NW-SE. Na porção sudeste da área, as escarpas apresentam marcante festonamento, devido ao grau de dissecação ser bastante evoluído, com direções NE-SW sustentadas pelo contato dos arenitos da Formação Posse com os arenitos silicificados da Formação Serra das Araras (Figura 3).

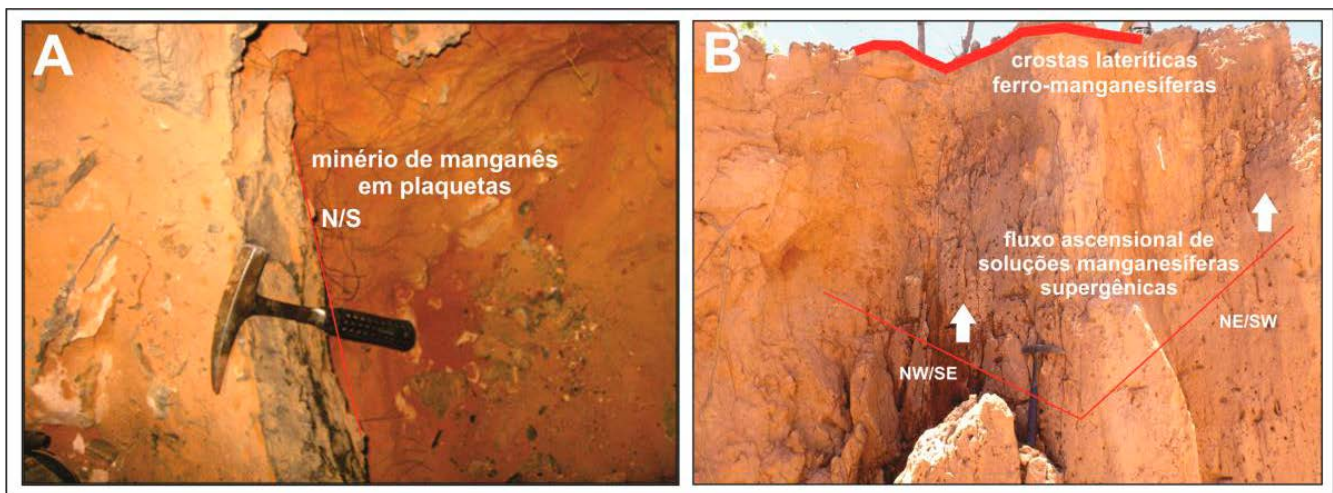


Figura 3. (A) Fratura N/S centimétrica preenchida por oxi-hidróxidos de Mn, contendo o minério na forma de plaquetas, cortando os depósitos coluvionares base da Serra da Ondina; (B) Fraturas NW/SE e NE/SW associadas as coberturas eluvionares, canalizando as soluções mineralizadas e promovendo formação de pavimentos de crostas lateríticas ferro manganésíferas

5. CONCLUSÕES

Os regimes tectônicos aplicados nesta área corresponde a um primeiro regime compressivo-distensivo relacionado ao ciclo Brasileiro gerando zonas de cisalhamento destrais NE-SW responsáveis pela instalação do Rio de Ondas, seguido por um evento transcorrente E-W associado a falhas transcorrentes E-W e N-S no Mioceno que possivelmente são responsáveis pela canalização da soluções hidrotermais ricas em manganês e metais raros, seguido posteriormente por um regime Plio-Pleistocênico transtensivo com falhas normais NW-SE e NE-SW, responsáveis então pela estruturação das coberturas sedimentares cenozóicas e pela supergênese.

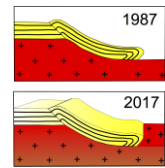
A presença de capturas e anomalias de drenagem no vale do Rio de Ondas em Barreiras/BA, além das unidades geomorfológicas modeladas e estruturadas por falhas inversas e transcorrentes refletindo no escarpamento geral da área, fornece informações suficientes para a criação de um modelo evolutivo através da compartimentação Morfotectônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P; MARINHO, M. M. (2003). O Cráton do São Francisco na Bahia. Uma síntese. Revista Brasileira de Geociências, Brasília, v. 33, n.1, p. 3-6.

MIRANDA, E. E. DE; COUTINHO, A. C. (Coord.). 2004. Brasil visto do espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite.

MORALES, N.; COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y.; PIRES NETO, A. G.; RUEDA, J. R. J. (1998). Feições de transpressão cenozóica no Planalto Atlântico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, BELO HORIZONTE-MG. ANAIS, p. 80.



CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROGRAFIA DO GRUPO AGUAPEI NO GARIMPO DA COOPROPOL - NA CAVA SUPERIOR – NOVA LACERDA - MT

Mateus Moura Agostta¹, Amarildo Salina Ruiz²

¹ Faculdade de Geociências - UFMT, Bolsista PIBIC, email: mateus.geol@gmail.com;

² Faculdade de Geociências - UFMT, docente;

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se na Serra de São Vicente, onde atua o Garimpo da Coopropol. Esta apresenta-se inserida no Grupo Aguapeí que se insere no contexto geológico da Faixa Móvel Aguapeí, porção Sudoeste do Cratón Amazônico – divisa com a Bolívia. A Faixa Móvel Aguapeí é um sistema intracratônico, e a evolução tecno-termal desta Faixa é responsável pela deformação e metamorfismo do Grupo Aguapeí e de seu embasamento, e provavelmente responsável pelas importantes concentrações auríferas no sudoeste do estado de Mato Grosso (Lacerda Filho *et al.*, 2004; Ruiz, 2005; Teixeira *et al.*, 2010). O Grupo Aguapeí foi descrito por Souza & Hildred (1980), é correlato ao Grupo Sunsás e Vibosi na Bolívia (Litherland & Bloomfield 1981, Litherland & Power 1989, Saes 1999). O mesmo foi subdividido em três formações, da base para o topo: Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina (Souza & Hildred 1980 e Saes & Leite 1993). E o embasamento é constituído pela sequência vulcanosedimentares Rio Alegre e Pontes e Lacerda, Complexo Granulítico-Anfibolítico Santa Barbara e Granito-Gnaiss Santa Helena. São diversas as ocorrências auríferas ao longo do Grupo Aguapeí. Na Serra de São Vicente a ocorrência se dá em veios de quartzo inseridos nos metassedimentos.

Neste trabalho busca-se apresentar um estudo preliminar sobre o controle estrutural de veios de quartzo mineralizados a ouro, alojados em metaconglomerados da Formação Fortuna, no Garimpo da Coopropol em Nova Lacerda MT.

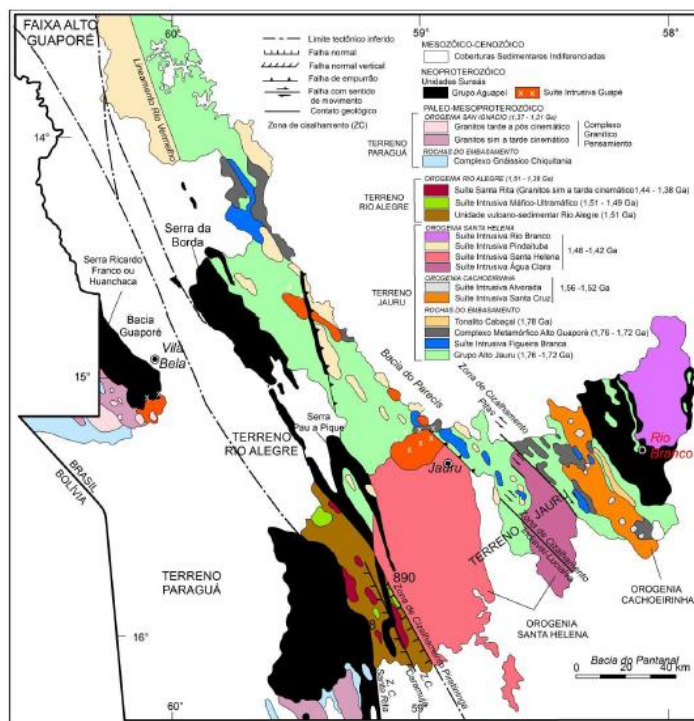


Figura 1: Mapa geológico simplificado do SW do Cratón Amazônico em Mato Grosso (Bettencourt *et al.*, 2010).

2. PETROGRAFIA

As análises petrográficas foram realizadas nas rochas de algumas das cavas do Garimpo Coopropol, não somente na que se realizou o trabalho de caracterização estrutural. Foram analisadas rochas metaconglomeráticas, metareníticas, metapelíticas, e milonitos da zona de cisalhamento observada. Estas se enquadram como sendo da Formação Fortuna, do Grupo Aguapeí. Os metaconglomerados apresentam-se estratigraficamente acima dos metapelitos, sendo possível delimitar o contato. Na frente de lavra estudada ocorre o metaconglomerado e o milonito apresentado na figura 2.

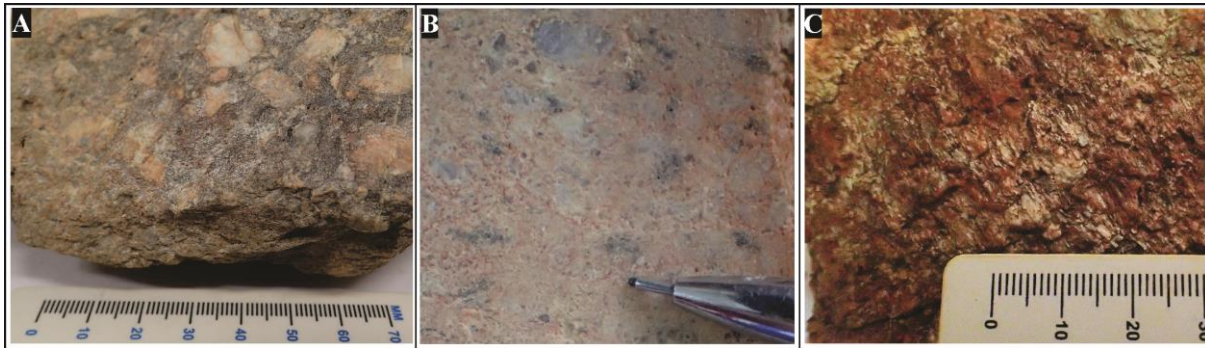


Figura 2: (A) Metaconglomerado da frente de lavra em estudo; (B) Metaconglomerado; (C) Milonito da zona de cisalhamento.

Em análise macroscópica observou-se, metaconglomerados clasto suportado, com matriz fina a muito fina, de cor alaranja a acinzentada, grãos sub-arredondados, de média esfericidade e mal selecionados, com preenchimento dos interstícios por mica branca, e oxidação. Apresenta clastos predominantemente de quartzo, e poucos fragmentos líticos, fraturados, com estiramento e orientação mineral incipiente, variando de 0,1cm até 3cm.

Os metaconglomerados analisados em lâmina delgada apresentam-se como clastos suportados, com clastos predominantemente (90%) de quartzo policristalino, arredondados a sub-arredondados, fraturados, variando de 0.1mm até 3mm. Os poucos clastos de fragmentos líticos são predominantemente sub-arredondados, de composição quartzosa e feldspática ou afaníticos. Na matriz predomina quartzo e mica branca, de granulometria fina a muito fina, apresentando grãos quartzo alongados e com orientação incipiente. A mica branca ocorre principalmente nos interstícios e planos de fraqueza da rocha.

O metaconglomerado milonitizado na zona de cisalhamento apresenta-se composto predominantemente por clastos de quartzo policristalino, sub-arredondados, variando de <0.1mm até 0.5mm. A matriz quartzosa é de granulometria fina a muito fina, apresentando quartzo alongados e orientados, e proeminente orientação de mica branca, marcando textura lepidoblástica, além de sua ocorrência de forma intersticial.

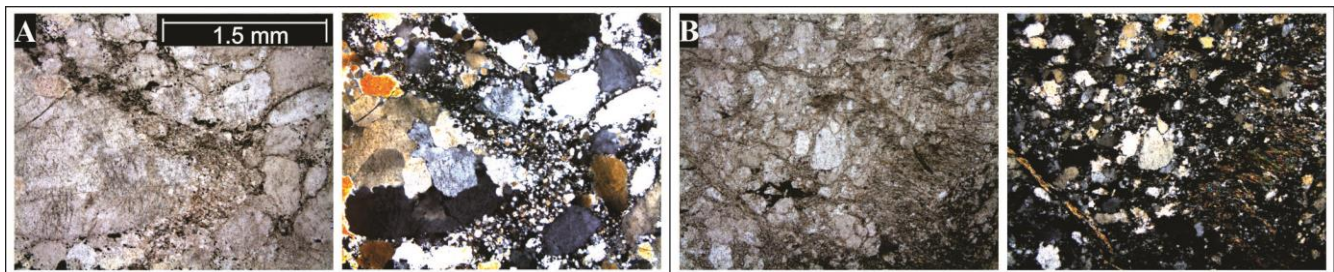


Figura 3: Fotografias de laminas delgada com objetiva de 4x, em luz natural e com nicóis cruzados. (A) Metaconglomerado clasto suportado; (B) Metaconglomerado milonitizado rico em sericita. Coopropol, cava superior - Nova Lacerda.

3. CARACTERIZAÇÃO DA FRENTE DE LAVRA

A frente de lavra (figura 4) apresenta-se no sentido Leste-Oeste e é composta por metaconglomerado foliados, duas zonas de cisalhamento, duas famílias de veios de quartzo (sendo a mais predominante a referida neste trabalho). A família de veios menos predominante apresenta-se sub-horizantalizada, e a outra apresenta-se no sentido NE-SW de forma lenticular sigmoidal, formando um padrão de *tension gashes* sigmoidais, subverticais a xistosidade geral dos conglomerados. Os veios exibem tamanho variando de pouco mais de 1 metro a até mais de 5 metros, e largura de poucos centímetros até 30cm. Ambos seccionam a foliação preferencial do tipo xistosidade. Os contatos dos veios com a encaixante apresentam pouca (ou nenhuma) zona de alteração. A xistosidade penetrativa exibe atitude dominante de N38W/81NE. A figura 5 apresenta um estereograma de polos com as medidas dos veios sigmoidais e da xistosidade.

As zonas de cisalhamento miloníticas apresentam espessura média de 30cm, com características de cisalhamento dúctil-rúptil, composta por metaconglomerados apresentando foliação e lineação mineral. A atitude da zona de cisalhamento é de N25W/80NE.



Figura 4: Frente de Lavra, Coopropol

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas da área de estudo compreendem rochas do Grupo Aguapeí (Formação Fortuna), que segundo Saes (1999) foram depositadas em aulacógeno. E posteriormente, passaram por um processo de inversão e foram fechadas durante o desenvolvimento da faixa móvel Aguapeí (Tassinari et al. 2000, Fernandes et al. 2003a). Em atividades de campo e laboratoriais, foram observadas as rochas metamorfasadas e dobradas, apresentando foliação, xistosidade, sistemas de veios de quartzo, e milonitos nas zonas de cisalhamento. O hidrotermalismo que formou os veios de quartzo provavelmente ocorreu durante as atividades tectônicas da formação da faixa móvel Aguapeí. Os veios sigmoidais aqui apresentados, ocorrem em atitude e forma diferente do que se encontra

nas bibliografias estudadas da região. Os veios provocam pouca (ou nenhuma) alteração na encaixante, enquanto as zonas de cisalhamento apresentam alguma alteração. Estudos para se determinar se há ocorrências auríferas nos veios ou na zona de cisalhamento devem ser realizados posteriormente. Análises de inclusões fluidas serão realizadas.

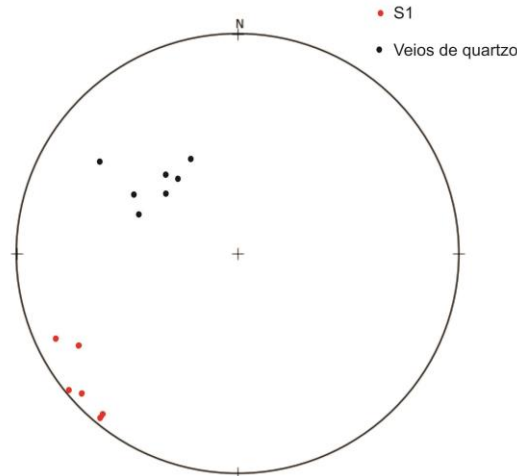
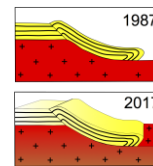


Figura 5: Estereograma de polos para os veios sigmoidais, e medidas de foliação dominante.

Agradecimentos: Coopropol; METAMAT; FAPEMAT.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FERNANDES, C. J., KUYUMJIAN, R. M., MOURA, M. A., BARBOZA, E. S., PULZ, G. M. 2003b. Tipologia dos veios de quartzo, geoquímica e estudo de inclusões fluidas nos depósitos de ouro da Faixa Móvel Aguapeí – Cráton Amazônico – Mina de São Vicente, região da Lavrinha e Pau-a-Pique. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Brasília.
- FERNANDES, C. J., RUIZ, A. S., KUYUMJIAN, R. M. & PINHO, F. E. C. 2005a. Geologia e controle estrutural dos depósitos de ouro do Grupo Aguapeí-região da Lavrinha, sudoeste do Cráton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 35(1), 13-22.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD K. 1981. The Proterozoic History of Estern Bolivia. Institute of Geological Sciences, Overseas Division, Keyworth, Nottingham.
- RUIZ, A. S. 2005. Evolução geológica do Sudoeste de Cráton amazônico, região limítrofe Brasil Bolívia – Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 206p.
- SOUZA, E.P. & HILDRED, P.R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí, oeste de Mato Grosso. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 31. Camboriú, 1980, SBG. v. 2, p. 813-82
- SAES, G. S. 1999. Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Agupaeí (1.2-1.0 Ga) e dos Terrenos do seu Embasamento na Porção Sul do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- TEIXEIRA, W., GERALDES, M.C., MATOS, R., RUIZ, A.S., SAES, G., VARGAS-MATOS, G., 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW portion of the Amazonian Craton. Journal of South American Earth Science 29, 47–60.



COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DO MEMBRO PASSO DAS TROPAS DA REGIÃO DE SANTA MARIA SUA INFLUÊNCIA NO COMPORTAMENTO HIDROGEOLÓGICO.

Wankler, F. L.¹; Faccini, U. F.² & Paim, P. S. G.³

1 - Professor Associado - UFRR, IGeo. – fabio.wankler@ufr.br.

2 - Professor Titular - UNISINOS, PPGeo — ufaccini@unisin.br.

3 - Professor Titular - UNISINOS, PPGeo – ppaim@unisin.br.

1 INTRODUÇÃO

A tectônica exerce um importante efeito no controle do fluxo de água subterrânea, seja por afetar a geometria do depósito, seja pela natureza selante ou não das falhas. A presença de estruturas relacionadas à deformação rúptil (falhas, fraturas e juntas) pode vir a causar efeitos expressivos no comportamento da condutividade hidráulica em aquíferos porosos (Freeze & Cherry, 1993). Deste modo, estudos que analisem os efeitos tectônicos do reservatório são necessários para, em conjunto com dados deposicionais e hidrogeológicos, elaborar modelos conceituais de aquíferos (Hubbenberger & Aiger, 1999). Este trabalho divulga alguns dos resultados do projeto “Hidroestratigrafia e modelagem geológica comparada do Sistema Aquífero Guarani nas áreas de Santa Maria e Estância Velha-Ivoti, RS” desenvolvido na UNISINOS/RS, que objetivou gerar critérios para delimitação de perímetros de proteção de poços a partir de mapeamento hidroestratigráfico e hidrogeológico, com vistas à geração de metodologias extensivas às demais áreas de ocorrência do sistema no Estado. Resultados preliminares deste projeto têm demonstrado que as características deposicionais e estruturais da rocha reservatório (Membro Passo das Tropas) interferem no comportamento hidráulico do aquífero. (Gardin & Faccini 2002; Faccini et al 2003; e Machado, 2005). Membro Passo das Tropas - pertence ao Grupo Rosário do Sul (Andreis et al 1980), tem ocorrência restrita à borda Sudoeste da Bacia do Paraná, no Rio Grande do Sul. Ele compõe a rocha reservatório do Aquífero Passo das Tropas, uma unidade hidroestratigráfica do Sistema Aquífero Guarani (SAG) com uma excelente capacidade de exploração. Acerca da importância do estudo, mormente a questão do avanço do conhecimento científica da área, insere-se o fato desta reserva hidrológica ser estratégica por atender a demanda hídrica urbana e rural de uma das regiões populacional e economicamente mais importantes da região central do Estado Rio Grande do Sul. Assim, o objetivo deste estudo foi a avaliação qualitativa das influências que o sistema de falhas exerce sobre a heterogeneidade do Aquífero Passo das Tropas na região circundante da cidade de Santa Maria, numa área delimitada entre as coordenadas -54°07'38” - 29°38'12” e -53°32'46” -29°51'32; (Figura 1). Espera-se que estes resultados aperfeiçoem tanto a caracterização hidrogeológica como a construção de mapas do grau de vulnerabilidade hídrica, etapas fundamentais para edificação de um modelo de gestão de recursos hídricos desta região e necessários para o planejamento e gestão territorial da região. A metodologia incluiu: a análise de imagens de radar do Projeto RADAM, utilizada para o reconhecimento dos principais lineamentos estruturais presentes; atividades de campo, onde foram recolhidos dados para caracterização dos falhamentos associados aos lineamentos; plotagem dos dados em um aplicativo de georeferenciamento, com base cartográfica feita a partir da vetorização de cartas planialtimétricas digitais de escala 1:50.000 (IBGE); geração de um modelo digital do terreno (TIN - triangular irregular network) para sobreposição da rede de falhas (ArcView/ArcGIS) e de integração de um modelo digital do terreno gerado no aplicativo Ilwis, com a imagem digital do mapa geológico de Wankler (2006). Para caracterização estrutural e análise petrofísica das falhas foi adotada a nomenclatura sugerida em Antonelli & Aydin (1995) para classificação de falhas em arenitos porosos, que tem sido utilizada tanto reservatórios de petróleo como em água subterrânea (Rawling et al, 2001; Eichhubl *et al*, 2004; e Tindall, 2006).

2 RESULTADOS

A caracterização estrutural das falhas permitiu reconhecer a falhas normais, verticais a subverticais (80-90°), de grande rejeito vertical (20-30m), definido conjuntos de *horsts* e *grabens*, com camadas de mergulho muito suave (média 3°) de direção NE. Nos *horsts*, as litologias mais frequentemente observadas são os arenitos da Formação Sanga do Cabral e, nos *grabens*, os depósitos do Membro Passo das Tropas (Figura 3a, c).

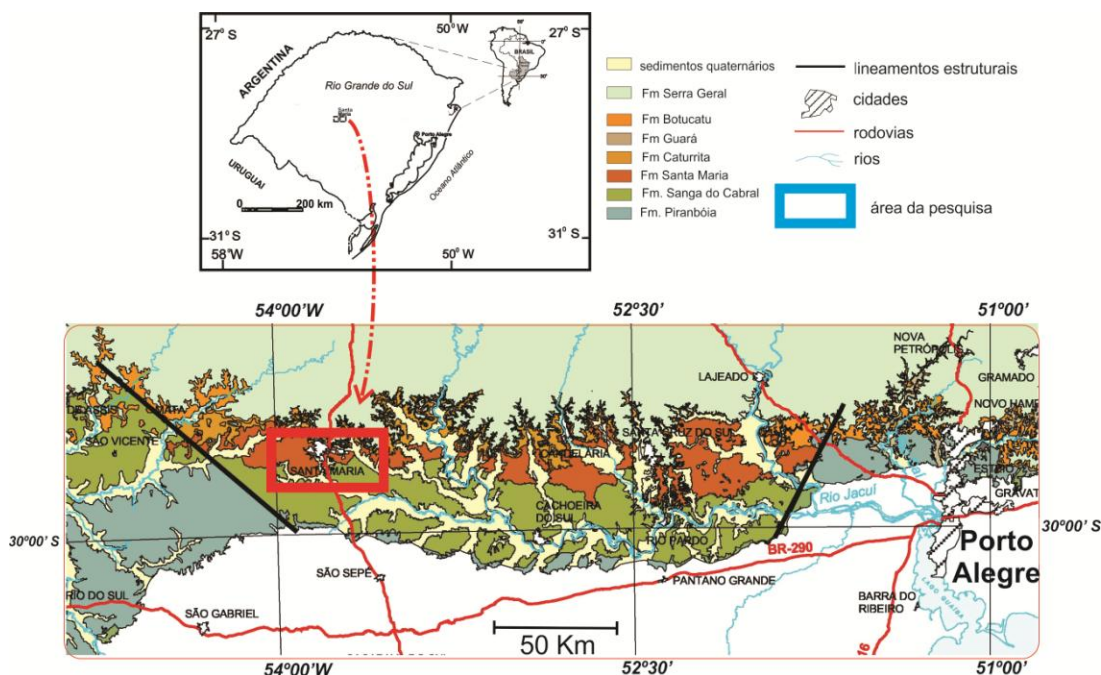


Figura 1. Localização da área de estudo.

Trata-se, aparentemente, do resultado da erosão diferencial causada pela rede de drenagens que se implantou após a tectônica pós-deposicional, que inicialmente o arrasamento do topo dos altos estruturais, destruindo as camadas arenosas mais resistentes e expondo os litotipos da Formação Sanga do Cabral. Durante este período, fragmentos do Membro Passo das Tropas foram preservados nos baixos estruturais e, devido a sua composição litológica mais resistente à erosão, tornaram-se cornijas das elevações das áreas do entorno da cidade de Santa Maria, (Figuras 3a). Estes *horsts* e *grabens* apresentam uma compartimentação interna, definida por um conjunto de falhas normais secundárias e fraturas, ambas com alinhamento normal em relação aos maiores lineamentos. As falhas secundárias são verticais, com rejeito vertical de 0,3 a 6 metros, que, por sua vez, limitam um conjunto de sub-blocos escalonados em direção às falhas de maior hierarquia (Figura 3b). Isto sugere que os pequenos rejeitos das falhas secundárias podem ter uma significativa contribuição no valor medido dos rejeitos das falhas que limitam os blocos principais. Contudo, no perímetro urbano de Santa Maria, o basculamento dos blocos e sub-blocos torna o aquífero confinado a partir das cotas 55 – 41, sendo abastecido pelo gotejamento do aquícluído sobreposto e pelas áreas aflorantes do aquífero ao sul, onde se localizam entre as cotas 68 a 92, nas vertentes dos arroios Cadena e Passo das Tropas. Nestes baixos estruturais foi Gardin & Faccini (2002) observaram baixos potenciométricos que coincidem com as áreas limitadas pelas falhas principais o que corrobora a idéia que há um controle estrutural no fluxo subterrâneo nestes reservatórios granulares. As falhas com rejeito apresentam um *gauge* de 0,10 até 1 metro de espessura (Figura 3b), sendo que suas zonas de deformação tem de 0,10 a 1 metro. Nas zonas de deformação observadas próximo ao contato do Membro Passo das Tropas com a Formação Sanga do Cabral, foram reconhecidas estruturas de deslizamento com preenchimento de argilas (*shale smears*). As falhas são preenchidas por brecha de falha (*sensu* Sibson, 1977) formadas por fragmentos angulosos de arenito estratificado, por vezes plasticamente deformado, seccionado por fraturas sinuosas de pequena extensão, definindo uma zona da falha de aproximadamente 1 metro de espessura. Associadas às zonas de maior deformação, as camadas de arenito médio mostram-se deformadas por *drag folds*. Por outro lado, na áreas onde as falhas colocam em contato camadas areníticas, como na unidade São Valentim, a zona de falha tem 5 a 15 centímetros e é preenchida por fragmentos incoesos dos arenitos médios, formando lentes de geometria externa sinuosa com um padrão interno anastomosado, com 10 cm de espessura e 1 a 1,5 metros de extensão. Esta feição é classificada como brechas de falha (*sensu* Sibson, 1977). As falhas do contato da Formação Sanga do Cabral e Membro Passo das Tropas mostram pequenos rejeitos, com zonas de falha de 0,10 a 0,30 m, que internamente mostram uma rocha plasticamente deformada, sem presença de *shale*

smears. O Membro Passo das tropas mostra *bandas de deformação* (Antonelli & Aydin 1995; Figura 3d), estruturas aproximadamente planares, podendo ter de poucos centímetros a dezenas de metros de extensão que formam conjuntos regularmente distribuídos. Em rocha fresca, a zona deformada apresenta uma cor esbranquiçada onde, em alguns locais, se observa uma litificação localizada, especialmente quando as zonas de deformação ocorrem agrupadas com um espaçamento inferiores a 10 centímetros. Nestes locais, que litificação frequentemente afeta toda a área perturbada, foram classificados como *zonas de bandas de deformação* (*Sensu* Antonelli & Aydin *op cit*). As zonas de deformação e bandas de deformação ocorrem associadas às falhas NE-SW como às NW-SE.

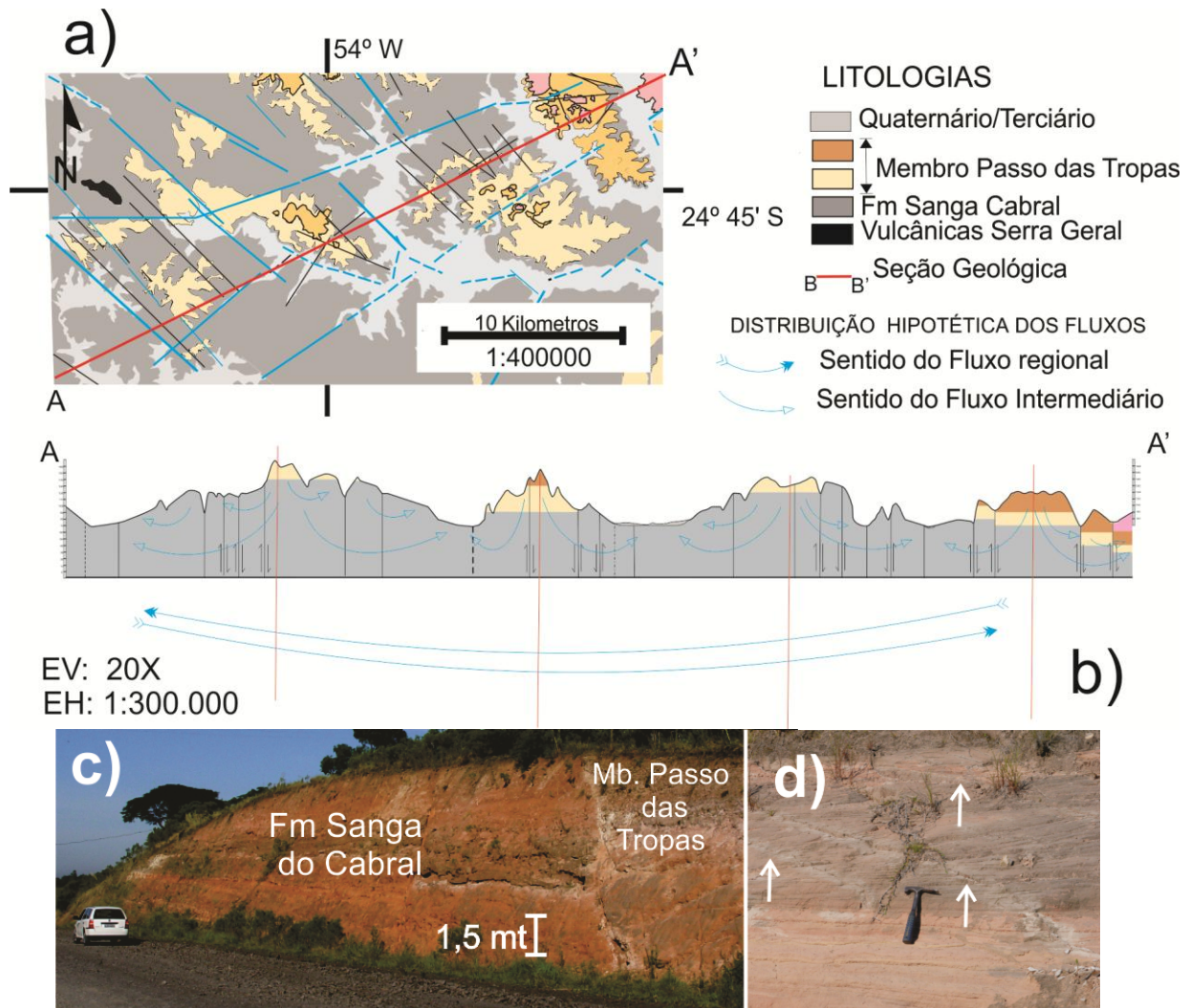


Figura 3 - a) lineamentos NE/SW e NW/SE identificados na área de estudo. b) disposição dos *horsts* e *grabens* e o comportamento do fluxo c) Blocos falhados da borda de um *graben* que sofreu o arrasamento pela erosão diferencial, d) Bandas de deformação.

A presença de zonas de bandas de deformação na rocha-reservatório pode causar um significativo efeito no comportamento hidrogeológico do aquífero, a permeabilidade perpendicular em uma banda de deformação pode ser de uma a quatro vezes menor do que na rocha matriz e a presença de bandas de deformação em reservatórios granulares, em elevada densidade, se por um lado não causa mudanças na porosidade, por outro, pode resultar em efeitos significativos na permeabilidade média do reservatório Antonelli & Aydin (1995). As superfícies de deslizamento resultam da perda de coesão da rocha, em função da elevada concentração da

deformação. Em arenitos porosos, a zona de deformação das falhas pode mostrar porosidades que tendem a zero e o tamanho de grão pode ser reduzido a até 0,5 mm (Aydin & Johnson, 1983).

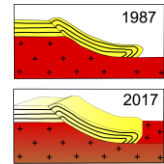
3 CONCLUSÕES

As principais direções de lineamentos identificadas nas imagens de radar representam falhas normais que segmentam todas as unidades da área de estudo, ocasionado a compartimentação do Membro Passo das Tropas em blocos e sub-blocos estruturais; A compartimentação estrutural gerou heterogeneidades nos aquíferos, em função de redução e perda da conectividade dos depósitos pelo basculamento dos blocos e barreiras de permeabilidade vertical; a erosão diferencial que afetou os blocos estruturais causou a segmentação do Membro Passo das Tropas, formando pequenos aquíferos livres nos altos topográficos no sul e sudeste da área e um confinado, restrito ao noroeste da área de estudo; As barreiras de permeabilidade vertical são a presença de zonas de bandas de deformação e a presença de shale smears preenchendo as superfícies de deslizamento; Estes resultados sugerem que a compartimentação estrutural gerou heterogeneidades que causaram redução e perda da conectividade das rochas-reservatório, gerando aquíferos livres de pequena extensão nas áreas sul e sudeste. Na região noroeste da área de estudo, onde o decapeamento gerado pela erosão foi menos intenso, o resultado foi o confinamento e anisotropia do comportamento hidráulico. Já a presença de zonas de bandas de deformação na rocha-reservatório pode causar significativo efeito no comportamento hidrogeológico do aquífero.

Apoio: a CAPES/PPGEO/UNISINOS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. 1980. "O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul". In: Anais do 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1980, v. 2, p. 659-73.
- ANTONELLINI, M. & AYDIN, A. 1995. Effect of faulting on fluid flow on porous sandstones: geometry and spatial distribution. AAPG Bulletin, 79 (5): 642-671
- ANTONELLINI, M. & AYDIN, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow on porous sandstones: petrophysical properties. AAPG Bulletin, 78: 355-377.
- AYDIN, A. & JOHNSON, A. M. 1983. Analysis of faulting on porous sandstones. Great Britain. Journal of Structural Geology, 5 (1): 19-31
- DA ROSA, A. A. S. & FACCINI, U. F. 2005. Delimitação de blocos estruturais em seqüências mesozóicas na região central do Estado do Rio Grande do Sul. *Gæa*, 1:(1)16-23.
- EICHHBL, P. ET AL. 2004. Paleo-fluid flow and deformation in the Aztec Sandstone at the Valley of Fire, Nevada – Evidence for the coupling of hidrogeologic, diagenetic, and tectonic process. GSA Bulletin, 116 (9/10): 1120-1136.
- FACCINI, U. F.; GIARDIN, A.; MACHADO, J. L. F., 2003. "Heterogeneidades litofaciológicas e hidroestratigrafia do Sistema Aquífero Guarani na Região Central do Rio Grande do Sul". In: Geometria, Arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - um estudo de casos. São Leopoldo, Editora Unisinos organizado por Paim, P. S. G.; Faccini, U. F. & Neto, R. G.(85-7431-205-3) (convênio 88.98.0750.00 – PADCT III), p. 147-173.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. 1993. Groundwater. New Jersey (EUA). Prentice-Hall. 604 p.
- GIARDIN, A & FACCINI, U. F. 2004 "Complexidade hidroestratigráfica e estrutural do sistema aquífero guarani: abordagem metodológica aplicada ao exemplo da área de Santa Maria-RS, Brasil". Rev. Águas Subterrâneas, 18:39-54.
- GIARDIN, A. & FACCINI, U. F. 2002. "Heterogeneidades faciológicas e hidroestratigrafia do Aquífero Guarani na região central do Rio Grande do Sul: abordagem metodológica e resultados preliminares". In: 12º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Florianópolis-SC, 16p., Anais, CD-ROM.
- HUGGENBERGER, P. & AIGNER, T. 1999. Introduction to the special issue on aquifer-sedimentology: problems, perspectives and modern approaches. Sedimentary Geology, 129 179-186.
- MACHADO, J. L. F. 2005. Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, PPGEO/UNISINOS, São Leopoldo. 254 p.
- RAWLING, G. C.; GOODWIN, L. B. & WILSON, J. L. 2001. Internal architecture, permeability structure, and hidrologic significance of contrasting fault-zone types. Geology, 29 (1): 43-46.
- SIBSON, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanism. Journal of Geological Society of London, 133: 191-214.
- TINDALL, S. E. 2006. Jointed deformation bands may not compartmentalize reservoirs. AAPG Bulletin, 90 (2): 177-192
- WANKLER, F. L. 2006. Arquitetura Depositional e Compartimentação Estrutural do Aquífero Passo das Tropas, na região de Santa Maria, RS: influências no comportamento Hidrogeológico. Tese de Doutorado, PPGEO/UNISINOS, São Leopoldo, 193 p



CONTROLE ESTRUTURAL DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS MINERALIZADOS, GERADORES DOS DEPOSITOS DO DISTRITO AURIFERO DE NATIVIDADE-TO.

Caio Ress¹, Lucas Teles,¹

¹ Universidade de Brasília, e-mail: caio_ress@hotmail.com

¹ Universidade de Brasília, e-mail: lsbteles@gmail.com

1. Introdução

O distrito aurífero de Natividade, localizado na cidade homônima, no estado de Tocantins a cerca de 300km de Palmas. No final do século dezessete a província ganhou tamanha importância econômica graças a exploração garimpeira de ouro, que recebeu um emissário da coroa Portuguesa, enviado para regulamentar a extração e cobrança de ouro na província. Atualmente o distrito teve sua importância reduzida a um nível irrisório para o governo local, devido a diminuição da produção decorrente da não modernização dos meios de extração e não evolução dos conhecimentos técnicos e geológicos.

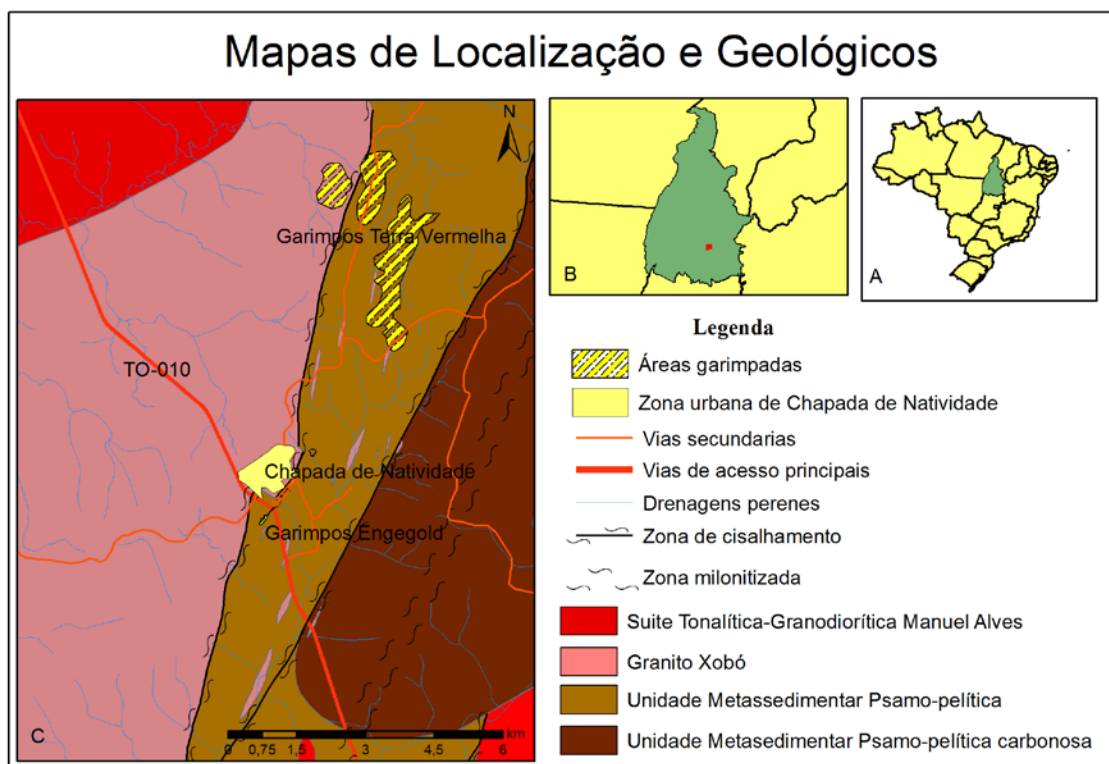


Figura 1: (A,B) Mapas de localização em contexto regional, (C) Mapa geológico local com vias de acesso e localidades.

2. Metodologia

A metodologia utilizada consistiu em primeiramente fazer um levantamento bibliográficos dos trabalhos realizados na área. Seguido de uma etapa de campo na região de Natividade com duração de 10 dias realizada no período de setembro de 2016, onde foram estudados afloramentos da região e exposições feitas por atividade garimpeira. Por final houve uma compilação dos dados em formato digital e geração de perfis, blocos diagramas, esteriogramas e relatório preliminar.

3.Resultados

Após a descrição e correlação das litologias da área, verificou-se que as exposições feitas pela atividade garimpeira seguem uma orientação quase norte-sul, com as cavas ocorrendo espaçadas quilometricamente seguindo a Zona de Cisalhamento de Natividade, que esta relacionada ao ciclo brasileiro, apresentando um arcabouço de zonas de cisalhamento sub-verticais de direção aproximada N15E que sobrepõem uma foliação de baixo ângulo também de trend N-NE apresentando mergulho para NW de origem paleoproterozoica.

As rochas encontradas nas exposições foram descritas relacionadas as descrições já existentes na área. Suíte Xobó constituída por granitos peraluminosos e pegmatitos que intrudiram as rochas do Grupo Água Suja formado por rochas vulcanosedimentares descritas como metagrauvas.

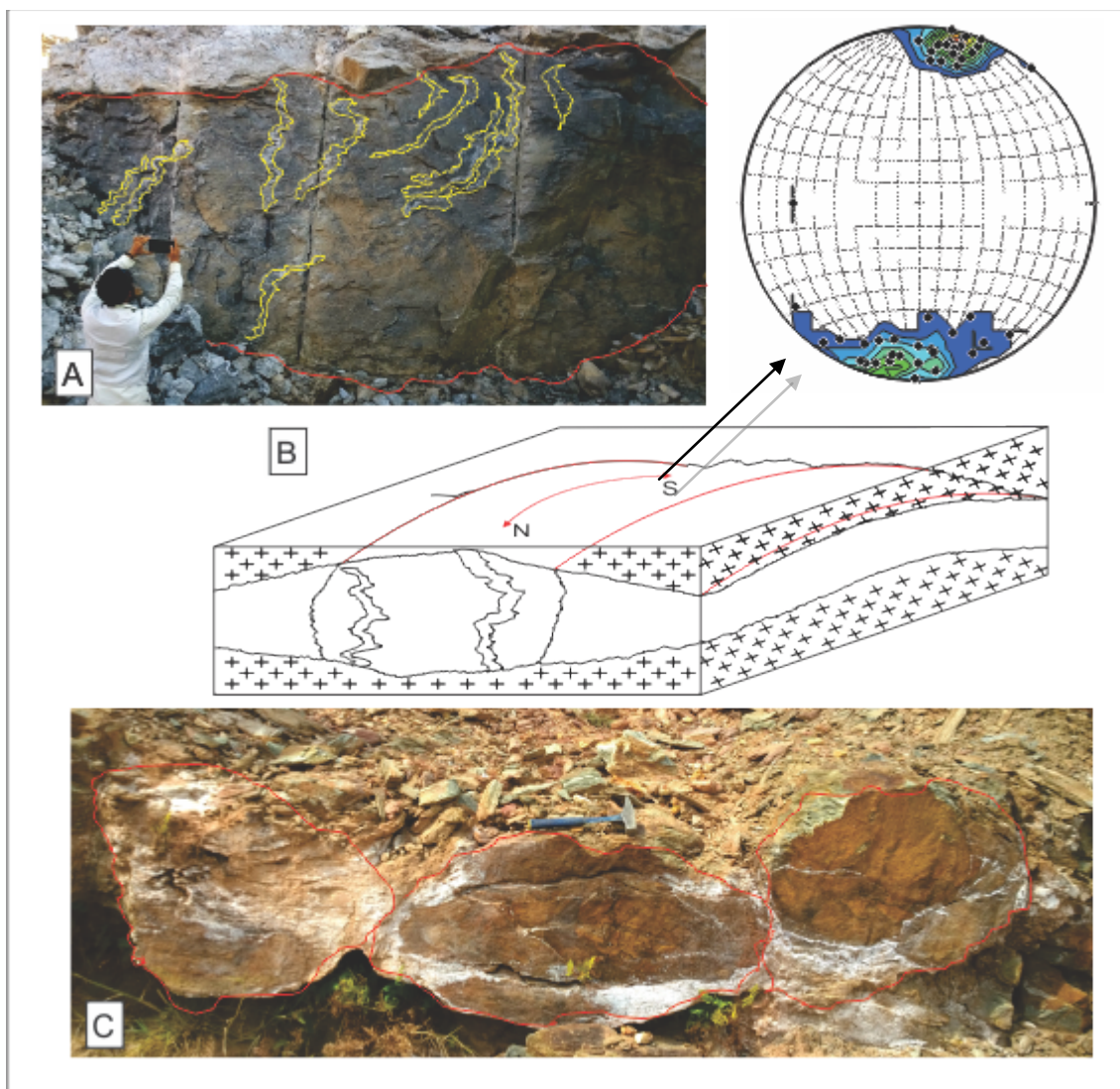


Figura 2: (A) parede exposta no Garimpo Terra vermelha, metagrauvasca do grupo Água Suja envolta por rochas graníticas da Suíte Xobó, (B) bloco diagrama mostrando o sistema de dobras tubulares com orientação NNE, lineamentos minerais e linhas de arrastos marcadas esquematicamente em vermelho ao longo do tubo, esteriograma mostrando a direção destas linhas que indicão o movimento cisalhante entre os tubos, (C) sistemas de dobras tubulares lado a lado em exposição do garimpo Engegold.

A mineralização está hospedada nas rochas do grupo Água Suja ou no contado litológico da intrusão das rochas do Xobó nas grauvacas do Água Suja. Possuindo um caráter sin a pós cinemático a intrusão. O fluido aquo-carbônico hidrotermal, mineralizou as grauvacas conforme este circulava pelo sistema altamente poroso sendo contido somente quando o fluido atingiu o contato com as rochas graníticas não porosas em uma zona redutora de baixa pressão que possibilitou a precipitação do ouro de maneira mais eficiente. Notou-se que nas zonas de contato ocorreu uma recristalização metamórfica, formando uma nova paragênese mineral com características metassomáticas, composta por quartzo, plagioclásio, turmalina, muscovita, biotita com alterações pontuais para clorita e uma associação sulfetada de pirita, pirrotita, esfalerita, arsenopirita e calcopirita com ouro disseminado nas bordas dos mesmos.

Como os depósitos locais estão inseridos sobre um corredor de cisalhamento, onde ocorre a formação de um sistema de dobra tubulares hectométricas alinhadas no sentido N-S. Esse sistema foi formado pelo deslocamento de massa ligado a diferença reológica entre as rochas da Suíte Xobó e do Grupo Água Suja. Os “tubos” ocorrem de forma sub-horizontal mergulhando para NNW ou NNE. Estes constituem zonas de baixa pressão por onde os fluidos hidrotermais enriquecidos em ouro, SO_4 e CO_2 percolam do centro para as bordas, concentrando a mineralização nas bordas, assim gerando zonas sulfetadas e epidotizadas ligadas a veios de quartzo preenchedores das fraturas que ocorrem na zona cisalhada.



Figura 3: Sistema de dobras tubulares de dimensões decamétricas com direção Norte-Sul, Exposição feita pelo Engegold, é possível ver a frente do tubo em ambas as paredes expostas.

4. Conclusões

O depósito de Terra Vermelha é decorrente de uma associação de fatores litológicos e estruturais que tornam o local extremamente propício à circulação de fluidos hidrotermais. As rochas do grupo Água Suja assumem a função de camada hospedeira que forneceu condições para a redução do meio que permitiu o aprisionamento dos fluidos e a cristalização dos mesmos. Estes fluidos hidrotermais são decorrentes da intrusão das rochas graníticas da Suíte Xobó. Por fim, os dobramentos tubulares funcionam como grandes corredores para os fluidos, criando zonas concentradas em ouro. Mais trabalhos estão sendo realizados na área para o aumento do banco de dados e de informação.

Os depósitos inseridos no distrito aurífero de Natividade, sobre a zona de cisalhamento Natividade, são formados por uma associação de fatores litológicos e estruturais

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

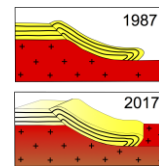
CORRÊA, R. S. (2014). Deformação, alteração hidrotermal e mineralização aurífera associados ao Granito Príncipe, Distrito Aurífero de Natividade.

LIMA, E. A. M.(2014). Petrografia, química mineral e geocronologia U-Pb LA-ICPMS de minerais acessórios da localidade de Príncipe, Bloco Natividade-Cavalcante, Tocantins.

SOUSA, I. M. C.(2015). Geologia, geocronologia e geoquímica do embasamento granítico paleoproterozóico em natividade, Faixa Brasília Norte. 2015. 128 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília.

PRAXEDES, I. F.(2015) Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências)—Universidade de Brasília, Brasília.

-



PRELIMINARY OVERVIEW ON STRUCTURAL CONTROLS OF TUNGSTEN-BEARING SKARNS BETWEEN PATOS AND SANTA LUZIA CITIES, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL

Lauro Cézár M. de Lira Santos¹, Thais A. Carrino², Edilton J. Santos³, Vanessa B. Ribeiro², Haroldo M. Lima⁴, Sandra de B. Barreto², José Ferreira de A. Neto²

¹ Universidade Federal de Campina Grande, e-mail: lauromontefalco@gmail.com;

² Universidade Federal de Pernambuco, e-mail: thais.carrino@gmail.com;

³ Serviço Geológico do Brasil, e-mail: edilton.santos@cprm.gov.br

⁴ Universidade de Brasília, e-mail: haroldogeologo@gmail.com

1. INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

Deep ductile structures usually play an important role on fluid circulation, ore concentration and mineral distribution along the continental crust (Pirajno, 2000). The Seridó Belt is located in the Northern Sub province of the Borborema Province, NE Brazil, being mostly investigated, due its rich metallogenetic potential. It comprises a major regional supracrustal sequence that host several occurrences of industrial minerals and gemstones, which are concentrated in intrusive granitic pegmatites of the Seridó Pegmatitic Province as well as metallic deposits, including gold, molybdenum and tungsten mineralization, that are mostly associated with skarns and metagranitic rocks (Santos and Brito Neves, 1984; Santos et al., 2014).

Despite some relatively known tungsten prospects and small mines, including the famous Brejuí deposit, known since the 1940s, new occurrences of tungsten sites has been recently investigated between Santa Luzia and Patos cities (Paraíba State, Figure 1). Preliminary analysis and available literature data has demonstrated the apparent influence of regional structures on ore control, including the regional-scale E-W Patos Shear Zone. In the region, scheelite crystals are hosted in diopside-garnet bearing skarns, schist lenses and minor punctual metagranitic rocks. They are hosted along orthogneisses and migmatites of the Granjeiro Complex, as well as paragneisses and psamitic metasedimentary rocks of the Seridó and Jucurutu formations, respectively.

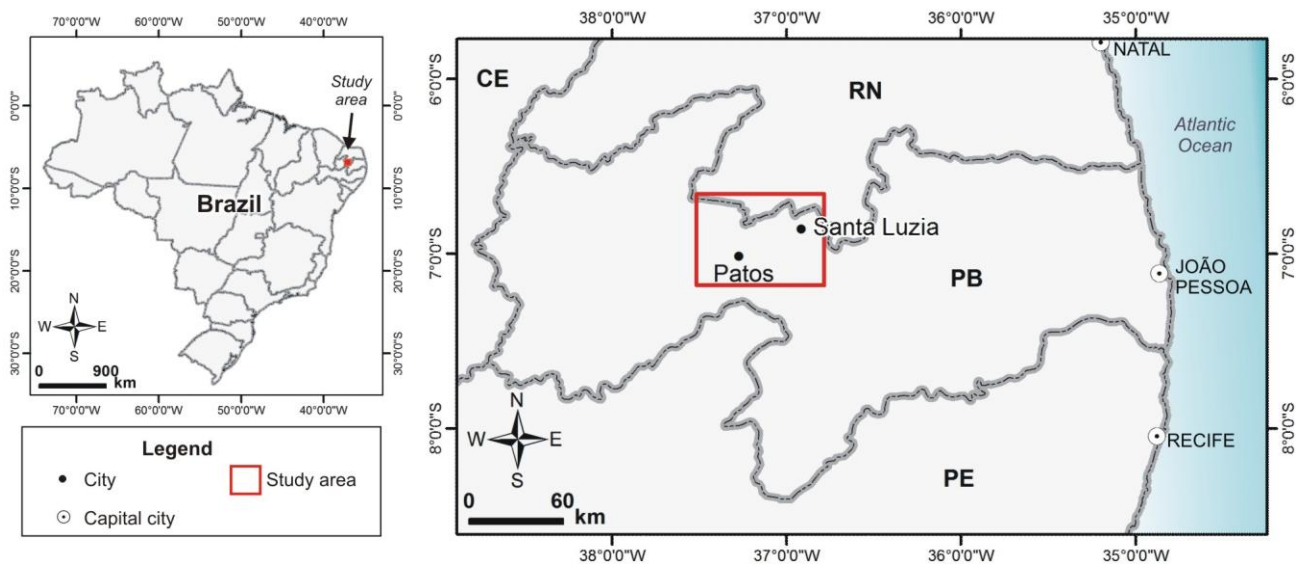


Figure 1: Localization map of the study area in Paraíba and Rio Grande do Norte states.

The main goal of this work is to present new results of an ongoing investigation on the geometry and kinematics of major shear zones in the region, as well as their correlation with W in scheelite-hosted mineralization. For this purpose, airborne magnetic data from the CPRM were used, including the Pernambuco-

Paraíba and Rio Grande do Norte-Paraíba surveys. These data were collected at flight height of 100 m, and line and tie spacing of 500 and 10,000 m, respectively. Specifically, the first vertical derivative of the residual magnetic field, interpolated by 125 m square cell size, was selected for visual inspection and interpretation of the structural framework of the study region.

2. MAJOR STRUCTURES AND W MINERALIZATION

The regional recognition of major structures was made with the compilation of regional maps, as well as their integration with geophysical images. For instance, first and second order magnetic lineaments were extracted from the first vertical derivative map (Figure 2). Major magnetic structures are oriented on NE-SW direction, with a main E-W structure representing the Patos Shear Zone. Second order structures also present a NE-SW trend; though, minor magnetic lineaments can also present N-S direction. Integration of these data with field observations, confirm a complex structural framework for the area, including high strain shear zones that might form local fault-splays, as well as regional and local sigmoid. Mapped shear zones present mostly planar-linear vertical tectonites; however medium to low angle dipping foliation planes suggest the combination between strike-slip and thrust components, which are commonly interpreted as Brasiliano in age (Hackspacher et al., 1997), being referred as D_n deformation. Associated F_n folds are tight to open, exhibiting hinge lines characterized by quartz ± chlorite assemblage.

Several kinematic indicators are observed along XZ parallel planes, including S-C, S-C-C', δ type porphyroclasts and elongated asymmetric boudins (Figure 3a), indicating mostly sinistral and minor dextral kinematics. Also, mineral stretching lineation is mostly subhorizontal to horizontal, recording recrystallized quartz crystals (Figure 3b). Locally, the presence of stromatic structures associated with metatextitic mylonites, as well as neosome bands also suggests in-situ migmatization. Further, ptigmatic folds are widespread, indicating contrasting rheology between mafic or mesocratic and felsic materials. W-bearing skarn lenses are associated with shearing foliation planes, being mostly concentrated on the core of major shear zones (Figure 3c) or elongated boudins, especially along the Santa Luzia sinistral shear zone. Scheelite horizons can be easily observed in underground local mines on the vicinity of the Santa Luzia city (Figure 3d). In addition, this tectonic framework is cross-cut by later brittle structures, associated to a D_{n+1} deformation that cross-cut regional foliation. Such fabric was not identified on a regional scale by the geophysical maps. However, in the field, it results in Anderson Faults and local domino-structures, as well as the intrusion of pegmatitic dykes and quartz-veins that might shift out S_n structures and skarn horizons.

3. PRELIMINARY CONCLUSIONS

W-bearing skarns occur in the northern portion of the Patos Shear Zone, being hosted in orthogneisses and paraderived rocks of the Seridó Belt and Granjeiro Complex. Such occurrences follow a major NE-SW structural trend of the regional deformation, interpreted as D_n. This structural framework is represented by magnetic lineaments that can be grouped as first order, corresponding to major shear zones, and second order, comprising local structures. The ductile deformation markers show that skarns occur in the central portion of major shear zone as concordant lenses or strongly deformed asymmetric boudins, combining strike-slip and thrusting components. Further D_{n+1} stage dislocate previous foliation and result on pegmatite and quartz-vein injections. This study is on its initial stage, hence, we intend that further investigation will reveal more robust information on the nature and relationship between structures and W-bearing mineralization.

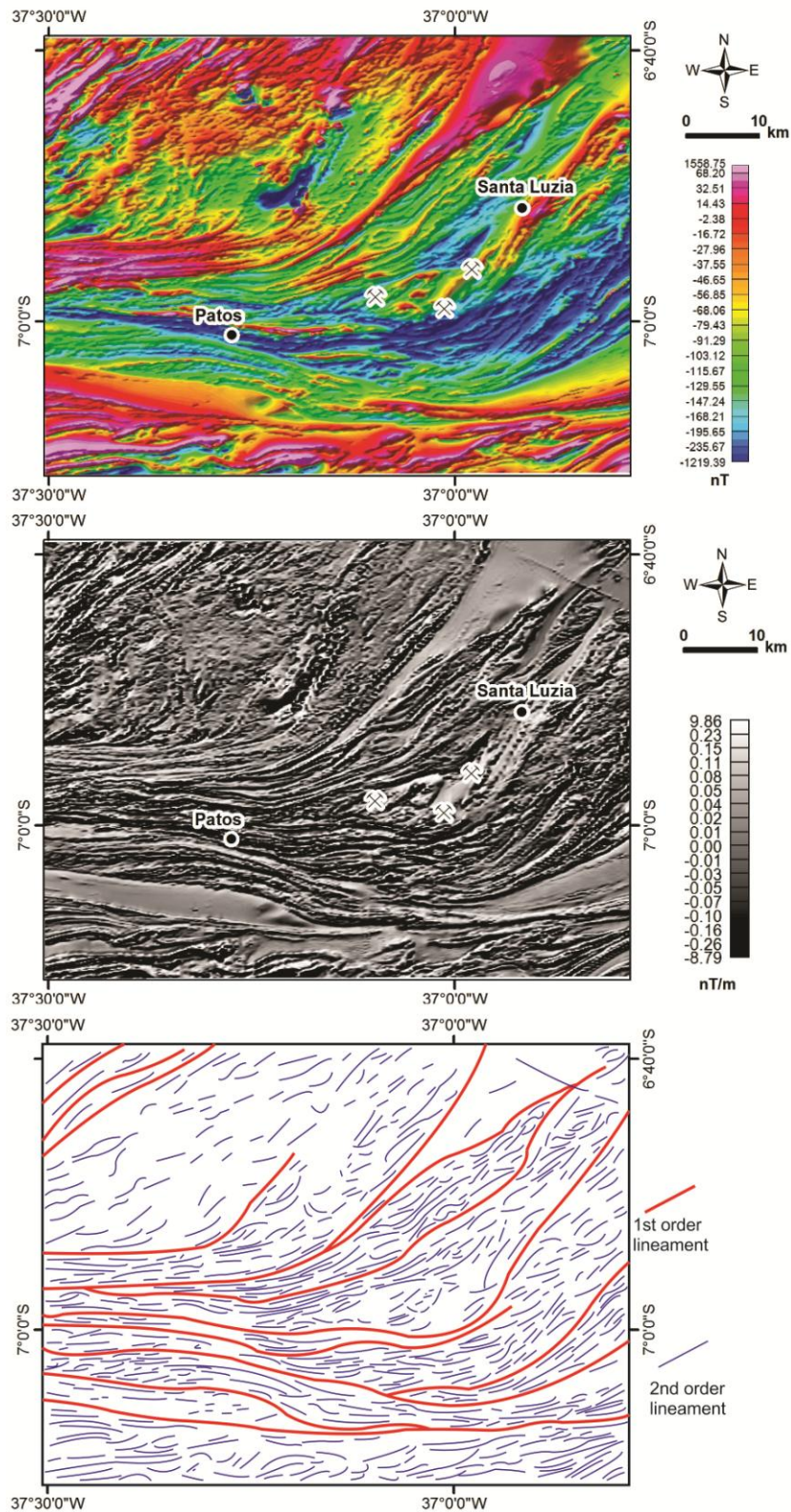


Figure 2: a) Residual magnetic field map, and b) first derivative map, with the location of Patos and Santa Luzia cities, as well as the studied W occurrences. c) Preliminary first order (red lines) and second order (blue lines) interpreted magnetic lineaments. Most of our interpretations are related to good structural markers in the field, check Figure 3.

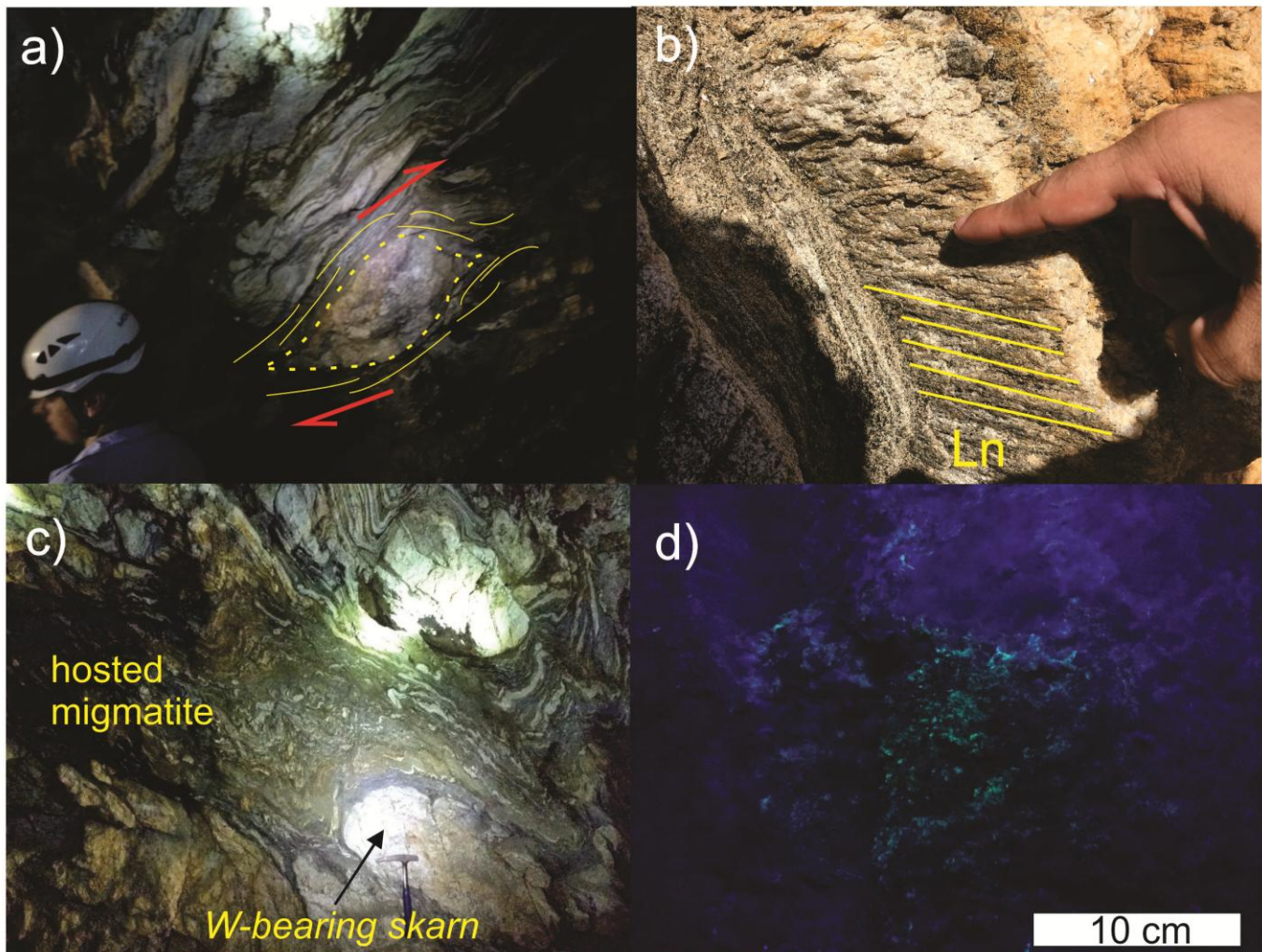


Figure 3: Structural markers of the studied area: a) asymmetric boudin observed on XZ ellipsoid plane, suggesting clockwise movement; b) mineral stretching lineation associated to Dn strike-slip tectonics; c) W-bearing skarn lens hosted by migmatites; and d) detail of concentrated scheelite crystal.

4. REFERENCES

HACKSPACHER, P.C., DANTAS, E.L., BRITO NEVES, B.B., LEGRAND, J.M. 1997. Northwestern overthrusting and related lateral escape during the Brasiliano Orogeny north of the Patos lineament, Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review* 39, 609-620.

PIRAJNO, F., 2000. *Ore deposits and Mantle Plumes*. Kluwer Academic Publishers, 556 pp.

SANTOS, E.J., BRITO NEVES, B.B., 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M e Hasui Y (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, p. 123-186.

SANTOS, E.J., SOUZA NETO, J.A., SILVA, M.R.R., BEURLIN, H., CAVALCANTI, J.A.D., SILVA, M.G., DIAS, V.M., COSTA, A.F., SANTOS, L.C.M.L., SANTOS, R.B., 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In: M.G. Silva, M.B.R. Neto, H. Jost, R.M. Kuyumjian, *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 343-388.

ÍNDICE POR AUTORES

A

Adriane Machado – 179
Afonso Rodrigues de Almeida - 281
Airton Ferreira Nascimento – 191
Airton N. C. Dias – 238
Alanny Christiny Costa de Melo - 389
Alex Francisco Antunes - 337
Alexandre de Oliveira Chaves – 171
Aline Theophilo Silva – 247, 277, 418
Alípio José Pereira – 251
Amanda Porto - 341
Amanda Figueiredo Granja Dorilêo Leite - 207
Amanda Juliano Massuda - 101
Amarildo Salina Ruiz – 101, 183, 203, 207, 223, 487, 499
Ambrosina H. F. Gontijo-Pascutti – 289, 365
Amilsom Rangel Rodrigues – 251
Ana Carolina Gomes - 305
Anderson M. Victoria – 144
Anderson Moraes – 258, 418, 429
Anderson R. A. S. Meneses - 124
André Azevedo Klumb Oliveira – 116
André Nascimento dos Santos - 452
Andrea Beltrão Finamor – 128
Andréa Ritter Jelinek – 160, 393, 452
Andrea Sander - 128
Andreza Sousa Silva – 81
Angela Beatriz de Menezes Leal – 112, 215, 293
Antomat Avelino de Macêdo Filho - 389
Antônio Carlos Pedrosa Soares – 144, 309, 397, 401, 405, 413
Antônio Fernando Menezes Freire – 2
Antônio Manuel Figueiredo - 329
Antônio Marcos de Moraes – 164
Aroldo Misi - 475

B

Belit Caroline Rocha Lessa – 183, 487

Benjamim Bley de Brito Neves - 152
Bruno R. Barbosa Melo de Carvalho – 73, 81
Bruno Varela Buarque - 353
Bruno Vigário Moreira de Castro – 14

C

Caesar Rigoti - 333
Caio dos Santos Pereira – 22
Caio Ress - 507
Caio Vinícius Grabrig Turbay Rangell – 85
Caiubi Emanuel Souza Kuhn - 285
Calvin Candotti – 85
Candido A. V. Moura - 238
Carina Graciniana Lopes – 124
Carlos Alberto Rosière - 479
Carlos da Silva Vilar – 234
Carlos Eduardo dos Santos Amorim - 373
Carlos Eduardo Ganade - 124
Carlos Maurício Noce - 116
Carlson de Matos Maia Leite – 2, 373
Cayo César Cortez Pontes – 73
Carlos Alberto dos Santos – 22
Carlos José Archanjo - 389
Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias – 128
Carolina Deluca – 397, 401, 405, 413
Carolina Figueiredo Almeida – 46
Carolina Gomes Ribeiro - 385
Carolina Mello Rodrigues – 14
Carolina Reis – 18, 455
Caroline Eakin – 270
Caroline Janette Souza Gomes – 437, 448
Caroline Novais Bitencourt – 132
Cheyenne Campos da Silva - 247
Chris Busnello Fianco - 234
Christie Heloise Engelman de Oliveira – 160, 452
Cibele Clauver de Aguiar – 61
Claudio Gaucher - 393

Claudio Limeira Mello – 38, 247, 251, 258, 277, 429
Clayton R. Janoni – 58, 199, 274, 357, 491, 495
Cleiton Rafael Soares Alves – 54
Cristina M. Burgos - 463
Cristiano Lana - 305
Cristine Lenz – 191
Cristobal Condori - 270

D

Daniel Augusto de Miranda – 18, 455
Daniel Ferreira Katahira - 305
Daniel Goulart Campos – 14
Daniel Tonini Peterle – 85
Daniela Cristina Costa da Silva - 479
Daniela Leal Rodrigues – 42
Danielle Cardoso Souza – 377
Danilo Cesar Silva Corrêa - 254
Danilo Fonseca Lana – 156
Danilo Guilherme Queiroz R. da Silva - 285
Danilo Heitor Caires Tinoco Bisneto Melo – 175
Davi Brustolin Sperandio – 183, 487
David Lopes de Castro – 389
Dennis Quintão - 405
Diogo F. Albuquerque – 234, 444
Dionísio da Conceição Casimiro – 34
Dionísio Uendro Carlos – 61

E

Eder Cassola Molina - 325
Éder Luís Mathias Medeiros – 58, 199, 274
Edi Mendes Guimarães - 30
Edilton José dos Santos – 22, 152, 231, 511
Edison José Milani - 345
Edlene Pereira da Silva – 22
Edna Maria Facincani – 254, 262, 266
Édson Souza Medeiros – 2
Eduardo Fontana – 85
Eduardo Moussalle Grissolia - 433
Elson Paiva de Oliveira – 105
Elton Luiz Dantas – 105, 231
Emanuele La Terra - 341

Érica Neres dos Santos – 42, 54, 175
Erick M. Vaz Guedes – 65
Estevão Vasconcello Campos Tadeu - 262

F

Fábio Luiz Dias – 266
Fábio Luiz Wankler - 503
Fabrício Caxito – 397, 401, 405, 413
Fabrício Pereira dos Santos – 18, 455
Fabrizio Dias Lima - 349
Farid Chemale Jr – 238, 393
Felipe Cândia Camilo de Oliveira – 183, 487
Felipe Caron – 422
Felipe Fagundes Fernandes - 459
Felipe Garcia D. da Costa – 333
Felipe Guadagnin - 422
Felipe Portella Vigário – 14
Felipe Ribeiro Santana - 353
Felipe Rodrigues Ferroni – 38
Fernanda Fonseca Guedes - 187
Fernando César Alves da Silva – 77, 440
Fernando E. R. Crincoli Pacheco – 397, 401, 405, 413
Fernando Flecha Alkmim - 187
Flávio Henrique Fonseca Rocha – 46
Florivaldo Oliveira Sena – 50, 195, 471, 475
Francesco Salvini - 243
Francisco César Costa Nogueira – 73, 81, 353
Francisco Diones Oliveira Silva – 219
Francisco Hilário Rego Bezerra - 353
Franklin Bispo-Santos - 223
Franklyn Macedo Souza - 81
Frederico Meira Faleiros – 6, 109

G

Gabriel Bordonal – 26
Gabriel de Castro Moreira - 479
Gabriel F. Gonçalves - 211
Gabriel Ramos Agra Mello – 81
Gabriel Pinheiro Souza – 289, 365
Gabrielle Aparecida de Lima – 203
George Sand França – 234, 270, 297, 444
Gianreto Manatschal – 329

Gilberto Luiz Silva - 483
Gisela Miranda de Souza Almeida - 437
Giuliano Sant'anna Marotta – 297, 444
Gláucia Nascimento Queiroga – 148, 309
Glauco Angeli – 14
Glenda Lira Santos - 93
Gustavo Carpentieri – 14
Gustavo de Almeida Ferreira – 54
Gustavo Filemon Costa Lima – 211
Gustavo Marques e Amorim – 254, 262, 266
Gustavo Pereira Martins - 369

H

Haroldo Monteiro Lima – 97, 231, 511
Heitor Miranda de Oliveira – 85
Henrique Bruno – 136
Herbet Conceição – 168
Hernando Tavera - 270

I

Iago Sousa Lima Costa - 426
Iata Anderson de Souza – 325, 426
Ib Silva Câmara – 42, 50
Igor M. B. de Albuquerque e Souza - 89
Igor Vinícius Lima Silva - 73
Igor V. P. do Nascimento - 65
Ingrid Rayane dos Santos Rocha – 61
Isabele Carolina Souza - 444
Issamu Endo – 140
Italo Gomes Gonçalves - 422
Ivo Antônio Dussin - 309

J

Jackson Douglas Silva da Paz - 285
Jean Jacques Peucat – 120
Jean Louis Paquette – 120
Jean Michel Lafon – 203
Jefferson Tavares Cruz Oliveira - 353
Jhonny Nonato da Silva – 61
João Alberto Bach de Oliveira - 333
João Batista de Matos – 203

João Batista Guimarães Teixeira - 475
João Mauricio Figueiredo Ramos – 313, 317
João Pacifico S. L. Machado - 393
João Pedro S. Bezerra – 89
João Wojtyla Ferreira de Mendonça – 97
Joaquim Daniel de Liz – 179, 191
Joel Pedrosa Sousa - 219
Joemir Oliveira Andrade - 191
Johildo S. F. Barbosa – 120, 164, 357, 491, 495
Jonne Clay Fonseca Vidal - 365
Jorge André Braz de Souza – 73, 81
José Agnelo Soares – 81
José Alves Silva - 353
José Antonio Barbosa - 353
José de Araújo Nogueira Neto – 219
José Edson Anunciação Santos Filho – 274, 495
José F. de Araújo Neto – 89, 93, 511
José Haroldo da Silva Sá – 50, 195, 475
José Oswaldo de Araújo Filho – 30
José Ricardo Magalhães - 353
Josiene Maria de Almeida – 179
Júlia F. Gonçalves - 293
Julio Cesar Horta de Almeida – 136

K

Kamila Gomes Fernandes - 487
Kelvin M. Masuyama – 238

L

Lauro César M. de Lira Santos – 89, 93, 97, 231, 511
Leidiane C. de Carvalho de Liz – 179, 191
Lena Simone Barata Souza - 285
Leon Dias Oliveira – 148
Leonardo Correa Gomes - 333
Leonardo Teixeira Sousa - 262
Leonardo Vigário Moreira de Castro – 14
Leonel Barros Galvão – 373
Leonnardo Probst Simões - 479
Leticia Chiglino - 393
Lílian Mercês Pereira Varjão – 215, 293
Liliane Quintão Araújo – 377, 385

Lindaura de Lucena Macedo – 42
Liomar de Jesus dos Santos – 58, 199
Luand Roberto Aparecido Piassa – 140
Lucan Mameri – 26
Lucas Teles - 507
Luciano Portugal Magnavita - 333
Luis R. dos Santos de Oliveira – 50, 195, 475
Luiz Camilo Pinto - 305
Luiz Cesár Corrêa Gomes – 300, 373
Luiz Fernandes Dutra – 305
Luiza Lopes de Araújo - 433
Luizemara Soares Alves Szameitat - 329
Lydia Maria Lobato – 116, 467

M

Manoel S. D'Agrella-Filho – 223
Marcela Taina Rodrigues Pinto - 479
Marcelo dos Santos Salomão – 136
Marcelo Peres Rocha – 227, 297
Marcelo Sousa de Assumpção – 227, 266
Márcio Ferreira Guimarães – 2
Marcio Martins Pimentel - 97
Marcio M. Paim – 42, 50, 54, 65, 168, 175, 195,
Marco Antonio C. Martins-Ferreira – 26, 69, 361
Marco Antônio Fonseca – 305
Marco Antonio T. Romeiro - 349
Marco Paulo de Castro – 148, 309
Marcos Müller Bicca - 393
Marcos Roberto Pinheiro – 243
Marcos Saraiva – 305
Marcos Vinícius Monteiro de Carvalho - 479
Maria Alice N. Fagundes de Aragão – 329
Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros - 409
Maria Clara M. C. Duarte – 65
Maria Elisa Fróes Batata - 203
Maria Eugênia Silva de Souza – 148, 309
Maria de Fátima Lyra de Brito – 22
Maria Gabriela Castillo Vincentelli - 325
Maria Helena B. Maia de Hollanda – 105, 389
Maria Sílvia Carvalho Barbosa - 140
Maria Zélia Aguiar de Sousa – 101, 203, 207
Mariana de Assunção Rodrigues - 409

Mariana de Resende Madeira - 369
Mariana Meireles Leite - 321
Marianna Correia de Castro - 101
Marília Barbosa Venâncio - 440
Marília Vidigal Sant'anna - 333
Marina Seraine Fernandes de Souza – 69, 361
Mário da Costa Campos Neto – 6, 152
Mário Neto C. de Araújo – 349, 448
Marvim F. M. Alves – 285
Mateus Moura Agostta - 499
Matheus Figueredo - 444
Matheus P. Feitosa – 65
Mathieu Moriss - 247
Maximiliano de Souza Martins – 148, 187, 305,
309, 369
Michael Daly - 341
Michael R. Perfit – 293
Michelli Santana Santos – 459, 463
Milena Rocha de Aquino – 22
Moacyr Moura Marinho – 120
Monica da Costa P. Lavallo Heilbron – 136, 329
Mônica Giannoccaro Von Huelsen - 297

N

Narciso Cubas – 207
Neida Ilana Cardoso Rios - 471
Nilo Henrique Balzani Lopes - 211
Nitzschia Regina Rodrigues Domingos – 22
Nivaldo Destro – 38
Nolan Maia Dehler – 333

O

Oswaldo José Correia Filho – 353

P

P. Peng – 105
Pablo G. Junqueira – 65
Paola Cianfarra - 243
Paulo Araújo de Azevedo - 227
Paulo Castellan Medeiros – 34
Paulo Henrique Amorim Dias - 321

Paula Quindeler de Salles Abreu – 156
Paula Mendes Serrano – 397, 401, 405, 413
Paulo Sérgio Gomes Paim - 503
Pedro Henrique de Paula Ferreira - 61
Pedro Henrique Silva Barbosa – 14
Pedro Kimura – 26
Pedro Maciel de Paula Garcia - 475
Pedro Ribeiro Rabelo de Santana – 42, 50, 195
Pérsio Mandetta - 463
Peter Christian Hackspacher - 426
Peter Szatmari - 345
Priscila Rezende Fernandes – 22

R

Rafael Duarte Modesto – 183, 487
Rafael Henrique Grudka Barroso – 30
Raísa Brito Vilela - 156
Ramiro Matos – 101
Ramon N. Borges - 144
Ravena Santos Vitória - 112
Rebeca de Jesus Barbosa – 42, 50, 54
Rebeca S. de Almeida Nascimento – 50, 195
Renata R. Constantino – 325, 426
Renato P. Almeida - 223
Rhaiana Brandão Oliveira – 46
Ricardo Cavalcanti Santiago - 124
Ricardo de Souza Rodrigues – 77, 440
Ricardo Diniz da Costa - 321
Ricardo Ramos Spreafico – 164
Ricardo Trindade – 223
Ricardo Wosniak - 433
Rita Cunha Leal Menezes – 18, 455
Robert de Lima Muniz - 281
Roberto Gusmão de Oliveira – 22
Roberto Max Argollo - 234
Roberto Salvador Francisco D'Avila – 2
Rodrigo Fabiano da Cruz - 128
Rodrigo Lacerda Rangel Santos – 42, 175
Rodrigo Ruan Silveira de Souza - 337
Rodrigo V. Filard - 211

S

Sabrine Conceição de Moraes – 61
Samile da Silva Regis – 300
Samuel Amaral Moura Silva - 377
Sandra de Brito Barreto – 89, 93, 511
Sergio Fontes - 341
Sérgio Pacheco Neves – 34
Sergio Patusco - 305
Sergio W. de Oliveira Rodrigues – 6, 10
Sílvia Cristina Barroso Negrão - 448
Sílvia Real e Silva – 289, 365
Simone Cerqueira P. Cruz – 42, 54, 65, 112, 120, 132, 144, 168, 175, 459, 463, 467
Sissa Kumaira - 422
Stephanie Reis – 26
Suelen do Nascimento Vogel - 277

T

Talles Souza Ferreira – 313, 317
Tassiane Pereira Junqueira – 69, 361
Tatiane da Silva Cardoso Araújo – 61
Teresa Rotava - 277
Thais A. Carrino – 89, 511
Thaís Coelho Brêda – 258, 429
Thais P. R. Oliveira – 238
Thamyres Lana Gehlen – 254, 262
Thiago da Cruz Falcão - 448
Thiago José Augusto Madeira – 140
Thiago Silva de Carvalho - 448
Thiago Winícios Alves Araújo – 357, 491
Tiago Angelo – 26
Tiago Gomes da Silva – 254, 262, 266
Tiago Siqueira de Miranda – 73
Timothy Paulsen - 381
Tulio Delogo Tavares – 187
Túlio Gabriel Ramos Ribeiro – 361, 381

U

Ubiratan Ferrucio Faccini - 503
Uly Gabrielle Marangoni de Paula - 207

V

Valéria Damiani Rodrigues - 101
Vanderlúcia dos Anjos Cruz – 42, 54, 65, 132,
175, 467
Vanessa B. Ribeiro – 89, 511
Vanessa de Sousa Gomes - 219
Vanessa Resende de Andrade - 156
Vanildo Almeida Mendes – 97
Verônica de Carvalho Batista - 251
Victor de Freitas Soares - 191
Victor Luiz Silva Leal - 171
Vinicius Henrique Sena – 46
Vitor Diniz Silveira - 479

W

Wander de Araújo Machado - 479
Washington J. S. Franca Rocha – 471, 475
Wellison Martins Fonseca - 171
Wilson Teixeira – 105

Y

Yuri Cesár Figueirêdo Costa – 42, 54, 65
Yuri Ribeiro, Ariane Araújo Reis - 61