Petrografia, geoquímica e assinatura isotópica de Pb de formações ferríferas bandadas associadas à gênese das cavernas da Serra Sul e do minério de ferro, Carajás, Pará, Brasil

Petrography, geochemistry and Pb isotopic signature of banded iron formations associated with the genesis of the caves and iron ore of Serra Sul, Carajás, Pará, Brazil

Erica da Solidade Cabral[I], Joel Buenano Macambira[II], Marco Antonio Galarza Toro[II]

[I]Universidade Federal do Oeste do Pará. Santarém, Pará, Brasil

[II]Universidade Federal do Pará. Belém, Pará, Brasil

Resumo: Os estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos realizados em cavernas hospedadas em formações ferríferas bandadas do corpo S11D, Serra Sul, foram fundamentais para entender o processo de formação das cavernas e a sua relação com a gênese do minério de ferro. As rochas coletadas encontram-se em diferentes estágios de alteração intempérica: jaspilito não alterado, jaspilito alterado e minério de ferro, estabelecendo, assim, um perfil de intemperismo. Da base para o topo, foi observada brusca diminuição no teor de SiO_2 e aumento relativo no teor de Fe_2O_{3T}. As análises isotópicas Pb-Pb apontam valores homogêneos, com assinatura isotópica semelhante às rochas da crosta superior. Os valores obtidos sugerem rochas pouco radiogênicas quando comparadas com as assinaturas isotópicas Pb-Pb dos depósitos de Cu-Au de Carajás. Não foram identificadas mudanças isotópicas que indicassem eventos metamórficos, reativações tectônicas ou percolação de fluidos hidrotermais que perturbassem o geocronômetro Pb-Pb. Tais evidências sugerem que a formação das cavernas e do minério de ferro está relacionada apenas aos processos supergênicos, associados ao desenvolvimento de um perfil de intemperismo.

Palavras-chave: Geoespeleologia. Petrografia. Minério de ferro. Carajás. Formações ferríferas bandadas. Isótopos de Pb.

Abstract: Petrographic, geochemical and isotopic studies in caves in banded iron formations of the S11D body, Serra Sul, were fundamental to understand the process of formation of caves and its relation with the genesis of iron ore. Collected rocks are in different stages of alteration in time: non-altered jaspilito, altered jaspilito and iron ore, thus establishing a profile of weathering. From the base to the top, there was a sharp decrease in SiO_2 content and a relative increase in Fe_2O_{3T} content. Pb-Pb isotopic analyzes indicate homogeneous values with isotopic signature similar to the rocks of the upper crust. The values obtained suggest little radiogenic rocks when compared with the Pb-Pb isotopic signatures of the Carajás Cu-Au deposits. No isotopic changes were identified that indicated metamorphic events, tectonic reactivations or percolation of hydrothermal fluids that disturbed the Pb-Pb geochronometer. Such evidence suggests that the formation of caves and iron ore is related only to the supergenic processes associated with the development of a weathering profile.

Keywords: Geospeleology. Petrography. Iron ore. Carajás. Banded iron formations. Pb isotopes.

CABRAL, E. S., J. B. MACAMBIRA & M. A. G. TORO, 2018. Petrografia, geoquímica e assinatura isotópica de Pb de formações ferríferas bandadas associadas à gênese das cavernas da Serra Sul e do minério de ferro, Carajás, Pará, Brasil. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 13(1): 121-147.
Autora para correspondência: Erica da Solidade Cabral. Universidade Federal do Oeste do Pará. Instituto de Engenharia e Geociências. Rua Vera Paz, s/n – Salé. Santarém, PA, Brasil. CEP 68035-110 (erica.cabral@ufopa.edu.br).
Recebido em 15/05/2017
Aprovado em 11/08/2017
Responsabilidade editorial: Fernando da Silva Carvalho Filho

INTRODUÇÃO

As formações ferríferas bandadas (*banded iron formations* – BIF) são consideradas o protominério de ferro. São caracterizadas pela alternância de bandas centimétricas de minerais opacos, compostas essencialmente por hematita, magnetita e maghemita, bem como por bandas de minerais de sílica formadas por jaspe e/ou *chert* e quartzo. Para entender a origem das cavernas e do minério de ferro, foram realizados estudos de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, os quais deram suporte para a compreensão do processo de remoção da sílica e acerca do enriquecimento do ferro nos diferentes estágios de alteração intempérica, desde a rocha fresca até o minério de ferro, último estágio de alteração em subsuperfície; além de averiguar se o geocronômetro Pb-Pb se manteve um sistema fechado durante o processo de evolução do perfil de intemperismo. Os estudos foram realizados em amostras coletadas no corpo S11D, Serra Sul, no interior das cavernas S11D-05, S11D-11, S11D-35 e em furos de sonda correlacionáveis estratigraficamente a elas (Figura 1).

Na região de Carajás, os primeiros estudos realizados em cavernas devem-se a Tolbert *et al.* (1971), que fazem relatos sobre as grandes cavernas encontradas sob o manto de canga. Os estudos espeleológicos nessa região tiveram avanço a partir dos trabalhos do Grupo Espeleológico Paraense (GEP). As contribuições de Pinheiro & Maurity (1988), Maurity & Kotschoubey (1995), Piló & Auler (2009), Dutra (2013), Cabral *et al.* (2016), Abreu *et al.* (2016) e Braga *et al.* (2017) também foram significativas para o estudo e o entendimento do processo de formação de cavernas hospedadas em BIF.

As primeiras tentativas de entender e propor modelos genéticos para o minério de ferro datam das últimas décadas do século XIX e intensificaram-se à medida que novos depósitos foram descobertos (Costa, 2006). Os modelos supergênico, que leva em consideração a formação do minério devido à lixiviação da sílica por soluções meteóricas (Ruckmick, 1963; Campana, 1966; Beisiegel, 1982; Morris, 1985; Macambira, 2003; Costa, 2006), e hipogênico, que propõe a formação do minério através da alteração hidrotermal (Roberts & Bartley, 1943; Dorr, 1965; Rosière & Chemale Jr., 2000; Lobato *et al*., 2005; Figueiredo e Silva, 2009), são os mais aceitos.

Costa (2006) propôs uma classificação para formações ferríferas bandadas em diferentes graus de alteração intempérica, separando-os em cinco categorias:

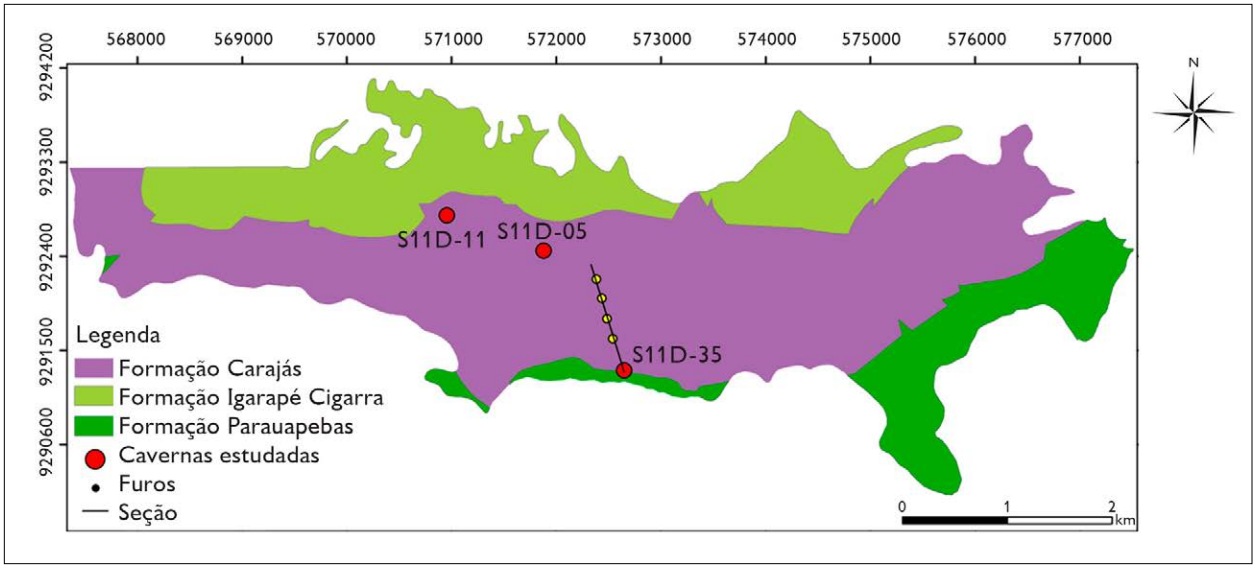

Figura 1. Mapa do corpo S11D, mostrando as cavernas e os furos de sonda nos quais amostras de BIF e de minério de ferro foram coletadas.

jaspilito não alterado, jaspilito moderadamente alterado, jaspilito intensamente alterado, minério de ferro e canga de minério. Essa classificação foi adotada para este trabalho, contemplando apenas três grupos, jaspilito não alterado, jaspilito alterado (jaspilito moderadamente a intensamente alterado) e minério de ferro.

MATERIAIS E MÉTODOS

A caracterização petrográfica foi realizada por meio da análise macroscópica em amostra de mão e microscópica em seções e lâminas polidas. Nas seções, foram analisados minerais opacos utilizando microscopia óptica de luz refletida; nas lâminas polidas, foram descritos tanto os minerais transparentes em microscopia óptica de luz transmitida quanto os minerais opacos. As lâminas e as seções foram analisadas no microscópio Zeiss, modelo Axioplan2.

A análise química de rocha total foi realizada em 21 amostras, levando em consideração os diferentes estágios intempéricos das rochas coletadas nas cavernas e nos furos de sonda. Foram selecionadas após a caracterização petrográfica e analisadas pela *Analytical Laboratories* Ltda. (ACME), Vancouver, Canadá, sendo obtidas as concentrações de elementos maiores, menores e traço, incluindo os elementos terras raras (ETR). Os elementos maiores e menores (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, P_2O_5 e Cr_2O_3) foram determinados por espectrometria por *Inductively Coupled Plasma - Optical Emission Spectrometry* (ICP-OES) e os elementos-traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ga, Sc, Th, U, V, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS).

O fracionamento dos ETR foi calculado em relação ao *North America Shale Composite* (NASC), obtido por Goldstein & Jacobsen (1988), e Eu/Eu* (1) e La/Eu (2), de acordo com as equações:

(1) $Eu/Eu^* = (2\ Eu_{amostra}/Eu_{NASC})/[(Sm_{amostra}/Sm_{NASC}) + (Gd_{amostra}/Gd_{NASC})]$

(2) $La/Yb = (La/Yb)_{amostra}/(La/Yb)_{NASC}$

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica - Pará-Iso, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA), utilizando o espectrômetro de massa de termoionização *Triton Plus multicoletor* (TIMS), tendo sido aplicadas duas metodologias, Pb-Pb por dissolução total e lixiviação em óxido de ferro.

Pb-Pb POR DISSOLUÇÃO TOTAL

A abertura química da rocha (300 mg) foi feita com HNO_3 (65%) + HCl (37%) + HBr (8N). O resíduo da amostra foi solubilizado com HCl*** (ácido clorídrico tridestilado) e submetido à separação por cromatografia de resina de troca iônica Spec Eichrom 50-100 mesh, condicionada com HCl (2N). O Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com H_3PO_4. O concentrado final foi depositado em filamento simples de rênio para análise.

Pb-Pb POR LIXIVIAÇÃO EM ÓXIDO DE FERRO

O procedimento utilizado foi modificado de Frei & Kamber (1995) e de Bjorlykke *et al*. (1990), sendo adaptado às condições do Pará-Iso, conforme indicado na Tabela 1. Foram utilizadas aproximadamente 300 mg de amostra,

Tabela 1. Abertura química aplicada em amostras lixiviadas de hematita. * Mistura forte = 12 HBr*** (4N): 1 HCl*** (2N); *** = tridestilado.

Lixiviados	Reagentes	Tempo	Temperatura
L1	4 mL mistura forte*	15 minutos	~110 °C
L2	4 mL HBr*** (2N)	4 horas	~110 °C
L3	4 mL HCl*** (4N)	12 horas	~110 °C
L4	4 mL HCl*** (6N)	6 horas	~110 °C
L5	4 mL água régia (50%)	24 horas	~110 °C
L6	2 mL $HCl_{Conc.}$ + 2 mL $HNO_{3Conc.}$ + 4 gotas HBr*** (2N)	24 horas	~110 °C

dissolvidas parcialmente para produzir soluções sobrenadantes, que são coletadas em quatro etapas de lixiviação (L1 a L4) e em uma etapa de dissolução total do resíduo remanescente (L5). Em uma das amostras, foi necessária uma última etapa (L6) para que ocorresse a lixiviação total. A separação cromatográfica, a coleta e a deposição em filamento do Pb são as mesmas indicas no procedimento anterior.

O fator de discriminação de massa utilizado para correção das razões isotópicas foi de 0,001456 ± 0,000020 por u.m.a., obtido a partir de análises repetidas de material de referência NBS-982. Durante o período das análises isotópicas, o material de referência forneceu valores de $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 0,467084 ± 0,000004 e $^{206}Pb/^{204}Pb$ de 36,732 ± 0,002 (2σ, n = 16).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo, corpo S11D, encontra-se na Província Mineral de Carajás (PMC), localizada na direção sul da Bacia Carajás (Figura 2), que tem como embasamento o Complexo Xingu (DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991), de idade 2859 ± 2 Ma, definido pelo método U/Pb em zircão (Machado *et al*., 1991), o qual é considerado a porção mais extensa da PMC, sendo formado por corpos gnáissicos migmatíticos (tonalitos, trondhjemitos e/ou granodioritos), granulitos e granitoides (Feio, 2011; Feio *et al*., 2013), assim como por rochas máfico-ultramáfico do Complexo Intrusivo Luanga (2763 ± 6 Ma, Machado *et al.*, 1991) e Diopsídio-Norito Pium (Ricci & Carvalho, 2006; Santos *et al.*, 2013), datado em 2746 ± 1 Ma (Santos *et al*., 2013). Além desses, foram identificados corpos granitoides de idade neoarqueana intrusivos no embasamento (2,73-2,76 Ga; Barros *et al.*, 2001, 2009; Huhn *et al*., 1999; Gomes, 2003; Sardinha *et al*., 2004; Feio *et al*., 2013; Gabriel *et al*., 2010; Avelar *et al*., 1999): Complexo Granítico Estrela, Granitos tipo A da Suíte Planalto, Rochas Charnockíticas, granitoides da Suíte Pedra Branca, Granito Serra do Rabo, Granito Igarapé Gelado, Granito Rancho Alegre e granitos potássios da Suíte Plaquê. À medida que estudos vêm sendo realizados, tem ocorrido a individualização de diferentes tipos de rochas.

Na Bacia Carajás, o magmatismo mais significativo é representado pelo vulcanismo máfico do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga; Wirth *et al*., 1986; Machado *et al*., 1991), formado por rochas metavulcanossedimentares, compreendendo os grupos Grão-Pará, Rio Novo, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Aquiri (DOCEGEO, 1988).

O corpo S11D está geologicamente inserido no Grupo Grão Pará (Pinheiro, 1997), composto, na porção inferior, pela Formação Parauapebas, de idade 2759 ± 2 Ma (Machado *et al*., 1991), constituída por rochas vulcânicas básicas, apresentando, em sua maioria, metabasaltos e metadacitos (Meirelles *et al*., 1984); já na porção intermediária, é composto pela Formação Carajás, constituída por formações ferríferas bandadas de fácies óxido do tipo jaspilito (Macambira, 2003), tendo sido quase totalmente modificadas para corpos de minério hematítico. Datações em sill que cortam essa formação indicam idades de 2751 ± 4 Ma (U-Pb em zircão; Krymsky *et al.*, 2007) e de 2740 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP, zircão; Trendall *et al*., 1998). A porção superior é composta pela Formação Igarapé Cigarra (Macambira *et al*., 1990), formada por basaltos bastante alterados hidrotermalmente, por quartzo-wackes e quartzo-arenitos. Essa formação possui idade correlacionável à do Grupo Igarapé Bahia (2747 ± 1 a 2745 ± 1 Ma) (Galarza & Macambira, 2002a), sendo que esse grupo é constituído por metabasaltos, rochas metassedimentares, incluindo metapelitos, wackes, ritmitos, formação ferrífera e rochas metapiroclásticas de composição ácida a intermediária. O topo do Grupo Grão Pará, Formação Igarapé Boa Sorte, parece representar o final das manifestações vulcânicas e da sedimentação química, marcando o início da contribuição sedimentar clástica ao Grupo Grão Pará (Macambira, 2003), datada de 2681 ± 5 Ma (Trendall *et al*., 1998).

Morfologicamente, a Serra Sul está inserida entre o Domínio Morfoclimático Amazônico e o Domínio do Cerrado (Ab'Saber, 1977). Esta classificação leva em consideração o modelamento do relevo, através de

processos erosivos e de sedimentação com base na atuação climática. A região mais arrasada de Carajás é dominantemente plana a ondulada. Essas superfícies de aplainamento, consideradas como a etapa final do ciclo erosivo na região, constituem um pediplano regional, com cotas variando de 250 a 350 m. Platôs e serras isoladas, com cotas superiores a 500 m, ocorrem como ressaltos dentro desse pediplano. Estes platôs constituem resquícios da superfície sul-americana, desenvolvida entre o Cretáceo e o Neogeno. Entre os principais ressaltos geomorfológicos da região, têm-se as serras Norte, Leste, Bocaina, Tarzan e Sul (Gonçalves & Sousa, 2011).

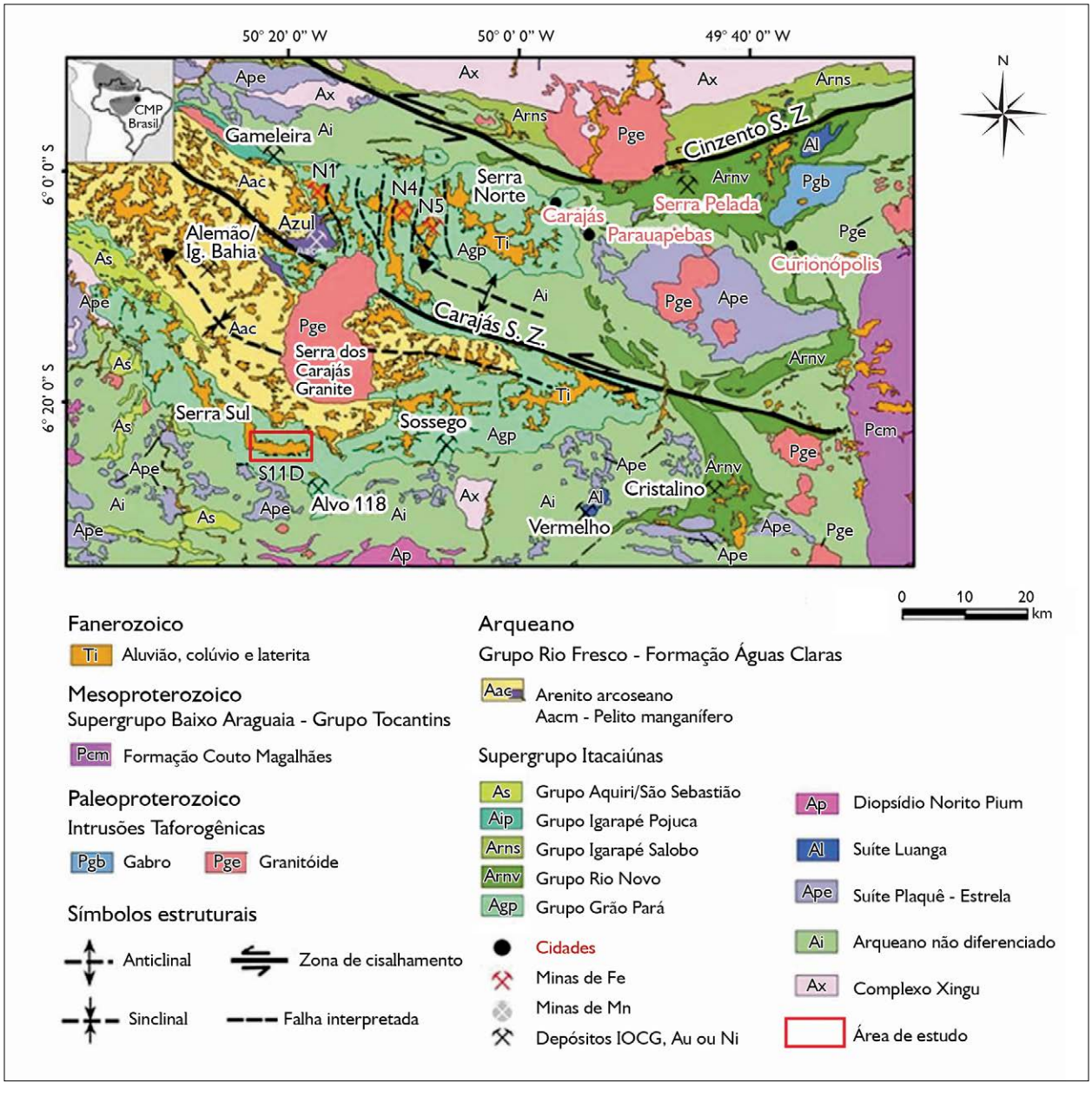

Figura 2. Mapa geológico da Bacia Carajás. Fonte: modificado de Rosière *et al.* (2006) e de Costa (2007).

A configuração do relevo atual está intensamente relacionada ao paleoclima da região, pois, no Terciário, o clima era agressivo, árido, ocorrendo logo após uma alternância climática entre fases úmidas e quentes, o que propiciou a reprecipitação de ferro, formando couraças ferruginosas (crosta laterítica), as quais sustentam as serras. A crosta laterítica, em Carajás, foi datada em torno de 65 Ma (Vasconcelos *et al*., 1992).

PETROGRAFIA: GRAUS DE ALTERAÇÃO

Os diferentes graus de alteração conferem às rochas feições e fases minerais características. Neste trabalho, será adotada a classificação de Costa (2006), que propôs diferentes graus de alteração para as formações ferríferas, analisando a lixiviação da sílica, a concentração de ferro, a presença de cavidades de dissolução e os minerais neoformados. Costa (2006) também caracterizou diferentes tipos de hematita: hematita-1 (Hem-1), a qual pode ser encontrada como uma massa criptocristalina relativamente porosa, também classificada como hematita primária, de origem sedimentar; hematita-2 (Hem-2), oriunda do processo de martitização da magnetita, encontrada substituindo parcial ou totalmente a massa e os cristais do mineral, formando pseudomagnetitas; e hematita-3 (Hem-3), que são cristais na forma de finas palhetas e podem ocorrer interestratificados ou dispersos com a massa criptocristalina de Hem-1 ou, ainda, preenchendo cavidades de dissolução. Esses cristais são produtos da reprecipitação de óxido de ferro e foram encontrados nas rochas de grau de alteração intempérica avançado, jaspilito alterado. Em algumas amostras, ocorre a hidratação desses cristais formando palhetas de goethita.

As cavidades de dissolução são feições que caracterizam as rochas em estágio avançado de alteração. Preferencialmente, essas cavidades são formadas na banda de sílica por processos de dissolução e de lixiviação. No entanto, também é possível notar cavidades na banda de minerais opacos.

A classificação das rochas foi feita com base na divisão petrográfica, levando-se em consideração o contexto em que a rocha se encontrava. As análises químicas, posteriores, corroboram em boa parte a classificação inicial.

JASPILITO NÃO ALTERADO

A classificação de jaspilito não alterado (rocha fresca) foi atribuída às rochas que apresentam características primárias preservadas: alternância entre as bandas compostas por *chert* e quartzo e bandas compostas por minerais opacos (Figura 3A), bandamento regular e contínuo e contato abrupto entre as bandas (Figura 3B).

Por meio de análise petrográfica, foi observado que as bandas de opacos possuem espessura média de 6 mm. São compostas mineralogicamente por hematita, magnetita e raramente por maghemita. A hematita é o mineral mais abundante, observada como uma massa esbranquiçada criptocristalina, denominada de Hem-1. A Hem-1 é um mineral sedimentar ou possivelmente diagenético, considerado primário (Figura 3C). Em outros locais, também foi observada a hematita como uma massa anédrica, porosa, criptocristalina, formada a partir do processo de martitização, substituindo a magnetita na borda de cristais. Essa hematita é considerada secundária, sendo nomeada como Hem-2 (Figura 3D). A magnetita possui cor marrom-rosada, hábito octaédrico, dispondo-se na forma de ilhas dentro da massa de hematita e como núcleos reliquiares de cristais parcialmente substituídos por hematita e maghemita, mineral menos abundante nessas rochas. Essa substituição ocorre da borda para o centro do cristal (Figura 3E). Além dos minerais opacos, também foram observados *chert* e quartzo associados a essa banda, como ilhas formadas por cristais policristalinos (Figura 3F).

As bandas de minerais silicosos tem, em média, 7 mm de espessura e apresentam contato abrupto com a banda de minerais opacos. São compostas predominantemente por *chert*, quartzo criptocristalino, cujos cristais têm diâmetro menor do que 0,01 mm (Figura 4A), e quartzo granular, cristais com tamanhos de 1,5 mm, em média,

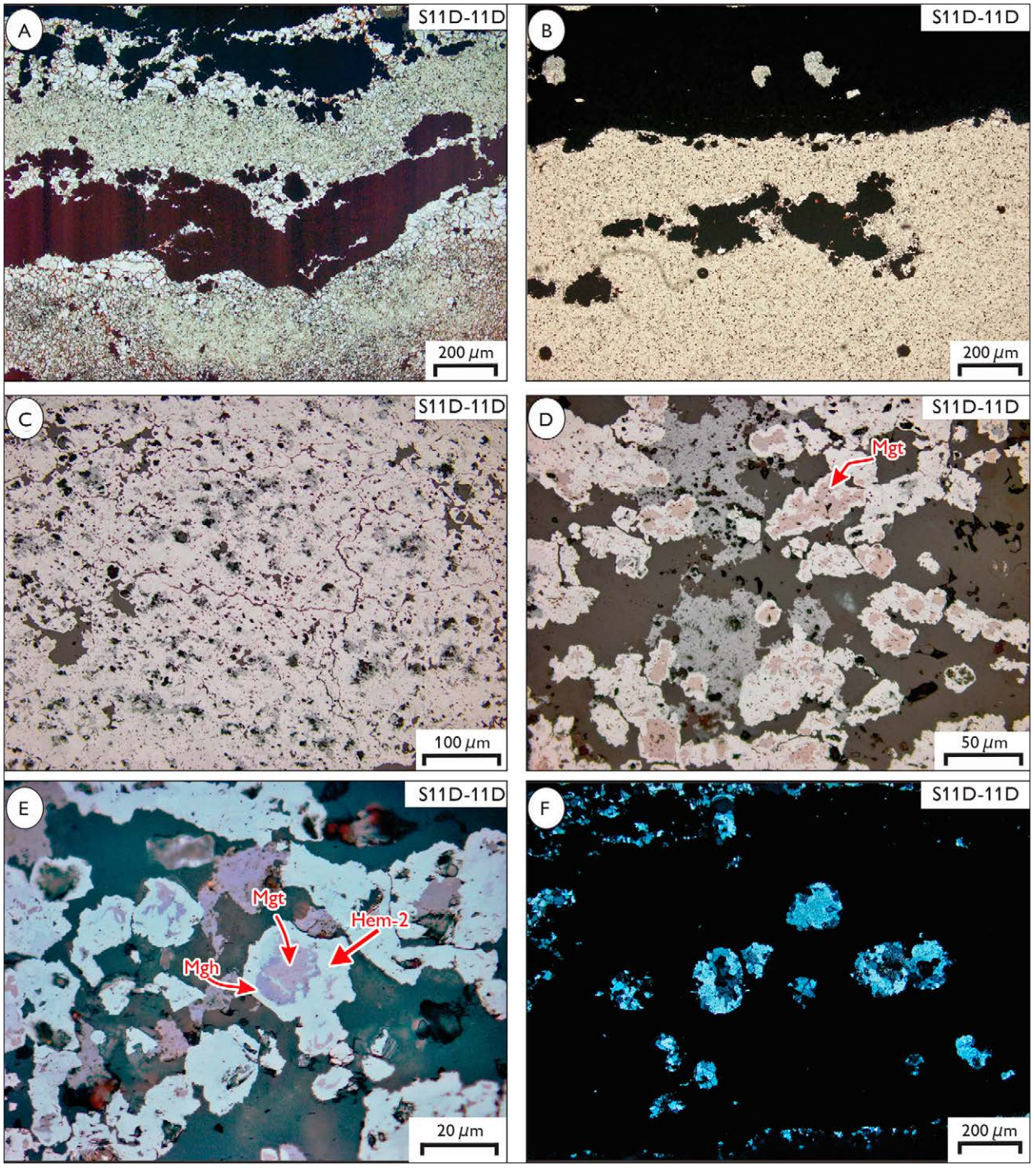

Figura 3. A) Fotomicrografia em luz transmitida (LT) do bandamento do jaspilito, intercalação entre as bandas de minerais opacos silicosos (obj4x, nicóis paralelos); B) contato abrupto entre as bandas (obj4x, luz refletida – LR, nicóis paralelos); C) massa criptocristalina, esbranquiçada de hematita primária, Hem-1 (obj4x, LR, nicóis paralelos); D) magnetita (Mgt) sendo substituída pela hematita-2 (Hem-2) (obj20x, LR, nicóis paralelos); E) maghemita (Mgh) ao centro da figura, na borda do cristal de magnetita (obj50x, LR, nicóis paralelos); F) ilhas de quartzo dentro da banda de minerais opacos (obj4x, LT, nicóis cruzados).

os quais apresentam, em sua maioria, contatos retos e são considerados como a primeira e a segunda geração de quartzo, respectivamente. Em algumas porções, há cristais de quartzo estirados, com extinção ondulante, no entanto essa evidência de deformação é localizada e não se estende em toda a amostra, havendo diferença brusca de tamanho e de forma deles em uma área restrita (Figura 4B). Na Figura 4C, os cristais de quartzo estão bem compactados, com contatos retos e junção tríplice. Outra característica observada nessas rochas é o aumento do tamanho desses cristais no contato com a banda de minerais opacos, sendo isso mais evidente no que foi aqui considerado como a charneira de uma dobra, em que o alívio de pressão propiciou uma recristalização localizada e o crescimento desses cristais (Figura 4D).

JASPILITO ALTERADO

A ação do intemperismo nestas rochas é mais evidente, sendo que o bandamento composicional não se encontra nítido, devido à lixiviação da banda silicosa (Figuras 5A e 5B), no entanto o acamamento plano-paralelo ainda é persistente e o bandamento é contínuo (Figura 5C). Os processos de dissolução e de lixiviação na banda silicosa acarretaram a geração de cavidades de dissolução (Figura 5D).

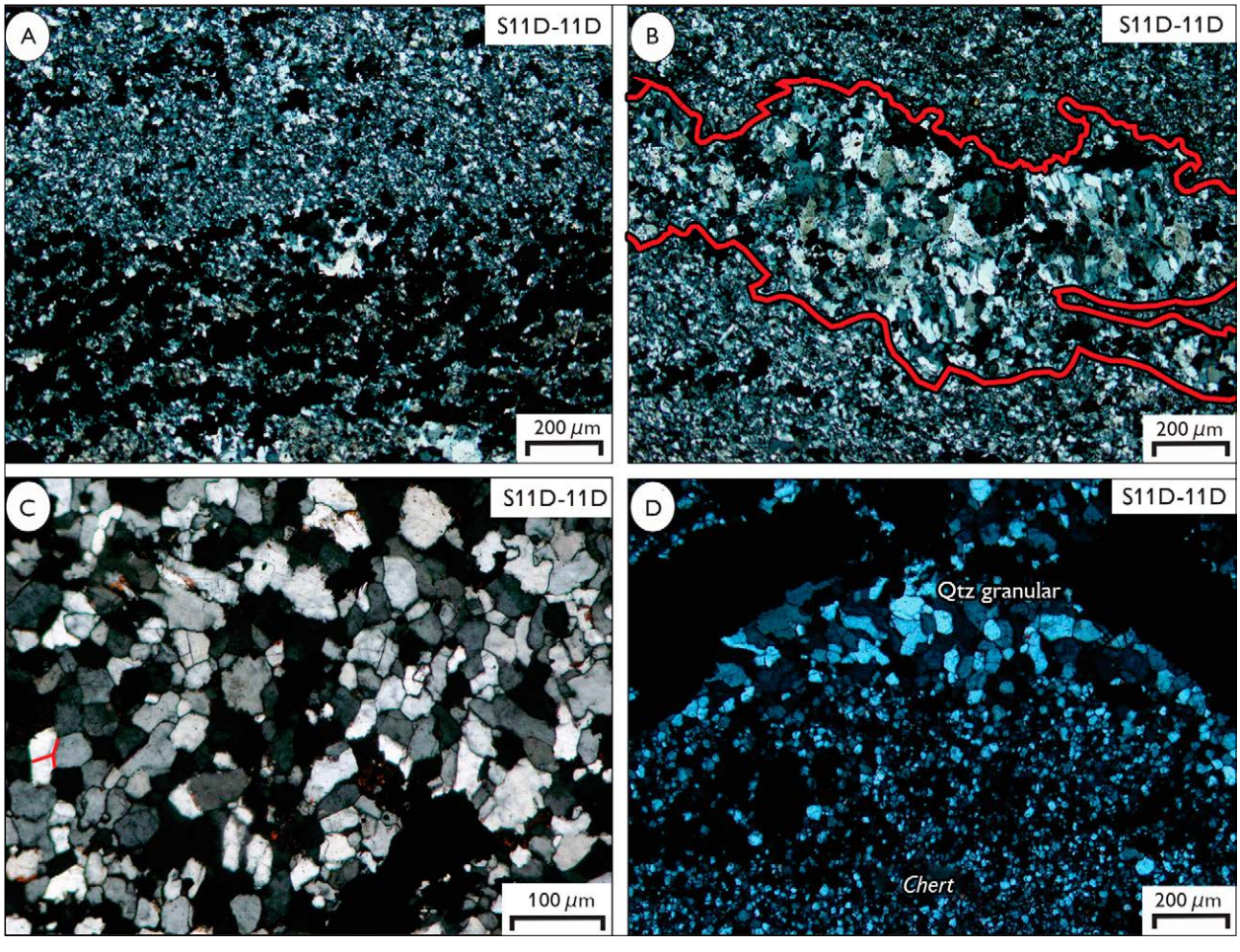

Figura 4. A) Banda de minerais silicosos formada por *chert* e quartzo granular (obj4x, LT, nicóis cruzados); B) bolsa de quartzo granular estirado, com extinção ondulante em contato com *chert* (obj4x, LT, nicóis cruzados); C) agregados de quartzo com contatos retos e junção tríplice (obj10x, LT, nicóis cruzados); D) quartzo (Qtz) granular em contato com a banda de minerais opacos (obj4x, LT, nicóis cruzados).

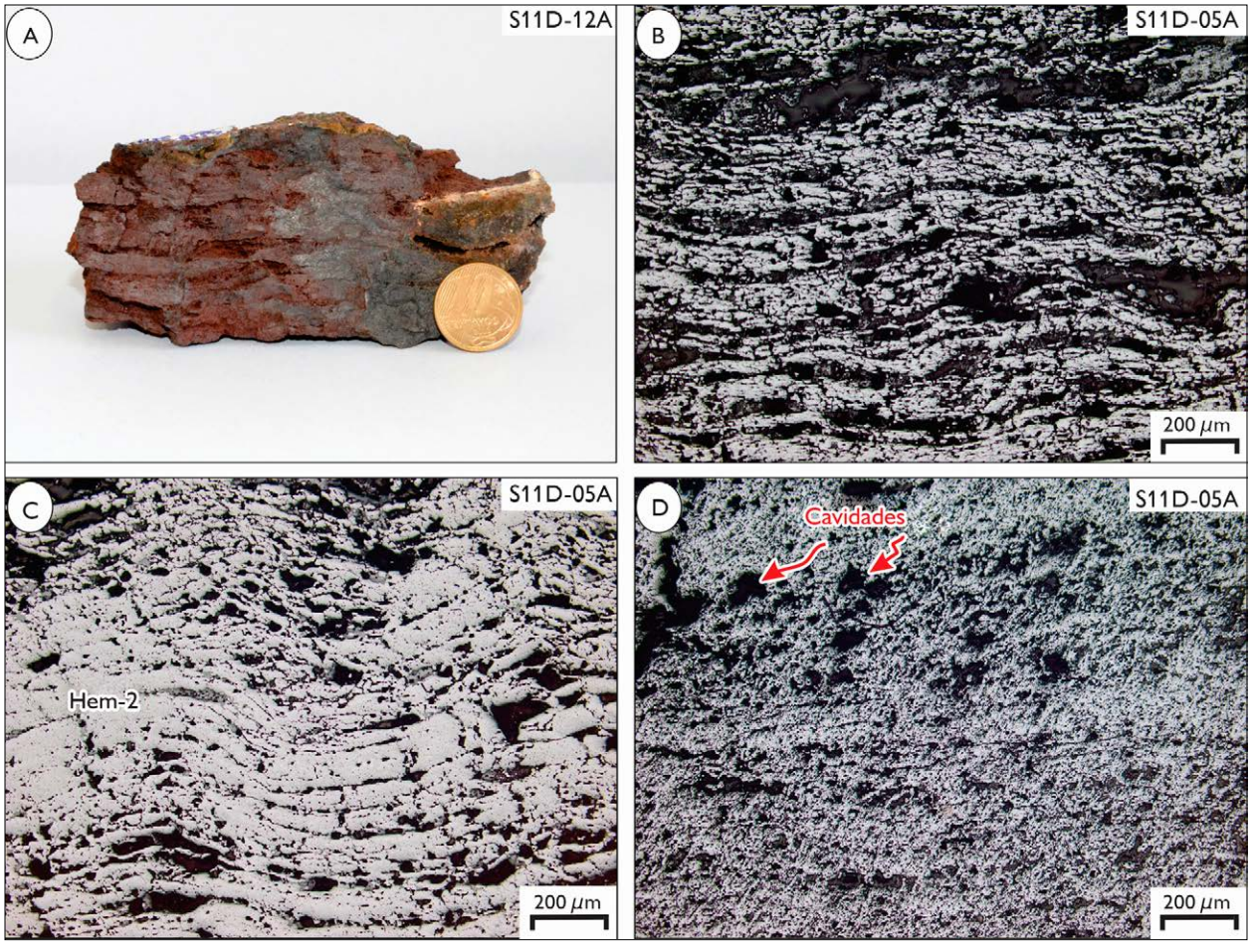

Figura 5. A) Amostra de mão de jaspilito alterado com bandamento persistente, no entanto não é notada a intercalação de bandas, devido à lixiviação da sílica; B) acamamento plano-paralelo (obj4x, LR, nicóis paralelos); C) banda de minerais opacos, composta predominantemente por hematita (obj4x, LR, nicóis paralelos); D) cavidades de dissolução na banda silicosa (obj4x, LR, nicóis paralelos).

A banda de minerais opacos é predominantemente formada por hematita (Figura 5C) e, em menor proporção, por magnetita (Figura 6A). A hematita foi observada nas bandas de minerais opacos de duas formas: como uma massa anédrica, criptocristalina, porosa e substituindo quase completamente os cristais de magnetita, tomando a forma desse mineral (Figura 6B), ambas classificadas como Hem-2. No cristal, essa alteração ocorre da borda para o centro, como pode ser observado na Figura 6C. Em estágios mais avançados de alteração, é possível observar apenas um núcleo reliquiar de magnetita. Esse processo de substituição, da magnetita pela hematita, é denominado martitização. A Hem-3 também está presente nessas rochas como finas palhetas de cristais alongados, preenchendo cavidades de dissolução, sendo que em algumas porções essas palhetas de hematita já estão goethitizadas (Figura 6D). A quantidade de hematita no jaspilito alterado é bem maior, quando comparada à quantidade presente nas rochas menos alteradas, em jaspilito não alterado. Além da Hem-3, a goethita também é um mineral neoformado, sendo o mais abundante nessas rochas (Figura 6C).

O aumento do processo de lixiviação juntamente com os processos supergênicos levaram à formação de

cavidades, geradas pela dissolução da sílica, além de minerais neoformados no entorno ou preenchendo as cavidades de dissolução. Esse processo ocorre predominantemente na banda de *chert*/quartzo granular, enquanto que na banda de opacos o processo é menos evidente.

As cavidades de dissolução foram observadas nessas rochas com tamanhos que variam de 0,5 a 10 mm, sendo também possível estimar que ocupam cerca de 30% do volume da rocha, demostrando, dessa forma, a atuação intensa dos processos de dissolução e de lixiviação. Elas se formaram em locais onde os processos atuam com maior intensidade, compondo zonas propícias à dissolução. Essas cavidades são formadas primeiramente na banda de sílica, pois os minerais silicosos são os mais solúveis, quando comparados aos minerais opacos, entretanto, com o aumento da alteração, também são geradas cavidades na banda de minerais opacos (Figura 7A). As cavidades de dissolução encontram-se, em sua maioria, bordejadas e preenchidas por goethita, além de se interconectarem à medida que se expandem (Figura 7B).

MINÉRIO DE FERRO

Para a classificação de minério de ferro, a maioria dos autores (Costa, 2006; Sobrinho, 2012) adota, atualmente, dois tipos principais: hematita friável e hematita compacta. Segundo Sobrinho (2012), essa distinção é feita com base

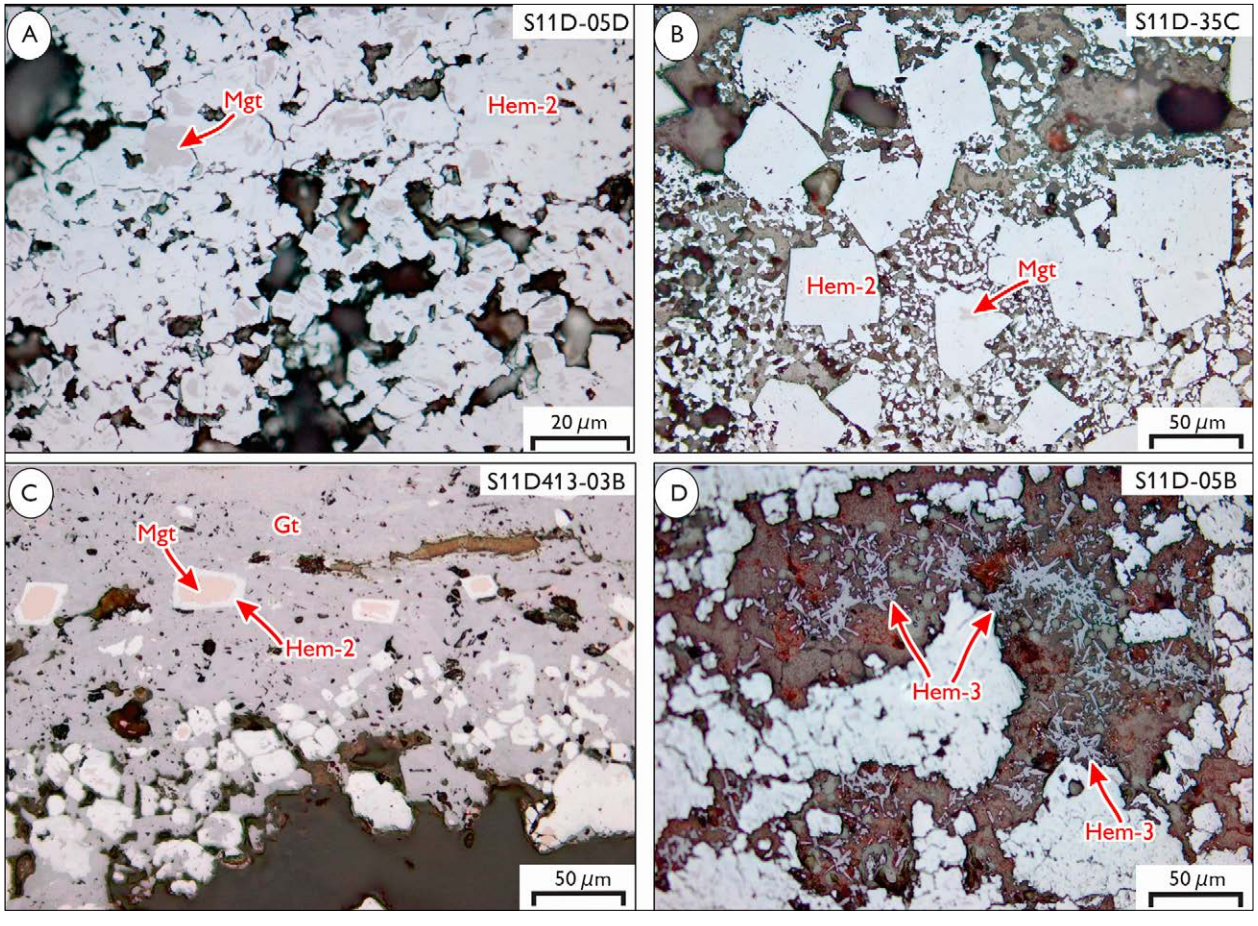

Figura 6. A) Massa de hematita-2 (Hem-2) substituindo a magnetita (LR, nicóis paralelos); B) cristais de magnetita (Mgt) substituídos parcial e totalmente por hematita-2 (LR, nicóis paralelos); C) massa de goethita (Gt) associada a cristais de magnetita, que estão sendo substituídos da borda para o centro por hematita-2- (LR, nicóis paralelos); D) palhetas de hematita-3 (Hem-3) goethitizadas (LR, nicóis paralelos).

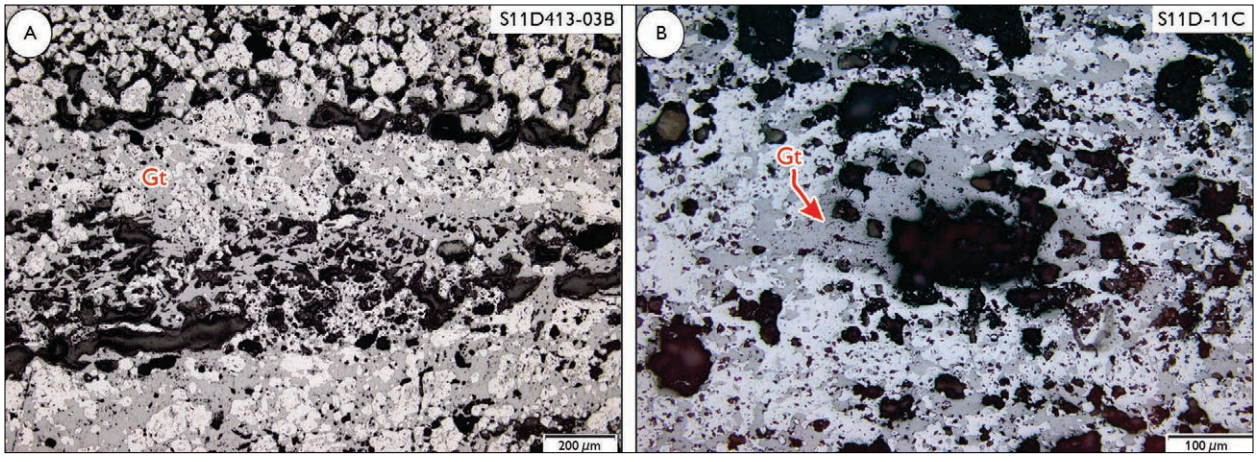

Figura 7. A) Cavidades de dissolução na banda silicosa e em menor proporção na banda de minerais opacos (LR, nicóis cruzados); B) cavidades de dissolução bordejadas e preenchidas por goethita (Gt) (LR, nicóis paralelos).

impreterivelmente na friabilidade do material, definida a partir de classificação visual.

O minério compacto constitui corpos de alto teor (Figura 8A), mas ainda apresenta características reliquiares do protólito, jaspilito, como o acamamento plano-paralelo (Figuras 8B e 8C). Este minério é formado quase que exclusivamente por Hem-2. Já a magnetita é uma fase subordinada e encontra-se completa ou parcialmente transformada para Hem-2 (Figura 8D). Esse tipo de minério não desagrega com facilidade e apresenta, em sua maioria, um fino acamamento, marcado por bandas de hematita criptocristalina (Hem-1), em que bandas foscas (maior porosidade) alternam com bandas mais brilhantes (menor porosidade) (Figura 8B). Outra forma de ocorrência da hematita é como cristais bem desenvolvidos, em formato de finas palhetas, Hem-3. Esses cristais estão comumente associados a Hem-1 (Figura 9A) ou aparecem preenchendo parcialmente cavidades de dissolução (Costa, 2006), as quais são circulares, de diâmetro muito pequeno, sendo muito numerosas em algumas zonas, obliterando o acamamento (Figura 9B); em alguns locais, essas cavidades estão preenchidas por uma massa anédrica de goethita (Figura 9C). Nas porções mais alteradas, onde parece ter havido maior remoção de material, são comuns feições de fragmentação dos leitos e estruturas de colapso (Costa, 2006) (Figura 9D).

Diferentemente do minério compacto, o friável (Figura 10A) não apresenta coesão e é, por vezes, pulverulento, não sendo mais observadas características primárias. O material é predominantemente composto por Hem-2 (Figura 10B).

Como descrito por Dorr (1964), a banda de minerais silicosos é a mais solúvel em relação à banda de minerais opacos. Os minerais dessa camada possuem uma ordem de dissolução: *chert*, quartzo granular e jaspe. Dorr (1964) também afirma que a solubilidade dos grãos de quartzo depende do fator textural, pois, quanto menor for o cristal de quartzo, mais facilmente ele será solubilizado. Além disso, outros fatores, como o pH, contribuem diretamente no processo de solubilização dos minerais de sílica e, por conseguinte, na concentração de ferro. De acordo com Mason (1966), a sílica é mais solúvel em meios básicos, entretanto, em condições ácidas, como ocorre na Amazônia (Demattê & Demattê, 1993), também pode haver solubilização em volumes menores; se associada a fatores como o tempo, a alta pluviosidade e a eficiência da drenagem, no entanto, o volume de sílica dissolvido pode ser muito maior. Morris (1985) afirma que nas BIF a sílica reage com a água e é carreada para fora do sistema, ficando em solução sob a forma de H_4SiO_4.

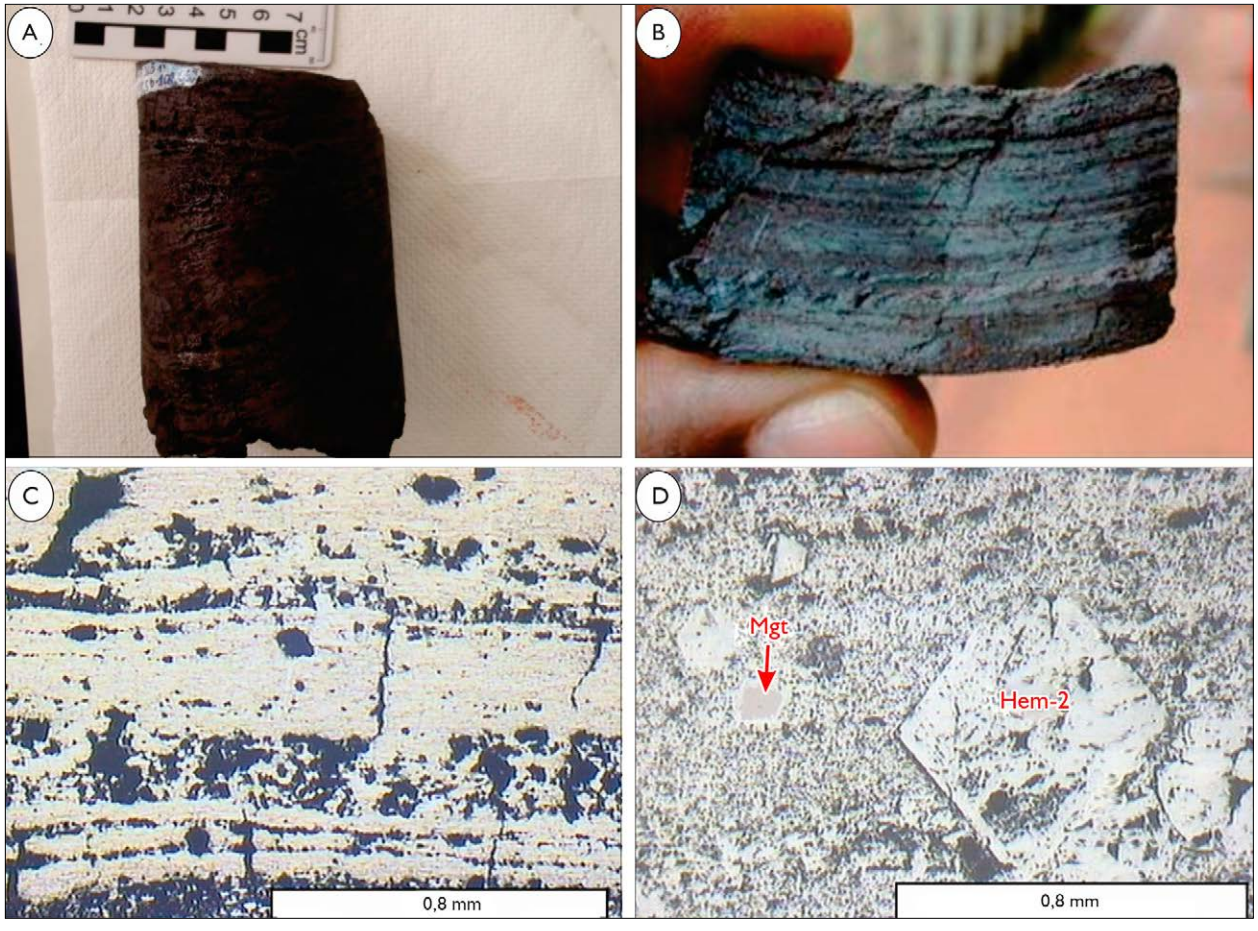

Figura 8. A) Características macroscópicas do minério maciço; B) estruturação interna plano-paralela presente no minério compacto; C) acamamento do minério (notar a delicada laminação interna nas camadas mais maciças - LR); D) cristais isolados de pseudomorfos de magnetita (Mgt) (observar que o menor grão – centro-esquerda – ainda possui o mineral primário preservado - LR). Fontes: Sobrinho (2012) (A e B) e Costa (2006) (C e D).

Rimstidt (1997) estudou o processo de solubilidade da sílica em baixas temperaturas, calculando 11 ppm para a concentração de sílica em solução aquosa a 25 °C. Segundo Harmsworth *et al*. (1990), há evidências experimentais de que a solubilidade do quartzo pode ser substancialmente aumentada, em até dez vezes, em presença de Fe^{2+} em águas subterrâneas. Em uma área exposta de BIF de 1 km^2, havendo disponibilidade de Fe^{2+}, como será demonstrado na petrografia, a hematita também se dissolve, liberando Fe^{2+}. Considerando-se precipitação média anual de 800 mm de chuva (intermediária entre os depósitos de Hamersley, 350 mm, e da PMC, 2.800 mm) e taxa de infiltração de 70%, seria possível esperar um aporte anual de 500 mil m^3 de água nova no aquífero. Esta água, em tese, solubilizaria em torno de cinco toneladas de sílica por ano, se considerado o valor de 11 ppm, de Rimstidt (1997). Utilizando-se como exemplo o Cenozoico (65 Ma), com uma precipitação média sobre uma superfície de 1 km^2, menosprezando as oscilações climáticas que ocorreram no período, seriam lixiviadas cerca de 300 Mt de sílica das BIF. Este montante seria suficiente para formar um depósito hematítico friável de 450 Mt, se fosse considerada uma proporção de 40% e 60% de massa entre quartzo e hematita no protominério (Sobrinho, 2012).

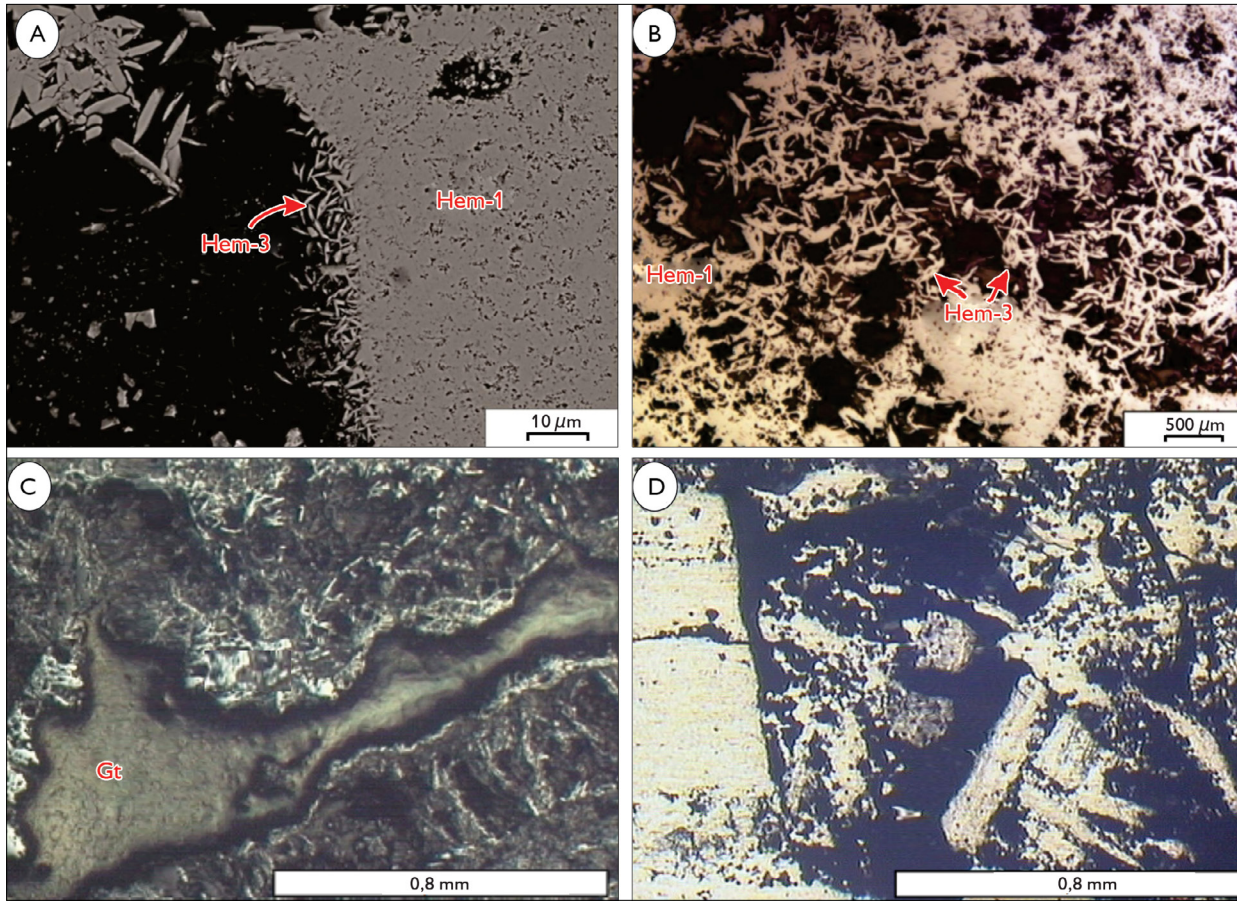

Figura 9. A) Hematita-3 cristalizada a partir da hematita primária (Hem-1, LR); B) cristais de hematita-3 preenchendo cavidades (obj: 10x, LR); C) massa de goethita (Gt) em cavidade, circundada por finas palhetas de hematita e de goethita (LR); D) colapso nas camadas de hematita primária (centro). Fontes: Sobrinho (2012) (A e B) e Costa (2006) (C e D).

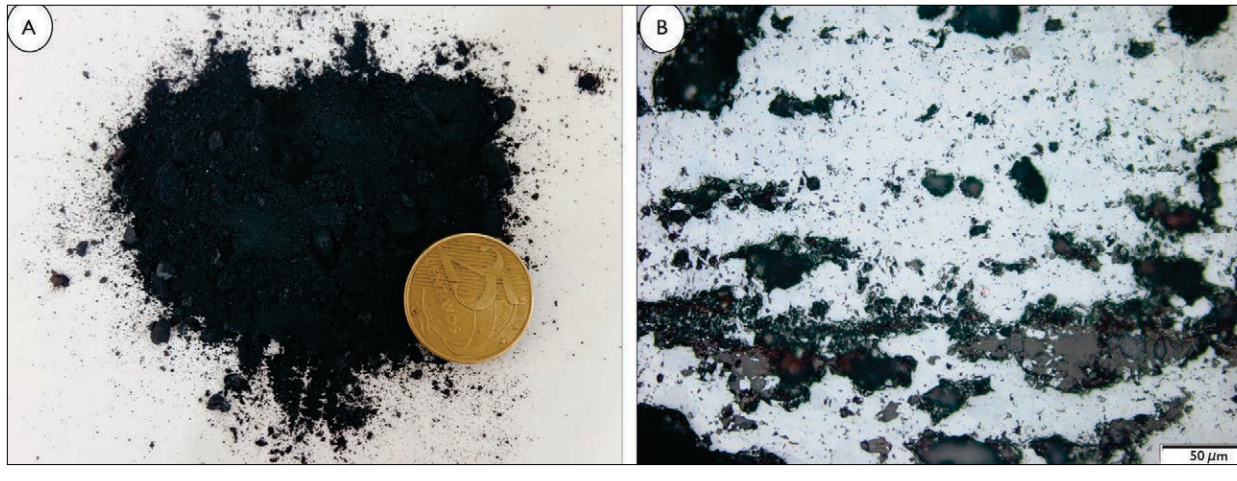

Figura 10. A) Minério de ferro friável; B) massa esbranquiçada criptocristalina de Hem-2 (LR, nicóis paralelos). Foto (A): Erica da Solidade Cabral.

Esses valores podem ser atribuídos ao depósito de minério de ferro N4E, em Carajás, com reserva medida de 462 Mt (dado cedido pela Vale). Embora o pH, na área de estudo, não seja o fator mais relevante no processo de solubilização da sílica, a alta pluviosidade, atrelada ao tempo, possibilita a solubilização de grandes volumes de sílica, compatíveis com os depósitos de minério de ferro de Carajás.

GEOQUÍMICA

As rochas analisadas foram coletadas dentro das cavernas (3) e em furos de sonda (SSD-FD404, SSD-FD408, SSD-FD412, SSD-FD413) nos intervalos estratigraficamente correspondentes às cavernas. As análises foram feitas nos diferentes grupos de alteração, definidos anteriormente pela petrografia.

JASPILITO NÃO ALTERADO

O jaspilito não alterado (três amostras) não apresenta sinais de remoção de sílica, nem a presença de minerais neoformados, de goethita e de Hem-3; os teores de SiO_2 dessas rochas variam de 40,01 a 44,47%; e os teores de Fe_2O_{3T} variam de 53,91 a 58,33%. Já a quantidade de Al_2O_3 é muito baixa, assim como as de MnO e de P_2O_5. TiO_2, CaO, Na_2O, K_2O não foram observados, pois estão abaixo do limite de detecção do método empregado, os quais podem ser observados na Tabela 2.

Tabela 2. Composição química das rochas estudadas em Serra Sul. Legenda: * = abaixo do limite de detecção. (Continua)

	Jaspilito não alterado			Jaspilito alterado											Minério de ferro						
Análise / Amostra	S11D-11D	AM-01B	AM-01C	S11D-05A	S11D-05B	S11D-05D	S11D-11C	S11D-35A	S11D-35B	S11D-35C	SSD-413-01	SSD-413-02	SSD-413-03	SSD-413-04	SSD-404-01	SSD-404-02	SSD-404-03	SSD-408-01	SSD-408-02	SSD-412-01	SSD-412-02
SiO_2 (%)	43,91	40,01	44,47	0,69	0,65	1,10	1,00	0,67	0,37	0,31	0,36	0,73	0,52	0,72	1,01	0,98	0,96	0,83	0,68	0,38	0,40
TiO_2	*	*	*	0,09	0,10	0,03	0,07	0,07	0,06	0,08	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	*	0,02	0,01	*	*	*
Al_2O_3	0,09	0,07	0,05	0,35	0,26	0,21	0,60	0,67	0,51	0,60	0,65	1,46	0,25	0,25	0,32	0,15	0,31	0,29	0,13	0,03	0,02
Fe_2O_{3T}	54,73	58,33	53,91	95,39	96,24	96,93	94,82	96,44	97,10	95,93	94,01	87,90	94,00	94,60	96,06	96,00	94,25	94,74	96,47	98,25	97,75
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,13	0,08	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,72	0,22	0,09	0,09	0,04	0,04	0,03
MgO	0,04	*	*	0,01	*	*	*	0,02	0,01	0,03	*	*	*	*	0,15	0,06	0,02	0,01	*	0,05	0,04
CaO	*	*	*	*	*	*	0,02	0,01	*	*	0,03	*	*	*	0,30	0,13	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04
Na_2O	*	*	*	*	*	*	*	*	0,02	*	0,01	*	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
K_2O	*	*	*	*	0,02	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,01	*	*	*	*	*	*
P_2O_5	0,09	0,05	0,04	0,33	0,40	0,15	0,31	0,39	0,16	0,33	0,43	0,23	0,18	0,02	0,02	*	0,02	*	*	*	*

Tabela 2. (Continua)

	Jaspilito não alterado			Jaspilito alterado											Minério de ferro						
Análise / Amostra	S11D-11D	AM-01B	AM-01C	S11D-05A	S11D-05B	S11D-05D	S11D-11C	S11D-35A	S11D-35B	S11D-35C	SSD-413-01	SSD-413-02	SSD-413-03	SSD-413-04	SSD-404-01	SSD-404-02	SSD-404-03	SSD-408-01	SSD-408-02	SSD-412-01	SSD-412-02
LOI	1,00	1,40	1,40	3,00	2,10	1,40	3,10	1,60	1,70	2,60	4,40	9,60	5,00	4,30	1,30	2,40	4,20	3,90	2,60	1,20	1,70
Soma	99,88	99,88	99,89	99,88	99,90	99,90	99,95	99,91	99,96	99,93	99,96	99,99	100,00	99,98	99,93	99,96	99,95	99,94	99,96	100,01	99,99
Ba (ppm)	6,00	18,00	9,00	9,00	10,00	15,00	8,00	16,00	12,00	6,00	5,00	3,00	7,00	4,00	150,00	40,00	16,00	8,00	7,00	8,00	7,00
Zr	2,00	1,80	1,20	29,90	18,00	7,40	10,30	19,60	18,60	19,30	11,50	10,50	4,60	7,60	4,00	2,40	4,80	3,10	1,50	6,60	4,20
Pb	12,80	2,50	1,70	7,10	18,30	55,40	11,50	2,50	2,90	3,90	2,20	1,70	1,90	2,10	5,90	3,10	3,00	4,60	4,70	4,40	2,90
Ga	*	*	*	2,6	3,1	1,4	1,8	2,70	1,50	9,40	0,80	1,50	*	0,90	0,90	*	1,00	1,00	*	*	*
Zn	34,00	39,00	32,00	43,00	54,00	40,00	101,00	17,00	16,00	10,00	21,00	22,00	14,00	36,00	28,00	19,00	12,00	23,00	24,00	6,00	4,00
Cu	31,40	30,00	29,20	9,00	58,40	16,50	23,0	17,60	18,20	8,80	23,80	17,50	21,70	36,70	124,20	87,60	40,00	47,70	28,80	13,60	9,70
Ni	1,10	1,30	1,60	0,70	2,10	1,50	0,90	0,40	0,40	0,50	27,00	*	26,00	*	10,20	5,00	3,30	4,00	1,80	1,60	2,00
Sc	10,00	11,00	10,00	18,00	19,00	19,00	18,00	19,00	3,00	18,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	1,00	3,00	2,00	*	1,00	1,00
Co	12,40	11,70	20,00	15,80	10,40	52,80	4,50	5,60	7,80	11,50	2,90	2,50	2,90	3,90	11,30	6,60	4,50	10,00	4,80	3,90	3,90
W	132,60	47,10	152,90	12,60	16,10	15,80	7,00	9,90	14,10	14,90	20,10	9,10	15,90	5,60	11,50	26,80	13,90	11,00	22,60	24,80	23,90
La	1,00	4,60	2,60	1,80	1,60	3,40	1,60	10,20	9,10	5,00	3,60	3,30	2,40	3,10	4,40	3,30	8,50	3,20	1,60	2,30	1,70
Ce	0,50	4,70	2,40	2,00	2,30	5,40	1,50	14,30	13,60	5,70	7,20	6,10	5,30	4,50	30,20	12,30	23,20	6,30	2,90	2,40	3,50
Nd	*	0,40	0,50	0,90	0,50	1,40	0,70	6,10	5,30	2,30	3,30	2,00	1,40	1,60	2,00	1,60	3,80	1,20	0,90	1,10	0,60
Sm	*	*	*	0,13	0,18	0,18	0,08	0,91	0,77	0,47	0,35	0,55	0,24	0,18	0,28	0,35	0,71	0,21	0,10	0,18	0,16
Eu	0,04	0,07	0,07	0,16	0,12	0,10	0,19	0,26	0,23	0,17	0,12	0,16	0,05	0,10	0,19	0,18	0,35	0,15	0,14	0,10	0,12

Tabela 2. (Conclusão)

	Jaspilito não alterado			Jaspilito alterado											Minério de ferro						
Análise / Amostra	S11D-11D	AM-01B	AM-01C	S11D-05A	S11D-05B	S11D-05D	S11D-11C	S11D-35A	S11D-35B	S11D-35C	SSD-413-01	SSD-413-02	SSD-413-03	SSD-413-04	SSD-404-01	SSD-404-02	SSD-404-03	SSD-408-01	SSD-408-02	SSD-412-01	SSD-412-02
Gd	*	0,08	0,06	0,27	0,31	0,18	0,16	0,57	0,64	1,24	0,34	0,46	0,19	0,21	0,61	0,47	0,73	0,28	0,27	0,24	0,30
Dy	0,11	0,07	*	0,36	0,48	0,10	0,18	0,46	0,42	0,32	0,21	0,19	0,12	0,14	0,25	0,26	0,38	0,19	0,11	0,31	0,29
Er	0,11	0,09	0,10	0,23	0,34	0,09	0,22	0,14	0,14	0,16	0,06	0,15	0,05	0,20	0,08	0,16	0,15	0,14	0,09	0,09	0,04
Yb	0,11	0,12	0,09	0,24	0,38	0,08	0,23	0,14	0,09	0,19	0,11	0,14	0,08	0,16	0,10	0,10	0,09	*	0,11	0,09	*
Lu	0,01	0,02	0,01	0,04	0,06	0,01	0,04	0,01	0,04	0,07	0,02	0,03	*	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03

Diferentemente das BIF do restante do mundo, as de Carajás possuem alta pureza, com média da somatória $SiO_2 + Fe_2O_{3T}$ em torno de 98,00%. Como já observado por Macambira (2003), o teor de Fe_2O_{3T} é cerca de 10,00% acima da média para as BIF de fácies óxido do tipo Algoma ou Superior do Canadá (Gross, 1990), além disso, em Carajás, os demais óxidos apresentam valores muito baixos (Tabela 2).

Os teores de elementos-traço nas formações ferríferas são muito baixos, como já observado por Macambira (2003) e Costa (2006), na Serra Norte. Esses teores são concordantes com aqueles das BIF de fácies óxidos dos depósitos do Canadá (Gross, 1990) e da Austrália (Dymek & Klein, 1988), bem como com os valores apresentados neste trabalho para a Serra Sul (Tabela 2). Nas três amostras de jaspilito não alterado, alguns elementos não foram verificados, pois estão abaixo do limite de detecção do método utilizado (Ag, Bi, Cd, Ga, , Sb, Sn, Ta, Th, U). Nessas rochas, nove elementos são representativos (Ba, Zr, Pb, Zn, Cu, Ni, Sc, Co e W), como mostra a Tabela 2.

Os ETR detectados no jaspilito não alterado também possuem valores muito baixos (Tabela 2), a média deles é de 6,10 ppm. Os seus teores foram normalizados pelo padrão do *North America Shale Composition* (NASC), obtido por Goldstein & Jacobsen (1988). A razão elemento terra rara leve/elemento terra rara pesado (ETRL/ETRP) nessas rochas varia de 0,71 a 3,01, sendo observado leve enriquecimento em ETRL (La/Eu varia de 1,26 a 2,24) (Figura 11A). A Figura 11B mostra uma comparação dos ETR do presente trabalho com os das serras Sul (Lindenmayer *et al*., 2001) e Norte (Macambira, 2003; Costa, 2006).

JASPILITO ALTERADO

As 11 amostras de jaspilito alterado exibem altas concentrações de ferro (87,90 a 96,93%) e quantidades de sílica que variam de 0,31 a 1,10%. A quantidade de alumínio é muito baixa, variando de 0,3 a 1,5%, no entanto é maior do que o verificado no jaspilito não alterado, pois, devido à pouca mobilidade desse elemento, o seu teor aumenta nas rochas mais alteradas. Os outros óxidos (TiO_2, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5) também possuem concentrações muito baixas, como mostrado na Tabela 2.

Nessas amostras, os elementos-traço com maiores concentrações são Ba, Zr, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, Sc, Co e W. O Cu varia de 8,80 a 58,40 ppm, com média de 22,80 ppm, e o Ga apresenta média de 2,30 ppm.

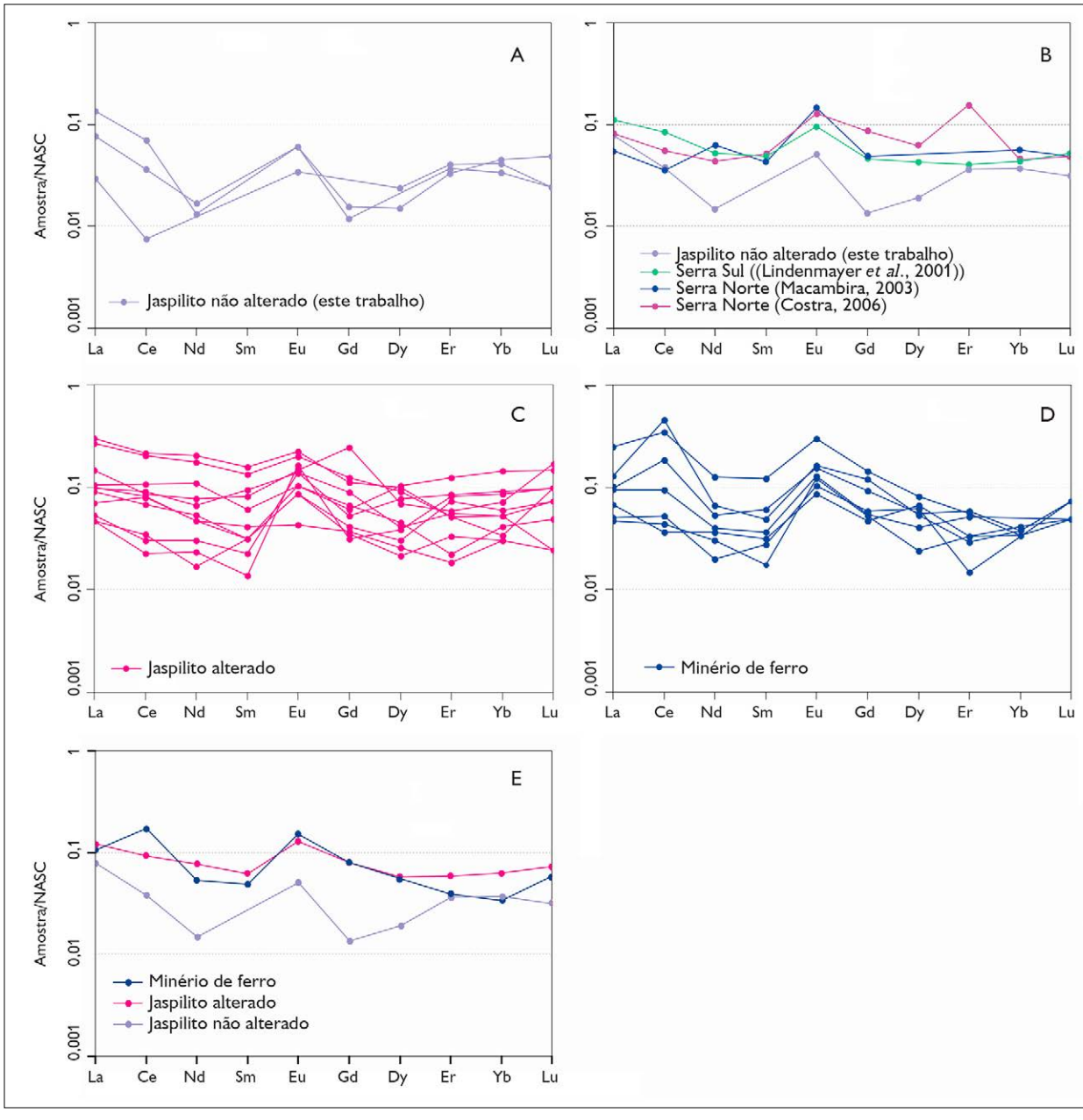

Figura 11. A) Padrão de distribuição dos ETR do jaspilito não alterado; B) comparação dos padrões de distribuição de ETR dos jaspilitos das serras Norte e Sul; C) padrão de distribuição dos ETR no jaspilito alterado; D) distribuição dos ETR no minério de ferro; E) padrão médio de distribuição dos ETR nos diferentes estágios de alteração.

Em relação ao jaspilito não alterado, esses elementos mostram valores mais elevados (Tabela 2).

Os ETR nessas rochas também apresentam valores muito baixos, 14,10 ppm, no entanto há aumento na quantidade quando comparados às rochas menos alteradas (6,10 ppm). Também há leve enriquecimento de ETRL na maioria das amostras (La/Eu 0,20 a 1,63) e a relação ETRL/ETRP varia de 0,33 a 7,94.

A anomalia positiva de Eu encontra-se bem marcada na maioria das amostras. No entanto, a anomalia negativa de Ce, também característica das formações ferríferas (tipo Algoma), não está nítida em grande parte das amostras, algumas apresentando tendência levemente positiva (Figura 11C).

MINÉRIO DE FERRO

Para esta análise, foram consideradas sete amostras, sendo observado em todas elas alto teor de ferro, variando de 94,25 a 98,25%. Em contrapartida, os teores de sílica são muito baixos, variando de 0,38 a 1,01%. Os outros óxidos analisados (TiO_2, Al_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5) possuem pouca representatividade (Tabela 2).

Os elementos-traço, assim como ocorre nos estágios de menor alteração, apresentam teores muito baixos, destacando-se o Ba, com média de 33,70 ppm, e o Cu, com média de 50,20 ppm. Os ETR também apresentam teores muito baixos (Tabela 2), no entanto é possível observar aumento na média desses elementos (18,00 ppm) com relação ao jaspilito alterado (14,10) e ao jaspilito não alterado (6,10). A relação ETRL/ETRP no minério de ferro varia de 1,14 a 7,41, semelhante à variação no jaspilito alterado, de 0,33 a 7,94; em contrapartida, no jaspilito não alterado, essa relação varia de 0,71 a 3,01. Da base para o topo do perfil, o enriquecimento em ETRL no minério de ferro (La/Eu = 0,3 a 0,8) fica menos evidente (jaspilito não alterado, de 0,8 a 2,2; jaspilito alterado, de 0,2 a 1,6) (Figura 11D).

O teor de Ce nas rochas mais alteradas, minério de ferro, também é mais elevado, quando comparado ao do jaspilito não alterado. Segundo Dymek & Klein (1988), as formações ferríferas possuem anomalia negativa de Ce. Já na maioria das rochas classificadas como minério de ferro, foi notada anomalia positiva (Figura 11D), o que pode ser explicado devido ao comportamento de Ce em condições intempéricas. Ele é um elemento pouco móvel e pode ocorrer na forma reduzida Ce^{+3} ou como Ce^{+4} em condições oxidantes, havendo, dessa forma, maior concentração de Ce^{+4} nas porções mais superficiais do perfil de intemperismo. Também pode raramente ocorrer a precipitação de Ce^{+4} na forma de cerianita (CeO_2) (Coelho & Vidal-Torrado, 2000), elevando o seu teor nas rochas mais alteradas.

Comparando-se os padrões de distribuição dos ETR ao longo do perfil – jaspilito não alterado, jaspilito alterado e minério de ferro –, é possível observar enriquecimento desses elementos nas rochas mais alteradas (Figura 11E).

Nos três grupos, foi observado baixo conteúdo de ETR, sendo que, da base para o topo do perfil intempérico, há aumento na quantidade desses elementos, de 6,0 para 18,0 ppm. A razão La/Eu varia de 1,3 a 2,2 ppm no jaspilito não alterado, de 0,2 a 1,6 ppm no jaspilito alterado e de 0,1 a 0,8 ppm no minério de ferro. Essa diminuição neste último pode ocorrer devido ao comportamento menos móvel dos ETRP em relação aos ETRL, nos estágios mais avançados de intemperismo.

Segundo Davy (1983) e Kato *et al*. (1998), a anomalia positiva de Eu (Eu/Eu* > 1) e a anomalia negativa de Ce indicam a influência de soluções hidrotermais submarinas na precipitação das formações ferríferas bandadas.

ASSINATURA ISOTÓPICA DE Pb

As rochas coletadas no corpo S11D foram classificadas, de acordo com parâmetros petrográficos e geoquímicos, em diferentes estágios de alteração: jaspilito não alterado, jaspilito alterado e minério de ferro, formando um perfil de intemperismo. Dessa forma, foram feitas análises isotópicas Pb-Pb em rocha total e lixiviação de óxido de ferro das amostras, para que se pudesse observar o comportamento dos isótopos de Pb por meio das razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$, e ao longo do perfil de alteração.

As razões isotópicas $^{206}Pb/^{204}Pb$ do jaspilito não alterado variam de 15,247 a 26,111, $^{207}Pb/^{204}Pb$ de 15,292 a 16,300 e $^{208}Pb/^{204}Pb$ de 34,596 a 37,614. No jaspilito alterado, as razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ variam de 16,827 a 23,244, $^{207}Pb/^{204}Pb$ de 15,635 a 16,279 e $^{208}Pb/^{204}Pb$ de 34,715 a 38,811. No minério de ferro, as razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ vão de 15,702 a 22,845, $^{207}Pb/^{204}Pb$ variam de 15,369 a 16,221 e $^{208}Pb/^{204}Pb$ de 35,169 a 38,467, mostrando-se homogêneas e pouco radiogênicas (Tabela 4).

Tabela 4. Composição isotópica das amostras de jaspilito não alterado, jaspilito alterado e minério de ferro. Lixiviados (L1 a L6).

Amostra	Litotipo	Local de coleta	$^{206}Pb/^{204}Pb$	2s	$^{207}Pb/^{204}Pb$	2s	$^{208}Pb/^{204}Pb$	2s	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2s	$^{208}Pb/^{206}Pb$	2s
S11D-11D	Jaspilito não alterado	Afloramento	17,426	0,007	15,918	0,007	36,719	0,002	0,913421	0,000025	2,106982	0,000018
AM-01B	Jaspilito não alterado	Afloramento	17,728	0,005	15,586	0,004	37,138	0,001	0,879164	0,000024	2,095032	0,000011
AM-01B L1	Jaspilito não alterado	Afloramento	23,236	0,005	15,998	0,003	37,614	0,008	0,688516	0,000011	1,618832	0,000024
AM-01B L2	Jaspilito não alterado	Afloramento	26,111	0,003	16,300	0,002	37,403	0,004	0,624259	0,000028	1,432513	0,000022
AM-01B L3	Jaspilito não alterado	Afloramento	22,386	0,004	15,949	0,002	36,959	0,005	0,712385	0,000026	1,650801	0,000011
AM-01B L4	Jaspilito não alterado	Afloramento	15,247	0,004	15,292	0,004	34,596	0,001	1,002881	0,000024	2,268740	0,000024
AM-01B L5	Jaspilito não alterado	Afloramento	15,543	0,002	15,343	0,002	34,827	0,005	0,987095	0,000015	2,240606	0,000025
AM-01B L6	Jaspilito não alterado	Afloramento	17,499	0,003	15,506	0,002	35,325	0,006	0,886089	0,000027	2,018725	0,000029
SSD-413-01	Jaspilito alterado	Furo de sondagem	20,488	0,005	15,941	0,004	37,436	0,009	0,778091	0,000016	1,827298	0,000024
SSD-413-03	Jaspilito alterado	Furo de sondagem	20,919	0,001	15,941	0,006	37,124	0,001	0,762052	0,000028	1,774677	0,000039
S11D-35A	Jaspilito alterado	Caverna	20,903	0,006	16,121	0,004	38,713	0,001	0,771260	0,000019	1,852000	0,000044
S11D-35B	Jaspilito alterado	Caverna	21,012	0,002	16,175	0,001	38,811	0,003	0,769820	0,000014	1,847161	0,000025
S11D-35D	Jaspilito alterado	Caverna	20,387	0,002	15,968	0,001	37,885	0,003	0,783232	0,000018	1,858330	0,000013
S11D-05[a]	Jaspilito alterado	Caverna	23,244	0,009	16,279	0,006	37,426	0,001	0,700365	0,000021	1,610172	0,000026
S11D-05B	Jaspilito alterado	Caverna	18,170	0,007	15,921	0,006	36,795	0,001	0,876190	0,000027	2,025091	0,000020
S11D-05D	Jaspilito alterado	Caverna	17,031	0,007	15,906	0,006	36,778	0,001	0,933963	0,000021	2,159542	0,000028
S11D-11C	Jaspilito alterado	Caverna	16,827	0,003	15,635	0,003	34,715	0,007	0,911950	0,000027	2,063081	0,000014
SSD-412-01	Minério de ferro	Furo de sondagem	19,583	0,001	15,939	0,009	37,461	0,002	0,814021	0,000025	1,913423	0,000010
SSD-412-02	Minério de ferro	Furo de sondagem	21,798	0,001	16,219	0,008	37,805	0,002	0,744117	0,000024	1,734399	0,000017
SSD-408-01	Minério de ferro	Furo de sondagem	17,699	0,006	15,779	0,006	36,976	0,001	0,891467	0,000031	2,089000	0,000029
SSD-408-02	Minério de ferro	Furo de sondagem	15,702	0,006	15,369	0,006	35,169	0,001	0,978676	0,000030	2,239643	0,000013
SSD-404-01	Minério de ferro	Furo de sondagem	22,229	0,005	16,221	0,004	38,335	0,009	0,729720	0,000025	1,724476	0,000036
SSD-404-04	Minério de ferro	Furo de sondagem	19,624	0,007	16,162	0,006	38,467	0,001	0,823569	0,000037	1,960220	0,000060
SSD-404-04 L1	Minério de ferro	Furo de sondagem	22,845	0,009	15,927	0,006	37,641	0,001	0,697190	0,000018	1,647742	0,000039
SSD-404-04 L2	Minério de ferro	Furo de sondagem	20,580	0,006	16,148	0,005	37,944	0,001	0,784482	0,000024	1,843508	0,000028
SSD-404-04 L3	Minério de ferro	Furo de sondagem	18,197	0,006	15,942	0,005	36,770	0,002	0,875619	0,000030	2,026509	0,000018
SSD-404-04 L4	Minério de ferro	Furo de sondagem	17,481	0,004	15,890	0,004	36,829	0,009	0,909033	0,000023	2,106748	0,000052
SSD-404-04 L5	Minério de ferro	Furo de sondagem	19,658	0,001	15,494	0,009	37,246	0,002	0,801402	0,000035	1,891342	0,000021

No diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ *versus* $^{206}Pb/^{204}Pb$, as razões isotópicas Pb-Pb das rochas do corpo S11D (Figura 12A) situam-se acima da curva de evolução isotópica de Pb de Stacey & Kramer (1975), o que indica, mesmo que em pequenas quantidades, a presença de U na fonte dessas rochas. Isso sugere uma assinatura isotópica semelhante à das rochas da crosta superior. Percebe-se que o jaspilito não alterado apresenta alinhamento e o jaspilito alterado e o minério de ferro, grande dispersão. Esse comportamento pode sugerir remobilização de Pb, possivelmente devido à abertura do sistema Pb-Pb por processos intempéricos.

No diagrama $^{208}Pb/^{206}Pb$ *versus* $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Figura 12B), foi possível observar que a variação da razão isotópica nos diferentes estágios de alteração, desde o jaspilito não alterado ao minério de ferro, não apresenta grandes variações, mostrando que os materiais alterados possuem

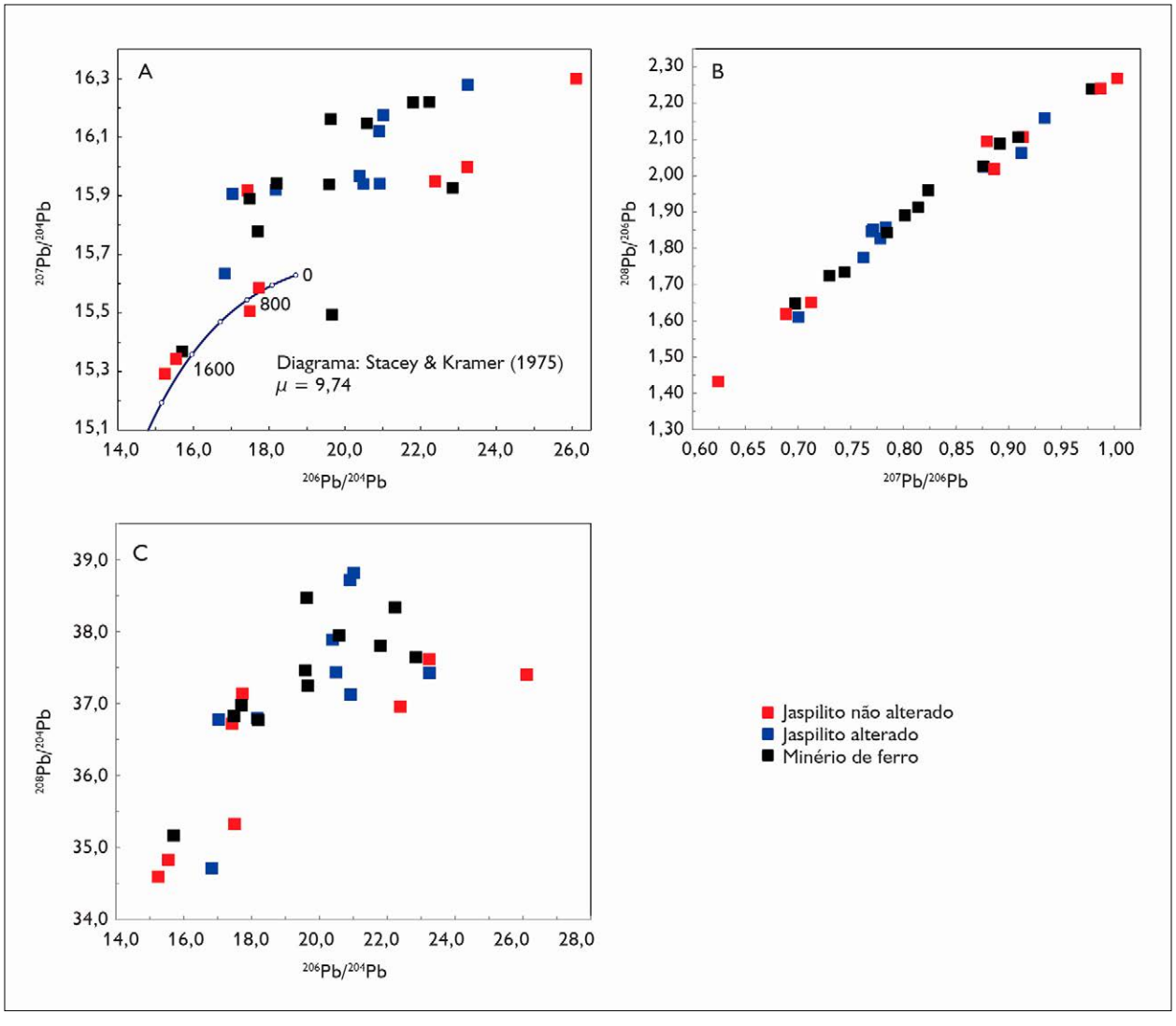

Figura 12. A) Diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ *versus* $^{206}Pb/^{204}Pb$, destacando a curva da crosta superior com as amostras de jaspilito não alterado, jaspilito alterado e minério de ferro plotadas acima da curva de evolução do Pb de Stacey & Kramer (1975); B) variação da razão isotópica $^{208}Pb/^{206}Pb$ *versus* $^{207}Pb/^{206}Pb$ no jaspilito não alterado, jaspilito alterado e minério de ferro; C) diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ *versus* $^{206}Pb/^{204}Pb$ mostrando a dispersão das rochas estudadas, sugerindo provável remobilização de Pb pelos processos intempéricos.

assinatura semelhante à da rocha fresca. Nesse diagrama, o espalhamento das rochas alteradas superpõe-se no intervalo das razões isotópicas da rocha fresca, apresentando nítido alinhamento, o qual sugere a existência de uma razão Th/U constante, ou seja, o intemperismo não modificou a razão Th/U. Contudo, no diagrama $^{208}Pb/^{204}Pb$ *versus* $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Figura 12C), as rochas estudadas apresentam grande dispersão, sugerindo que a razão U/Th foi modificada pelos processos de alteração.

ASSINATURA ISOTÓPICA DE Pb DOS DEPÓSITOS MINERAIS DA REGIÃO DE CARAJÁS

Na Província Mineral de Carajás, foram desenvolvidos vários trabalhos sobre isótopos de Pb em mineralizações e em alguns depósitos supergênicos. Dessa forma, será feita uma breve análise comparativa das assinaturas isotópicas desses depósitos com o depósito de ferro do corpo S11D.

Segundo Marschick *et al*. (2001) e Lancaster *et al.* (2000), a mineralização de Cu-Au do Sossego está hospedada em granitos, dioritos, rochas vulcânicas máficas e félsicas, bem como em rochas subvulcânicas próximas ao contato das rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. A mineralização é composta por calcopirita, siegenita, millerita, ouro, hesita e esfalerita. As assinaturas isotópicas de Pb em calcopirita mostram razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ variando de 27,34 a 998,39 (Neves, 2006; Daniele Lima, comunicação pessoal).

A mineralização de Cu-Zn de Pojuca está contida em BIF intercalados a metavulcânicas máficas-intermediárias, consistindo em pirrotita, calcopirita e esfalerita, rara pirita, magnetita e ilmenita, e bem menos co-pentlandita, molibdenita, bornita e covelita (Faraco *et al*., 1996). As assinaturas isotópicas obtidas em calcopirita possuem razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ que variam de 41,60 a 69,60 (Mougeot, 1996).

A mineralização de Cu-Au de Águas Claras está hospedada em arenitos e pelitos e nos contatos de *sills* máficos da Formação Águas Claras. A mineralização, de origem hidrotermal epigenética, é caracterizada por veios de quartzo auríferos sulfetados, extensionais, maciços e brechados (Silva & Villas, 1998). Este depósito é considerado pouco radiogênico, pois as assinaturas isotópicas $^{206}Pb/^{204}Pb$ obtidas em calcopirita variam de 18,40 a 22,81 (Silva *et al*., 2001).

A mineralização de Cu-Au de Salobo é hospedada por gnaisses neoarqueanos correlatos aos granitos deformados da Suíte Igarapé Gelado (Barbosa, 2004). Ela é constituída por calcocita e bornita, sendo que, subordinadamente, tem-se calcopirita, digenita, covelita, cobaltita, saflorita, pirrotita, pirita, molibdenita, ouro, prata e grafita (Faraco *et al*., 1996; DOCEGEO, 1988). O ouro constitui inclusões em magnetita, saflorita ou forma intercristais em arseniatos (Mellito, 1998). As assinaturas isotópicas de Pb em calcopirita, magnetita, calcocita e turmalina mostram razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ variando de 22,53 a 1.408,98 (Mellito, 1998).

O depósito de Cu-Au do Alemão está hospedado em rochas metavulcânicas e metapiroclásticas do Grupo Igarapé Bahia. A mineralização é classificada em dois tipos de minério: magnetítico sulfetado e clorítico sulfetado (Santos, 2002). A assinatura isotópica de Pb obtida em sulfetos por Santos (2002) apresenta razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ variando de 38,66 a 16.839,00.

A mineralização de Cu-Au de Igarapé Bahia é hospedada por rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e metassedimentares, incluindo formações ferríferas do Grupo Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988). O minério é composto principalmente por calcopirita, secundada por pirita, bornita e covelita, em menor quantidade biotita, turmalina, calcita, molibdenita e fluorita. Segundo Tallarico (1996), traços de uraninita, hessita, monazita, apatita, bastnasita, parisita, cassiterita, ferberita e ouro também são encontrados. As assinaturas isotópicas de Pb obtidas em calcopirita mostram razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ variando de 23,91 a 2.303,34 (Galarza *et al*., 2008).

O depósito de Cu-Au de Gameleira está hospedado na sequência vulcano-sedimentar do Grupo Igarapé Pojuca. A mineralização é constituída por calcopirita e molibdenita, além de fluorita e turmalina (DOCEGEO, 1998).

Essa mineralização apresenta assinatura isotópica $^{206}Pb/^{204}Pb$ que varia entre 20,83 e 34,77 (Galarza & Macambira, 2002b).

O depósito de Au-(Pd-Pt) de Serra Pelada está hospedado na sequência metassedimentar da Formação Rio Fresco. A mineralização caracteriza-se por ser aparentemente pobre em minerais sulfetados, sendo o ouro a principal mineralização desse depósito. Sua assinatura isotópica $^{206}Pb/^{204}Pb$, obtida em calcopirita, varia de 18,4 a 25,9 (Mougeot, 1996).

O minério de ferro, o qual constitui o depósito de ferro do corpo S11D, possui razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ pouco radiogênicas, variando de 15,7 a 22,2 (Figura 13), quando comparadas às mineralizações altamente radiogênicas dos depósitos cuproauríferos da Província Mineral de Carajás (Cu-Au do Sossego, Cu-Au do Salobo, Cu-Zn de Pojuca, Cu-Au do Alemão, Cu-Au de Igarapé Bahia, Cu-Au de Gameleira), podendo ser comparado somente aos depósitos de Águas Claras e de Serra Pelada, devido ao fato de estes serem depósitos supergênicos.

Os altos valores das razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ na mineralização de Cu-Au de Igarapé Bahia estão diretamente relacionados à presença de uraninita como inclusões em sulfetos (Angélica *et al.*, 1996; Mougeot, 1996) e associados ao fato de serem todos hidrotermais. Isto também pode ser a provável explicação para os demais depósitos altamente radiogênicos.

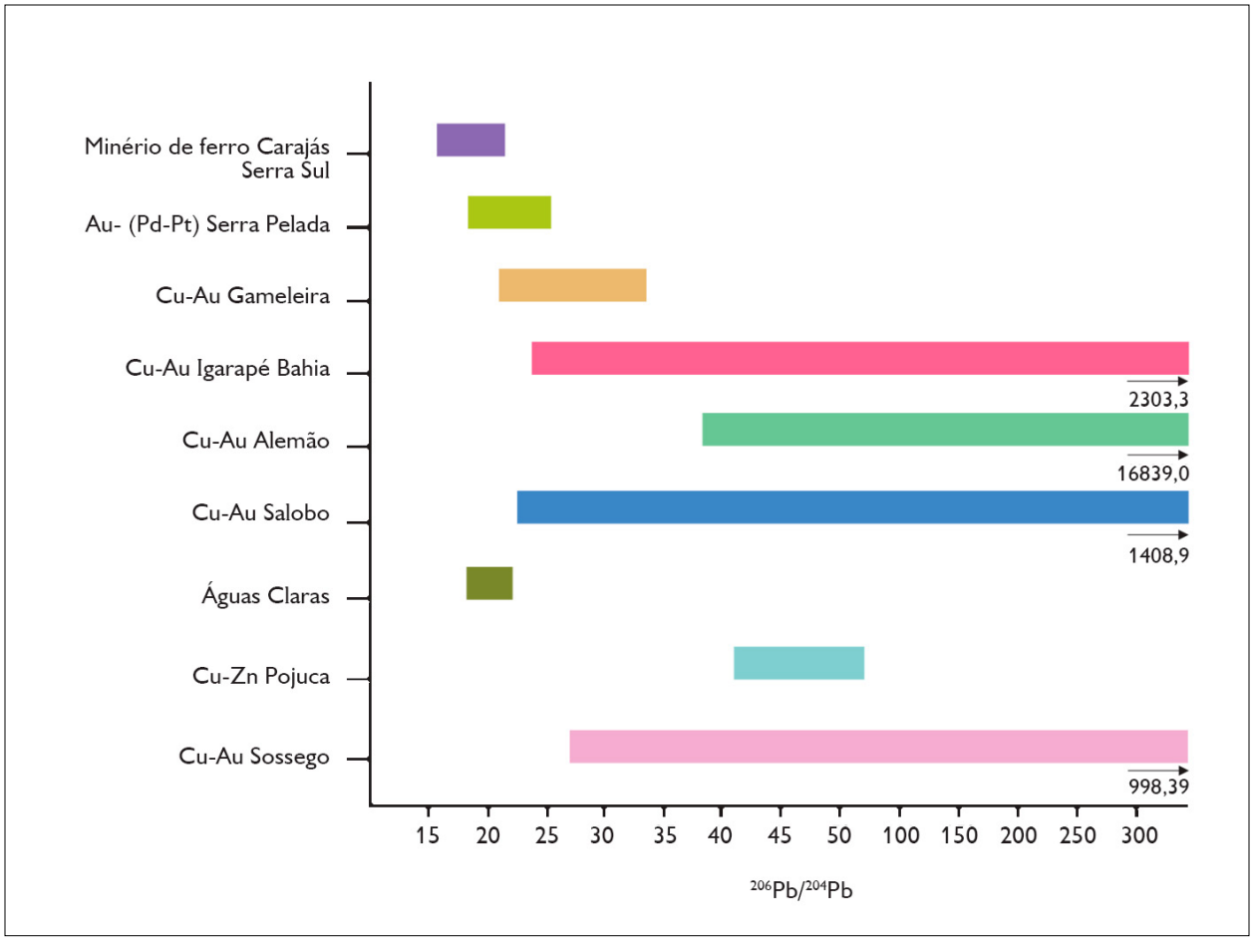

Figura 13. Intervalo da razão $^{206}Pb/^{204}Pb$ das mineralizações na região de Carajás. No gráfico, é possível observar que os depósitos cuproauríferos são altamente radiogênicos, quando comparados ao depósito de ferro de Carajás.

CONCLUSÕES

As cavernas do corpo S11D estão hospedadas em formações ferríferas bandadas (*banded iron formation* – BIF), que se encontram em diferentes estágios de alteração intempérica, permitindo classificá-las em dois grupos: jaspilito alterado e minério de ferro. O jaspilito não alterado é considerado a rocha fresca, da qual as alteradas são oriundas, formando, assim, um perfil intempérico.

As observações petrográficas demonstraram que o jaspilito não alterado é caracterizado pela alternância de bandas centimétricas de minerais opacos, compostas por Hem-1, magnetita e, subordinadamente, por maghemita e bandas silicosas, formadas por *chert* e quartzo granular. Já o jaspilito alterado é composto predominantemente por Hem-2 e subordinadamente por Hem-1 e magnetita; o bandamento está ausente, pois a banda de minerais silicosos, que é a mais solúvel, foi quase em sua totalidade lixiviada, acarretando a geração de cavidades de dissolução. Além disso, também foram observadas fases minerais neoformadas, goethita, mais abundante, e Hem-3. O minério de ferro é um grupo composto por rochas intensamente alteradas, não apresentando características primárias. A rocha é formada em sua totalidade por Hem-2.

As análises mostraram aumento da quantidade de Fe_2O_3 nas rochas alteradas, bem como brusca diminuição no teor de SiO_2 do jaspilito não alterado para o jaspilito alterado e o minério de ferro, apresentando intenso processo de lateritização. Também é observado aumento aparente no teor de ETR nas rochas mais alteradas – jaspilito alterado e minério de ferro –, além de aumento de ETRP com relação aos ETRL, devido provavelmente ao comportamento menos móvel desses elementos.

A gênese das cavernas e do minério de ferro em suas fases iniciais está diretamente ligada à formação de um perfil de intemperismo, através dos processos de dissolução e de lixiviação, com os processos químicos primários na formação das cavernas, que, combinados a outros fatores (tais como estruturais, hidrogeológicos, estratigráficos), ocasionam a evolução dessas estruturas, sendo tanto a origem das cavernas quanto a do minério de ferro comum (intempérica) e provavelmente contemporânea.

As análises isotópicas de Pb apontam para o jaspilito não alterado razões $15{,}247 < {}^{206}Pb/{}^{204}Pb < 26{,}111$, $15{,}292 < {}^{207}Pb/{}^{204}Pb < 16{,}300$ e $34{,}596 < {}^{208}Pb/{}^{204}Pb < 37{,}614$. No jaspilito alterado, foram apontadas as razões isotópicas $16{,}827 < {}^{206}Pb/{}^{204}Pb < 23{,}244$, $15{,}635 < {}^{207}Pb/{}^{204}Pb < 16{,}279$ e $34{,}715 < {}^{208}Pb/{}^{204}Pb < 38{,}811$. No minério de ferro, foram evidenciadas as razões $15{,}702 < {}^{206}Pb/{}^{204}Pb < 22{,}845$, $15{,}369 < {}^{207}Pb/{}^{204}Pb < 16{,}221$ e $35{,}169 < {}^{208}Pb/{}^{204}Pb < 38{,}467$, mostrando que a assinatura isotópica das rochas são pouco radiogênicas.

As rochas estudadas mostraram assinatura isotópica semelhante à assinatura das rochas da crosta superior, como demonstrou o diagrama ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ *versus* ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$, sugerindo que há presença de U na fonte, mesmo em quantidades pequenas. Além disso, o digrama indica que as rochas alteradas estão dispersas, fato que pode indicar remobilização de Pb por processos intempéricos.

No diagrama ${}^{208}Pb/{}^{206}Pb$ *versus* ${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$, as rochas alteradas possuem assinatura semelhante à da rocha fresca, pois os seus intervalos superpõem-se ao do jaspilito não alterado, apresentando nítido alinhamento, sugerindo que o intemperismo não modificou a razão Th/U. Porém, no diagrama ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb$ *versus* ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$, as amostras apresentam-se dispersas, contrapondo a hipótese do digrama anterior.

De acordo com os resultados, não foram observadas mudanças na assinatura isotópica ao longo do perfil de alteração que indicassem eventos metamórficos, reativações tectônicas ou percolação de fluidos hidrotermais que perturbassem o geocronômetro Pb-Pb e acrescentassem Pb de outras fontes.

Com base nos dados acima expostos, conclui-se que a formação das cavernas e do minério de ferro tem sua gênese associada somente a processos supergênicos, descartando a possibilidade de origem hidrotermal (hipogênica).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Vale S.A, financiadora do projeto 3017 (ACA n. 20644725/VALE-UFPA-FADESP), intitulado "Levantamento geoespeleológico da Unidade Espeleológica de Carajás, Província Mineral de Carajás (Projeto Cavidades - PROCAV)"; à Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa (FADESP); à Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará; à Universidade Federal do Pará; aos doutores Marco Toro e Joel Macambira, pela orientação e colaboração nas etapas desta pesquisa; ao coordenador do PROCAV Antônio Emídio Santos Jr.; à gestora Daniele Freitas Gonçalves, pelo auxílio intelectual e logístico; aos geólogos da Vale, Carlos Teles e Rafael Guimarães, pelo auxílio nas atividades de campo; e aos revisores deste artigo, que contribuíram de forma significativa.

REFERÊNCIAS

ABREU, S. S., J. B. MACAMBIRA & E. S. CABRAL, 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas com ênfase na gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás – PA. **Espeleo-Tema** 27(1): 33-44.

AB'SABER, A. N., 1977. Os domínios morfoclimáticos na América do Sul: primeira aproximação. **Geomorfologia** 53: 1-23.

ANGÉLICA, R. S., M. L. COSTA, S. L. R. LENHARO & H. PÖLHLLMANN, 1996. Ocorrência de uraninita associada como o ouro do Igarapé Bahia, Carajás, Pará. **Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 5: 152-155.

ARAÚJO, O. J. B. & R. G. N. MAIA, 1991. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás: Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará: 1-136. DNPM/CPRM, Brasília.

AVELAR, V. G., J. M. LAFON, F. C. CORREIA JR. & E. M. B. MACAMBIRA, 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. **Revista Brasileira de Geociências** 29(2): 454-460.

BARBOSA, J. P. O., 2004. **Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região de Igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás**: 1-105. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Belém.

BARROS, C. E. M., P. BARBEY & A. M. BOULLIER, 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of sintectonic granites. The A-Type Estrela Granite Complex (Carajás Province Mineral, Brazil). **Tectonophisics** 343: 93-109.

BARROS, C. E. M., A. S. SARDINHA, J. P. O. BARBOSA & M. J. B. MACAMBIRA, 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. **The Canadian Mineralogist** 47(6): 1423-1440. DOI: <https://doi.org/10.3749/canmin.47.6.1423>.

BEISIEGEL, V. R., 1982. Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 1: 21-46.

BJORLYKKE, A., G. L. CUMMING & O. KRESTIC, 1990. New Isotopic data from davidites and sulfides in the bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, Northern Norway. **Mineralogy and Petrology** 43(1): 1-21. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF01164218>.

BRAGA, A. A. J., A. P. FIORI, D. F. GONÇALVES & F. R. COSTA, 2017. Influência estrutural sobre cavernas em Formações Ferríferas, Carajás-Pa. **Geonomos** 25(1): 24-39. DOI: <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v25i1.910>.

CABRAL, E. S., J. B. MACAMBIRA & S. S. ABREU, 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas (FFB) em cavernas da Serra Sul, Carajás-PA. **Espeleo-Tema** 27(1): 45-56.

CAMPANA, B., 1966. Stratigraphic-structural-paleoclimatic controls of the newly discovered iron ore deposits of Western Australia. **Mineralium Deposita** 1(1): 53-59. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00203975>.

COELHO, M. R. & P. VIDAL-TORRADO, 2000. Cério (Ce) em ferricretes nodulares desenvolvidos em solos da formação adamantina. **Scientia Agricola** 57(2): 329-336. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0103-90162000000200021>.

COSTA, U. A. P., 2006. **Avaliação dos processos geradores do minério de ferro da Serra Norte de Carajás, sudeste do Pará**: 1-110. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Pará, Belém.

COSTA, L. P., 2007. **Caracterização das sequências metavulcanossedimentares da porção leste da Província Mineral Carajás, Pará**: 1-113. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

DAVY, R., 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian Iron-Formations. In: A. F. TRENDALL & R. C. MORRIS (Ed.): **Iron formation facts and problems**: 325-343. Elsevier, Amsterdam.

DEMATTÊ, J. L. I. & J. A. M. DEMATTÊ, 1993. Comparações entre as propriedades químicas de solos das regiões da floresta Amazônica e do Cerrado do Brasil Central. **Scientia Agricola** 50(2): 272-286. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0103-90161993000200016>.

DORR, J. V. N., 1964. Supergene iron ore of Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology** 59(7): 1203-1240.

DORR, J. V. N., 1965. Nature and origin of high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology** 60: 1-46.

DUTRA, G. M., 2013. Síntese dos processos de gênese de cavidades em litologias de ferro. **Anais do Congresso Brasileiro de Espeleologia** 32: 415-426.

DYMEK, R. F. & C. KLEIN, 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma isua supracrustal belt, West Greenland. **Precambrian Research** 39(4): 247-302. DOI: <https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90022-8>.

FARACO, L. M. T., A. J. M. CARVALHO & L. E. KLEIN, 1996. **Carta metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará**. Folha Araguaia (SB.22): 1-33. Nota explicativa. CPRM/SGB, Belém.

FEIO, G. R. L., 2011. **Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás**: implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Pará, Belém.

FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, J. O. S. SANTOS & F. J. ALTHOFF, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research** 227: 157-185. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.

FIGUEIREDO E SILVA, R. C., 2009. **Evolução e gênese do minério de ferro hidrotermal nos depósitos da Serra Norte, Província Mineral Carajás**: 1-235. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

FREI, R. & B. S. KAMBER, 1995. Single mineral lead dating. **Earth and Planetary Science Letters** 129: 261-268.

GABRIEL, E. O., D. C. OLIVEIRA & M. A. GALARZA, 2010. Petrografia e geocronologia de granitoides do complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.

GALARZA, M. A. & M. J. B. MACAMBIRA, 2002a. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: E. L. KLEIN, M. L. VAQUEZ & L. T. ROSA-COSTA (Ed.): **Contribuições à Geologia da Amazônia**: 3. ed.: 153-168. SBG, Belém.

GALARZA, M. A. & M. J. B. MACAMBIRA, 2002b. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. **Geologia USP, Série Científica** 2: 143-159. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2002000100012>.

GALARZA, M. A., M. J. B. MACAMBIRA & R. N. N. VILLAS, 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe-oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 25(3): 377-397. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.07.006>.

GOLDSTEIN, S. J. & S. B. JACOBSEN, 1988. Rare earth elements in river waters. **Earth Planetary Science Letters** 89: 35-47.

GOMES, A. C. B., 2003. **Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará**: 1-160. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Pará, Belém.

GONÇALVES, D. F. & D. L. SOUSA, 2011. Aspectos morfológicos de espeleotemas em feições pseudocársticas da região de Carajás – PA. **Anais do Congresso Brasileiro de Espeleologia** 31: 1-143.

GROSS, G. A., 1990. Geochemistry of iron-formation in Canada. In: J.-J. CHAUVEL, Y. CHENG, E. M. EL SHAZLY, G. A. GROSS, K. LAAJOKI, M. S. MARKOV, K. L. RAI, V. A. STULCHIKOV & S. S. ALGUSTITHIS (Ed.): **Ancient banded iron formations (regional presentations)**: 3-26. Theophrastus Publications, Athens.

HARMSWORTH, R. A., M. KNEESHAW, R. C. MOSSIS, C. J. ROBINSON & P. K. SRIVASTAVA, 1990. BIF Derived Iron of Hamersley Province. In: F. E. HUGHES (Ed.): **Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea**: 617-642. Australasian Institute of Mining and Metallurgy (Monograph 14), Carlton.

HUHN, S. B., M. J. B. MACAMBIRA & R. DALL'AGNOL, 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 6: 463-466.

KATO, Y., I. OHTA, T. TSUNEMATSU, Y. WATANABE, Y. ISOZAKI, S. MARUYAMA & N. IMAI, 1998. Rare earth element variations in mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 62(21-22): 3475-3498. DOI: <https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00253-1>.

KRYMSKY, R. S., M. J. B. MACABIRA, J. M. LAFON & G. S. ESTUMANO, 2007. Uranium-lead dating method at the Pará-Iso isotope geology laboratory, UFPA, Belém -Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 79: 115-128.

LANCASTER, O. J., J. FANTON, A. J. ALMEIDA, R. A. LEVEILLE & S. VIEIRA, 2000. Discovery and geology of the Sossego copper-gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. **Abstracts of International Geological Congress** 31: 1 CD-ROM.

LINDENMAYER, Z. G., J. H. LAUX & J. B. G. TEIXEIRA, 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências** 31(1): 21-28.

LOBATO, L. M., R. C. FIGUEIREDO E SILVA, C. A. ROSIÈRE, M. ZUCCHETTI, F. J. BAARS, M. PIMENTEL, F. J. RIOS, J. C. S. SEOANE & A. M. MONTEIRO, 2005. Hydrothermal origin for the iron mineralisation, Carajás Province, Pará State, Brazil. **Proceedings of Iron Ore Conference** 99-110.

MACAMBIRA, J. B., 2003. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará**: 1-217. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

MACAMBIRA, J. B., J. F. F. RAMOS, J. F. P. ASSIS & A. J. M. FIGUEIRAS, 1990. **Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca**: 1-150. Relatório final. UFPA/DOCEGEO/SEPLAN/DNPM, Belém.

MACHADO, N., Z. G. LINDENMAYER, T. E. KROGH & D. LINDENMAYER, 1991. U-Pb geochronology of Archeanmagmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. **Precambrian Research** 49(3-4): 329-354. DOI: <https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H>.

MARSCHICK, R., J. SPANGENBERG, R. A. LEVEILLE & J. O. LANCASTER, 2001. **The Sossego iron oxide Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil**: 1-4. Relatório Interno. Phelps Dodge do Brasil S.A., Rio de Janeiro.

MASON, B., 1966. **Principles of Geochemistry**: 1-120. Wiley, New York.

MAURITY, C. W. & B. KOTSCHOUBEY, 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1 - Serra dos Carajás - PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra** 7: 331-362.

MEIRELLES, E. M., W. K. HIRATA, A. F. AMARAL, C. A. MEDEIROS FILHO & W. C. GATO, 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 33(5): 2164-2174.

MELLITO, K. M., 1998. **Aplicação dos sistemas Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd no Depósito Polimetálico do Salobo 3a, Província Mineral de Carajás, Pará**: 1-95. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo.

MORRIS, R. C., 1985. Genesis of iron ore in Banded Iron Formation by supergene and supergene-metamorphic processes. A conceptual model. In: K. H. WOLF (Ed.): **Handbook of stratabound and stratiform ore deposits**: v. 13: 73-235. Elsevier, Amsterdam.

MOUGEOT, R., 1996. **Etude de la Limite Archeen – Proterozoique et des Mineralisations Au, ±U Associees**. Exemples des regions de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajás (Etat de Pará, Brésil): 1-259. Tese (Doutorado em Physique et Chimie de la Terre) – Universite Montpellier II, Montpellier.

NEVES, M. P., 2006. **Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Cu-Au do Sossego, Província Mineral de Carajás**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Pará, Belém.

PILÓ, L. B. & A. AULER, 2009. Geoespeleologia das cavidades em rochas ferríferas da região de Carajás, PA. **Anais do Congresso Brasileiro de Espeleologia** 30: 181-186.

PINHEIRO, R. V. L., 1997. **Ractivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon region, Brazil**: 1-408. Tese (Doutorado em Geologia) – University of Durham, Durham, Inglaterra.

PINHEIRO, R. V. L. & C. W. MAURITY, 1988. As cavidades em rochas intempéricas da Serra dos Carajás, Brasil. **Anais do Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe** 1: 179-186.

RICCI, P. S. F. & M. A. CARVALHO, 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – a Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. **Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 1 CD-ROM.

RIMSTIDT, J. D., 1997. Quartz solubility at low temperatures. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 61(13): 2553-2558. DOI: <https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00103-8>.

RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S. A. (DOCEGEO), 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 35: 10-54.

RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO S. A. (DOCEGEO), 1998. **Projeto Gameleira**: 1-30. Relatório Técnico Interno. DOCEGEO, Belém.

ROBERTS, H. M. & M. W. BARTLEY, 1943. Hydrothermal replacement in deep seated iron ore deposits of the Lake Superior region. **Economic Geology** 38: 1-24. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.38.8.662>.

ROSIÈRE, C. A. & F. CHEMALE JR., 2000. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero ferrífero - uma visão geral e discussão. **Geonomos** 8(2): 27-43. DOI: <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v8i2.155>.

ROSIÈRE, C. A., F. J. BAARS, J. C. S. SEOANE, L. M. LOBATO, L. L. DA SILVA, S. R. C. DE SOUZA & G. E. MENDES, 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province. **Applied Earth Science** 115(4): 126-136. DOI: <https://doi.org/10.1179/174327506X138986>.

RUCKMICK, J. C., 1963. The iron ores of Cerro Bolivar, Venezuela. **Economic Geology** 58(2): 218-236. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.2.218>.

SANTOS, M. G. S., 2002. **Estudo dos isótopos de Pb e Nd do depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)**: 1-126. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Belém.

SANTOS, P. A. S., G. R. L. FEIO, R. DALL'AGNOL, H. T. COSTI, C. N. LAMARÃO & M. A. GALARZA, 2013. Petrography, magnétic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. **Brazilian Journal of Geology** 43(1): 876-889.

SARDINHA, A. S., R. DALL'AGNOL, A. C. B. GOMES, M. J. B. MACAMBIRA & M. A. GALARZA, 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia** 42: 1 CD-ROM.

SILVA, C. M. G. & R. N. VILLAS, 1998. The Águas Claras Cu-sulfide ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. **Revista Brasileira de Geociências** 28(3): 315-326.

SILVA, C. M. G., M. J. B. MACAMBIRA & R. N. N. VILLAS, 2001. Depósito de Cu-Au de Águas Claras: resultados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará. **Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 7: 1 CD-ROM.

SOBRINHO, F. C., 2012. **Contribuição ao estudo da gênese de minério de ferro na mina N4E, Carajás**: 1-95. Monografia (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Marabá.

STACEY, J. S. & J. D. KRAMER, 1975. Aproximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters** 26(2): 207-221. DOI: <https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6>.

TALLARICO, F. H. B., 1996. **Projeto de revisão do modelo geológico da mina de Igarapé Bahia**: petrografia, química mineral e litogeoquímica: 1-57. Relatório interno. CVRD, Belo Horizonte.

TRENDALL, A. F., M. A. S. BASEI, J. R. DE LAETER & D. R. NELSON, 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. **Journal of South American Earth Sciences** 11(3): 265-277. DOI: <https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00015-7>.

TOLBERT, G. E., J. W. TREMAINE, G. C. MELCHER & C. B. GOMES, 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil. **Economic Geology** 66(7): 985-994. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.7.985>.

VASCONCELOS, P. M., T. A. BECKER, P. R. RENNE & G. H. BRIMHALL, 1992. Age and duration of weathering by 40K-40Ar and 40Ar/39Ar analysis of potassium-manganese oxides. **Science** 258(5081): 451. DOI: <https://doi.org/10.1126/science.258.5081.451>.

WIRTH, K. R., A. K. GIBBS & W. J. OLSZEWSKI JR., 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências** 16(2): 195-200.