



Origem sedimentar-supergênica para o minério de ferro da serra norte de Carajás

U.A.P. Costa¹, J.B. Macambira² & B. Kotschoubey³

1 CPGG. Centro de Ciências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Tv. Angustura nº3967, CEP: 66095-040, Belém, Pará, E-mail: ulisses-costa@ig.com.br

2 Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará (UFPA), E-mail: joel@ufpa.br

3 Departamento de Geoquímica e Petrologia, Universidade Federal do Pará (UFPA), E-mail: basile@ufpa.br

Abstract About 80% of the iron ore in Carajás is composed of friable hematite, disposed under a superficial ferrous crust, and reaching 200 meters until the contact with unaltered jaspilite. The other type is a massive hematite ore, with a characteristic parallel banding, occurring at the bottom of Carajás Formation as a continuous layer, or in the shape of concordant lenses in friable ore. The chemical analyses revealed that the $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ratio decreases from the jaspilite to the most altered samples at the surface, with a significant increase in Al_2O_3 . Some enrichment can be seen in Ni, Co and Pb. Cu, Ba, Zn, and Sr had some depletion. The massive ore has shown enrichment in most trace elements concerning jaspilite, with similar proportions. The REE analyses present almost the same pattern for all categories of transformation products, just an increase of ΣREE to the friable and altered jaspilite. Fluid inclusion in aggregates of concordant quartz, has shown primary inclusions with salinities about 3.6% equiv. of NaCl and homogenization temperatures in the range of 170–200°C. Quartz from discordant veins shows primary population of L+V+S inclusions with salinities of 41 to 44% equiv. NaCl. More than 80% of FI are L+V and ranged in salinity 1.6 to 6%, with homogenization at 160 to 240°C. Massive ore seems to be sedimentary in origin, under conditions that has not allowed great accumulations of jasper, creating after diagenesis a banded rock composed only by hematite. Supergene dissolution of jasper acted on jaspilite, and formed the friable ore.

Keywords: iron ore, friable, massive, jaspilite,

As gigantescas jazidas de minério de ferro de Carajás são conhecidas desde o final da década de 60 e atualmente as reservas são avaliadas em cerca de 20 bilhões de toneladas. Apesar da grande importância econômica desses depósitos, pouco foi investigado em relação à sua gênese. Tolbert (1971) considerou-os como de origem supergênica, porém não incluiu os corpos de minério maciço. Posteriormente Beisiegel (1982) também os classificou como supergênicos. Mais recentemente, Lobato *et al.* (2005) apresentaram suas idéias de formação hipogênica para todo o minério hematítico em Carajás.

A geologia da região corresponde à porção norte da Província Mineral de Carajás, cujas unidades representativas do embasamento são o Complexo Xingu de idade mínima em torno de 2,86Ga (Machado *et al.* 1991) e o Complexo Pium, de idade 3,02Ga (U-Pb, Pidgeon *et al.* 2000). A sequência supracrustal, o Supergrupo Itacaiunas (DOCEGEO 1998), é uma sequência meta-vulcanossedimentar, que aflora em grande parte da área, e inclui os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Buritirama e Grão Pará. A Formação Carajás, protominério dos depósitos estudados, está inserida no Grupo Grão Pará, que tem idade em torno de 2,75 Ga (Krymsky *et al.* 2002). É uma formação ferrífera bandada (BIF) do tipo óxido, jaspilite, sem sinais de metamorfismo, e jaz sobreposta a Formação Parauapebas e sotoposta à

Formação Igarapé Cigarra, ambas representativas de extensos derrames basálticos, com intercalações de riolitos. Corpos granitóides de grandes dimensões são comuns na região, como o Granito Central de Carajás, representativo de um magmatismo paleoproterozóico (1,88 Ga, segundo Machado *et al.* 1991).

A Serra Norte de Carajás é composta por nove platôs (N1 a N9) que abrigam grandes depósitos de minério de ferro. Na área das jazidas N4 e N5, o jaspilite encontra-se transformado para minério hematítico friável até profundidades de 200 metros, gradando para o protominério inalterado por intermédio de uma zona de alteração de alguns metros de espessura. Corpos descontínuos de minério hematítico compacto de poucos metros de extensão, finamente laminados são comumente encontrados dentro do minério friável no platô N4, e em N5, esse tipo de minério ocorre na forma de um leito contínuo, na porção basal da Formação Carajás, com até 40 metros de espessura. Em todos os platôs existe uma canga laterítica recobrendo o minério friável, alcançando profundidades de até 25 metros. Os tipos estudados serão apresentados segundo o grau de alteração e tipo de minério:

(1) o jaspilite com poucos sinais de dissolução da sílica, na base do perfil, é caracterizado pela alternância de bandas constituídas por jaspe, de cor vermelha, e bandas de minerais de ferro, hematita e

magnetita, muito subordinadamente, de cor cinza metálico. Agregados de quartzo granular, concordantes ao acamamento, semelhantes aos descritos por Trendall (1970) são comuns dentro das camadas de hematita. Dentro dessas bandas de ferro, os grãos também são muito finos, compondo uma massa de hematita criptocristalina. A magnetita (Fig. 1) ocorre como grandes cristais euédricos pouco alterados para martita, dispostos preferencialmente no contato entre as bandas. Veios de quartzo cortam o jaspilito, de espessura muito variável, desde milímetros a vários centímetros.

(2) O jaspilito com grau baixo a moderado de alteração, mostra ainda o acamamento característico da rocha sã, apenas com cavidades constantes nas bandas de sílica (Fig. 2), e vazios octaédricos deixados por remoção de magnetita. Em alguns desses vazios ocorre hematita em agregados radiais de cristais tabulares, preenchendo-os parcialmente. Goethita também pode ser observada nessas cavidades, porém em quantidade reduzida em relação à hematita.

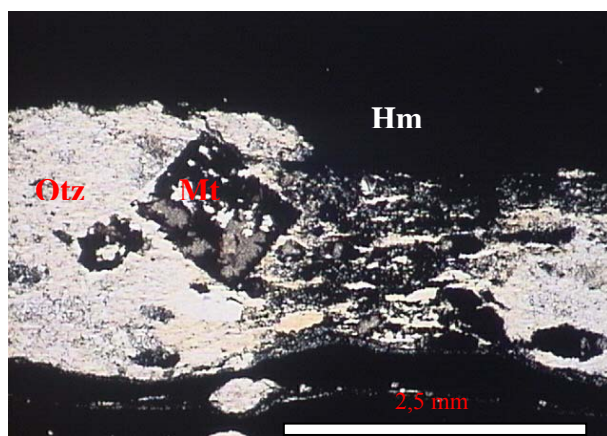


Figura 1. Fotomicrografia da alternância hematita/jaspe com cristal euédrico de magnetita em jaspilito (luz natural)

(3) A rocha intensamente alterada quase não possui jaspe. O bandamento é parcialmente obliterado, deixando apenas grãos reliquias dos agregados de quartzo mais grosso (Fig. 3). A hematita primária, criptocristalina, pouco se modifica. Grande quantidade de goethita e cristais de hematita secundária, de até 0,5mm, são observados nas cavidades e circundando as massas de hematita primária.

(4.1) O minério friável é constituído quase que exclusivamente por grãos e plaquetas de hematita desagregados, envoltos por hematita ainda mais fina. Possui coloração cinza a preto, com variedades ocre, normalmente mais ricos em goethita e quartzo residual. As placas de hematita possuem até 1,5 cm e

por vezes estão dispostos mantendo aproximadamente o bandamento da rocha original.

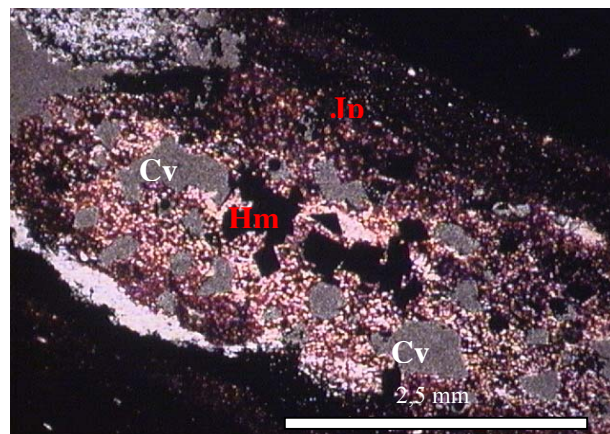


Figura 2. Fotomicrografia de jaspilito com poucos sinais de dissolução, na forma de cavidades nas bandas de jaspe (luz natural)



Figura 3. Fotomicrografia mostrando grão de quartzo esquelético envolvido por hematita/goethita (nicóis cruzados)

(4.2) O minério maciço hematítico possui cor cinza metálico ou azulado, sendo muito coeso. O bandamento, semelhante ao do jaspilito, está presente na rocha, caracterizado pela alternância de bandas foscas e bandas brilhantes de hematita. A hematita é semelhante a encontrada nas bandas opacas do jaspilito: compõe uma massa microcristalina bastante compacta, algumas bandas apresentando maior microporosidade que outras (Fig. 4).

(5) A cobertura superficial alcança uma profundidade máxima de 25 metros e recobre o minério friável. Possui coloração ocre, composta de fragmentos angulosos de hematita reliquiar, envolta por massa criptocristalina de goethita. Caulinita e gibbsita não são incomuns entre os grãos ou em microfraturas.

As análises químicas revelaram que SiO_2 e Fe_2O_3 correspondem a mais de 95% do jaspilito inalterado, o restante distribuiu-se praticamente entre Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 . Em direção aos produtos de alteração e ao minério maciço, o Fe_2O_3 aumenta gradativamente em relação a SiO_2 , atingindo 99% em amostras de minério friável (MF) e maciço (MM) (Fig. 5). Al_2O_3 cresce também, atingindo até 2,5% em algumas amostras do MF. Os elementos alcalinos e alcalinos terrosos ocorrem em quantidades inferiores a 0,05% e pouco variam no perfil de alteração. A presença de óxidos secundários de manganês é responsável por teores de MnO bem mais elevados do que o esperado (mais de 6%), em amostras de MF e jaspilito enriquecido friável (JPF), próximo ao contato com o jaspilito inalterado (JP).

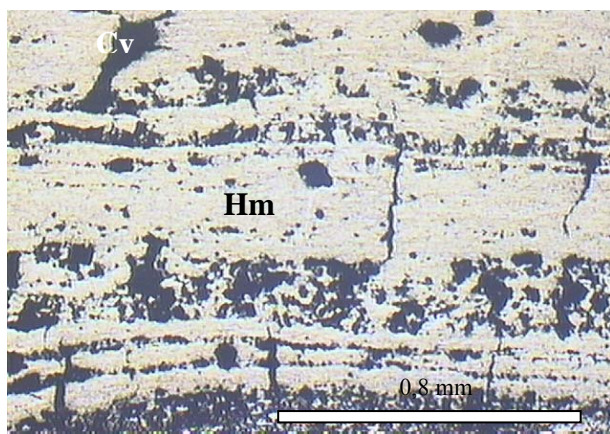


Figura 4. Fotomicrografia destacando o acamamento do minério maciço (luz refletida)

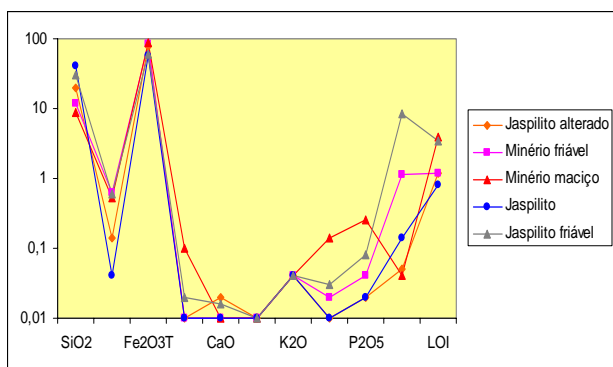


Figura 5. Médias globais para elementos maiores (escala logarítmica)

Elementos traço como o Ni, Pb, Co e Zr mostram enriquecimento progressivo desde o jaspilito até o MF e JPF. Na rocha sã os teores médios são de Ni= 0,4, Pb= 1,86, Co= 0,4 e Zr= 1,35 (todos em ppm), enquanto que em MF os valores são: Ni= 17,8; Pb= 5,6; e Zr= 4,84. JPF é o que possui maior quantidade

desses elementos, em grande parte devido à adsorção de metais pelos óxidos de Mn precipitados (Fig. 6). Para essas rochas além de Ni (15,4), Pb (4,6), Co (16,6) e Zr (4,6), existem anomalias de Cu (663,67), Ba (940,67) e Zn (185). Esses três últimos mostram empobrecimento a partir do jaspilito inalterado (Cu= 36,87, Ba= 24,1, Zn= 7 e Sr= 6,13) em relação ao jaspilito alterado (JPA) (26,87; 16; 9,33 e 1,87 ppm, respectivamente) e MF (Cu= 60,71, Ba= 28,1, Zn= 28,28, esses com teores visivelmente influenciados pela contaminação de Mn supergênico, e Sr= 0,2 ppm). Teores mais altos que no jaspilito original também são encontrados para alguns metais como Cu (104,2 ppm), Sn (12 ppm) e Zn (11,25 ppm) para o MM (Fig. 7).

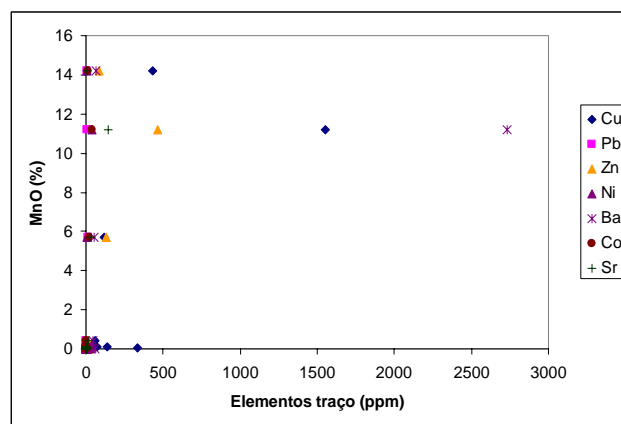


Figura 6. Gráfico mostrando a influência do MnO nos teores dos principais elementos traço

Os teores dos elementos terras raras sugere um enriquecimento relativo nos produtos de alteração mais avançados, JPF e MF, porém mantendo praticamente os mesmos padrões de distribuição original (Fig. 8). Para o jaspilito a ΣETR média é igual a 10,02 ppm, e a razão ETRL/ETRP = 5,77. No JPA a razão aumenta para 13,86, mostrando uma remoção preferencial de ETRP (Gd-Lu), mas o conteúdo total de ETRP é de 11,62 ppm. O MM apresenta padrão muito semelhante ao jaspilito, acompanhando as anomalias positiva de Eu e negativa de Nd, com teores de quase o dobro, com ΣETR = 18,95 e ETRL/ETRP = 5,6. O grau de fracionamento entre leves e pesados permanece semelhante no MF, na média de 11,58. A somatória geral é bem maior que no jaspilito, atingindo 34,98 ppm, evidenciando a baixa mobilidade desses elementos no processo de mineralização. O JPF mostrou o conteúdo mais elevado de ETR de todas as categorias, com 59,54 ppm. A razão leves/pesados mostrou em média 5,1, porém uma das amostras mostrou comportamento inverso, com 2,94. Os teores de ETRP são diretamente

proporcionais às concentrações de Y nas amostras analisadas (Fig. 9). O enriquecimento em ETRP em uma das amostras pode estar relacionado a grãos de minerais contendo Y, com teores elevados em Dy e os demais ETRP.

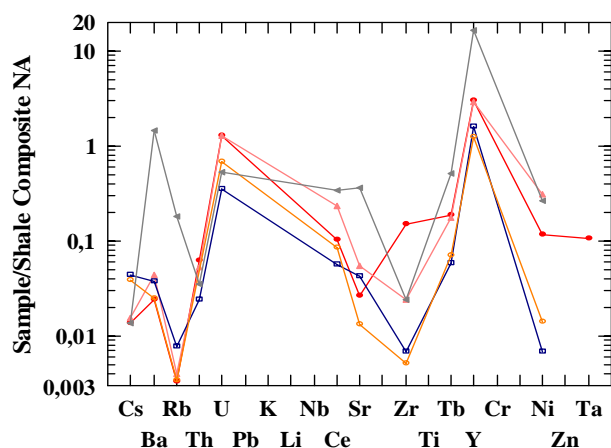


Figura 7. Padrão de distribuição das médias globais dos principais elementos traço, (azul=JP, laranja=JPA, verm.=MM, roseo=MF, cinza=JPF) normalizados segundo o NASC de Gromet et al. (1984)

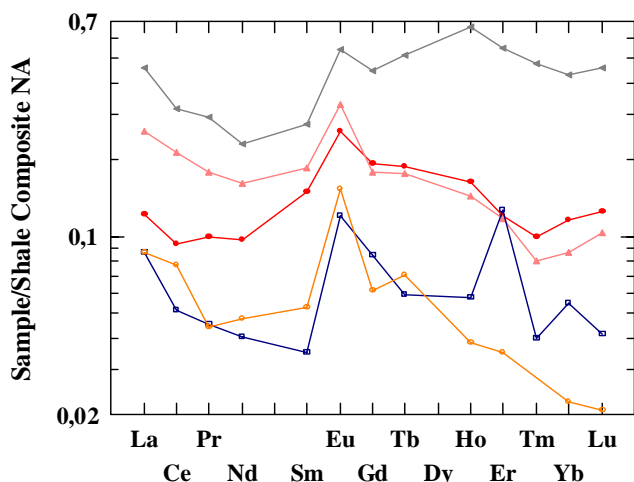


Figura 8. Padrão de ETR para as médias das diferentes categorias (azul=JP, laranja=JPA, verm.=MM, roseo=MF, cinza=JPF), normalizados segundo o NASC de Gromet et al. (1984)

Estudo microtermométrico de inclusões fluidas foi realizado em amostras de jaspilito com grande quantidade de agregados de quartzo granular concordantes ao acamamento (*Pods*), e de veios de quartzo discordantes.

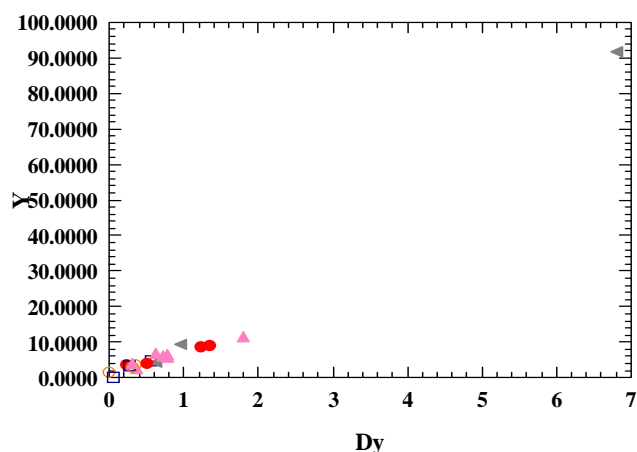


Figura 9. Relação entre Y(ppm) e Dy(ppm) nas amostras analisadas. Notar amostra de JPF no canto superior direito (triângulo cinza), representando os maiores teores de ETRP.

As Inclusões fluidas nos *Pods* não são muito comuns, e as que existem são muito pequenas (a maioria na faixa de 5 a 1 μ m) e de difícil observação. 80% ou mais dessas inclusões são monofásicas aquosas, primárias de formas relativamente regulares a cristal negativo. Inclusões bifásicas L+V (cerca de 15%) são aparentemente primárias, ocorrendo isoladas ou em grupos sem orientação visível nos grãos. São angulosas, com algumas mostrando forma de cristal negativo. O grau de preenchimento (F) é de 0,8 a 0,9, e a densidade em torno de 0,88. As temperaturas do eutético ficaram na faixa de -25 a -20°C. A salinidade apresentou em média valores de 3,6% equiv. NaCl. A maior frequência das temperaturas de homogeneização ocorre na faixa de 195 a 200°C (Fig. 10).

Inclusões trifásicas (L+V+S) foram eventualmente observadas, perfazendo menos de 5% do total analisado. Ocorrem isoladas dentro dos grãos ou próximas a veios que cortam alguns dos *Pods*. Possuem formas irregulares, dimensões que variam de 6 a 1 μ m e densidade de 1,02, aproximadamente. Temperaturas do ponto eutético para as trifásicas também ficaram no intervalo -25 a -20°C. Algumas inclusões não mostraram homogeneização total, mesmo a temperaturas superiores a 500°C. As que responderam aos testes mostraram salinidades na faixa de 40,8 a 42,7% equiv. em peso NaCl (Fig. 10).

Nos veios, as IF são bastante numerosas em quartzo leitoso bem desenvolvido nos veios que cortam o acamamento do jaspilito. São essencialmente inclusões bifásicas (L+V) e trifásicas (L+V+S) que representam respectivamente grupos de inclusões pseudo-secundárias e primárias.

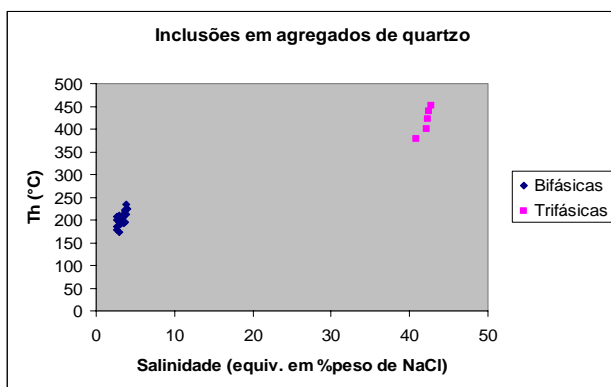


Figura 10. Gráfico relacionando as temperaturas de homogeneização e a salinidade para as duas populações observada nos pods

As IF do primeiro grupo são as mais abundantes (cerca de 85% de todas as inclusões observadas), de tamanhos que variam de 11 a 3 μm e formas geralmente irregulares angulosas. Apresentam-se em trilhas bem definidas dentro dos grãos. O F fica em torno de 0,75 a 0,8 e a densidade varia de 0,85 a 0,92. Para a maioria dessas inclusões pseudo-secundárias, o ponto eutético foi determinado entre -25 a -20 $^{\circ}\text{C}$ (sistema H_2O -NaCl). As medidas de Tfg mostraram grande variação, implicando em salinidades que variam desde 1,7 até 6,2% em equiv. NaCl. A homogeneização ocorreu entre 160 a 240 $^{\circ}\text{C}$.

As inclusões primárias (L+V+S) são cerca de 10% da população total de IF no quartzo dos veios. Ocorrem isoladas ou em pequenos grupos, tanto no centro como nas bordas dos grãos. Possuem tamanhos de 9 a 4 μm e contornos angulosos. A densidade calculada é de 1,26. O eutético também mostrou maior concentração na faixa de H_2O -NaCl (-20 a -25 $^{\circ}\text{C}$). A homogeneização total desse grupo ocorreu entre 330 a 370 $^{\circ}\text{C}$, resultando em salinidades calculadas de 41,6 a 44,5% em equiv. NaCl (Fig. 11). Inclusões secundárias bifásicas e aparentemente monofásicas podem ser observadas, porém com tamanhos inferiores muitas vezes a 2 μm , que impossibilitou a realização de medidas microtermométricas nesse grupo.

Acredita-se, portanto, que o minério hematítico maciço seja de origem sin-sedimentar, em zona plataformar estável, por meio da deposição de óxidos/hidróxidos de ferro de maneira lenta sucessiva, porém sem deposição significativa de sílica. Os teores mais altos de certos metais no minério em relação ao jaspilito podem indicar uma maior proximidade da fonte exalativa ou maior intensidade dessa em relação ao protominério. Macambira (2003) observou comportamento semelhante de Cu, Pb e Zn no jaspilito, que diminuem em direção ao topo da camada. A assinatura da fonte exalativa submarina

também está presente na anomalia positiva de Eu. O teor total mais enriquecido de ETR em relação ao JP é consequência da maior deposição de óxidos de ferro, que removem esses elementos de maneira mais eficiente que a sílica (Olivarez & Owen 1989). O motivo pelo qual as camadas de jaspe não se depositam não é claro ainda, existindo algumas hipóteses, como a de Klemm (1991), que argumenta que tais acumulações originais de ferro se formariam em estruturas mais profundas na zona de deposição da formação ferrífera, onde o pH é excessivamente alcalino, inibindo a deposição do gel de sílica. O MM portanto, provavelmente tem idade muito próxima do jaspilito, em torno de 2,74 Ga.

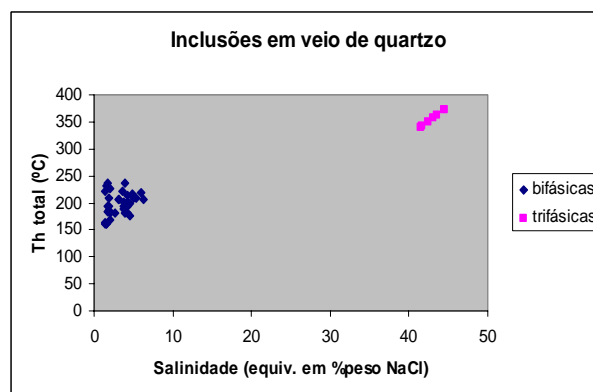


Figura 11. Gráfico relacionando as temperaturas de homogeneização e a salinidade para as duas populações observada nos veios de quartzo

O fluido contido nas inclusões do quartzo granular do jaspilito é mais provavelmente registro da água marinha (salinidade em torno de 3,6% equiv. NaCl), retida durante a deposição do jaspe, com pouca influência de fluidos de origem magmática e meteórica que estão contidos nos veios que atravessam o acamamento. Tais soluções mistas são em parte oriundas do batólito granítico próximo (inclusões de mais alta salinidade), o Granito Central, com base em resultados semelhantes obtidos por Rios (1991), para inclusões de veios dentro do granito.

O minério friável se desenvolveu por meio da lixiviação progressiva da sílica por percolação de águas meteóricas, abaixo da canga mais desenvolvida, que serviu como proteção a erosão. Até uma profundidade de cerca de 30 metros, essas soluções apresentavam caráter ácido, por meio da interação com os compostos orgânicos da superfície. Essa acidez moderada permitiu não só a desestabilização da sílica, que em condições normais de pH é constante, mas também de parte da hematita da formação ferrífera, levando a formação de grande quantidade de goethita. Abaixo dessa zona hidratada, a predominância é de soluções com pH pouco ácido a



neutro, insuficientes para transformar a hematita, retirando o jaspé progressivamente. A retenção relativa de elementos menos móveis em condições superficiais (Ni, Co, Zr e Pb) e o enriquecimento em ETR, também considerados pouco móveis durante o intemperismo, são evidências fortes para esse tipo de evolução. A semelhança entre os padrões de ETR aponta a herança do jaspilito nos seus produtos de alteração. Vasconcelos (1996), por meio de datações Ar/Ar em óxidos de Mn secundário da mina de

manganês do Azul e de N4, obteve resultados que mostraram formação de minerais secundários relacionados a amplas superfícies de exposição desde 70 Ma até o recente. Outros depósitos de origem supergênica que ocorrem na região, como o de bauxita em N5 (Lemos & Villas 1983), parecem ter se formado durante esses mesmos eventos. Esse período parece ser suficiente para a geração das acumulações de hematita residual sobre os jaspilitos de Carajás.

Referências

- BEISIEGEL V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: Simp. Geol. Amaz. I, Belém, *Anais*, Anexo, 21-46.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, Anexo, 10-54.
- KLEMM D.D. 1991. The formation of highly concentrated iron ore bodies within the BIF. The Sishen case. In: PAGEL & LEROY (eds.) *Source, Transport and Deposition of Metals* Balkema, Rotterdam, p. 63.
- KRYMSKY R.S.H., MACAMBIRA J.B., MACAMBIRA M.J.B. 2002. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Formação Carajás, estado do Pará. In: SBG-NO, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Resumos*, p.41.
- LEMO V.P. & VILLAS R.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará – implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. In: *Rev. Bras. de Geoc.* RBG. **13** (3):165-177.
- LOBATO L. M., FIGUEREDO e SILVA R.C., ROSIÈRE C.A., ZUCCHETTI M., BAARS F.J., PIMENTEL M., RIOS F.J., SEOANE J.C.S., MONTEIRO A.M. 2005. Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará State, Brazil. In: *Proceedings Iron Ore 2005*, p. 99-110. (The Australian Institute of Mining and Metallurgy: Melbourne).
- MACAMBIRA J.B. 2003. *O ambiente deposicional do Grupo Grão Pará-Carajás*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade de Campinas, 212 p.
- MACHADO W., LINDENMAYER Z., KROGH T.E., LINDENMAYER D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation on the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- OLIVAREZ A.M. & OWEN R.M. 1989. Rare earth element/iron variations in hydrothermal sediments: Implications for the REE content of seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **53**: 757-762.
- PIDGEON R.T., MACAMBIRA M.J.B., LAFON J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.
- RIOS F.J. 1991. *O Granito Central: fácies petrográficas e alteração hidrotermal do setor norte*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade federal do Pará, 152p.
- TOLBERT G.E., TREMAINE J., MELCHER G.C., GOMES C.B. 1971. The Recently Discovered Serra dos Carajas Iron Deposits, Northern Brazil. *Econ. Geol.* **66** (7):985-994.
- TRENDALL A.F., BLOCKLEY J.G. 1970. The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite. *West. Aust. Geol. Surv. Bull.*, **119**: 336 p.
- VASCONCELOS P.M. 1996. Paleoclimas e evolução geomorfológica da região de Carajás: evidência geoquímica e geocronológica. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, *Anais*, p. 26-30