



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 502

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE FORMAÇÕES
FERRÍFERAS BANDADAS E A GÊNESE DE CAVERNAS DA
SERRA NORTE, CARAJÁS, PARÁ**

Dissertação apresentada por:

SORAIA DA SILVA ABREU

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Joel Buenano Macambira (UFPA)

**BELÉM
2017**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Abreu, Soraia da Silva, 1990-
Petrografia e geoquímica de formações ferríferas bandadas e a
gênese de cavernas da Serra Norte, Carajás, Pará / Soraia da Silva
Abreu. – 2017.

xi, 60 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Moacir José Buenano Macambira

Coorientador: Joel Buenano Macambira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Belém, 2017.

1. Cavernas – Carajás, Serra dos (PA). 2. Formações
(Geologia) - Carajás, Serra dos (PA). 3. Minérios de ferro –
Carajás, Serra dos (PA). 4. Intemperismo – Carajás, Serra dos
(PA). I. Título.

CDD 22. ed. 551.447098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE FORMAÇÕES
FERRÍFERAS BANDADAS E A GÊNESE DE CAVERNAS DA
SERRA NORTE, CARAJÁS, PARÁ**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

SORAIA DA SILVA ABREU

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 22 / 05 / 2017

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
Orientador-UFPA

Prof. Dr. Basile Kotschoubey
Membro-UFPA

Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica
Membro-UFPA

*Ao Deus da minha Salvação, à minha mãe,
Daurilene Oliveira e meu esposo Douglas Martins.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu Deus, que tem me alcançado com sua graça e misericórdia e que tornou todos os meus sonhos em realidade. Deus é fiel e poderoso!

À minha mãe, Daurilene Oliveira, meu maior exemplo de vida, que sem dúvida foi minha principal motivadora a nunca desistir de lutar pelos meus sonhos. Ao meu pai Luíz Abreu que também foi fundamental para que eu chegasse até aqui. À minha família, minha irmã Carla, meus irmãos Ismael, Sorato e João Luiz por sempre ter acreditado na minha capacidade e me incentivado nos momentos de luta.

Ao meu esposo Douglas Martins, apoio sempre presente nas horas mais difíceis da minha vida acadêmica, obrigada amor por toda paciência e compreensão nos meus dias de ausência, por sempre acreditar que tudo daria certo, por confiar e me motivar sempre.

A minha amiga Érica Cabral, parceira de pesquisa, que entendia perfeitamente todas as minhas crises por ter vivido a mesma experiência. Agradeço a Ádrian Gomes, mais que amiga, sempre me apoiando e torcendo para que tudo desse certo na minha caminhada. À amiga Marcela Santos, parceira de vida e de profissão.

Há pessoas que mesmo estando longe conseguem nos dar apoio incondicional, é o caso da minha amiga-irmã Ádria Patrícia, minha conselheira, psicóloga e intercessora, obrigada por cada palavra, oração e paciência amiga.

Ao amigo e professor Antônio Emídio, aquele que acreditou em mim incondicionalmente e confiou no meu trabalho.

Ao meu Orientador Moacir Macambira, por todas as discussões e conhecimento compartilhado.

Ao meu Co-Orientador Joel Macambira, homem sábio e humilde que sempre compartilhou seu conhecimento com muita paciência e entusiasmo.

À gestora do PROCAV, Daniele Gonçalves, que teve grande sabedoria ao conduzir esse projeto, obrigada pela oportunidade de aprender com você, te admiro muito.

Aos geólogos da Vale, Carlos Teles e Rafael Guimarães, pelo auxílio nas etapas de campo.

Agradeço à Universidade Federal do Pará, ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela infra-estrutura oferecida para realização do trabalho.

À todos os estudantes, professores, consultores e colaboradores do projeto PROCAV, em especial à empresa Vale S. A., pelo apoio financeiro em todas as etapas do projeto e pela concessão de minha bolsa de mestrado, assim como também agradeço à CAPES pela fornecimento de bolsa no último ano da pesquisa.

RESUMO

Atualmente, o número de cavernas em formações ferríferas conhecidas no Brasil ultrapassa quatro mil. No entanto, o número de trabalhos de pesquisas sobre o assunto ainda está reduzido, principalmente com relação à gênese dessas cavernas, logo, o conhecimento ainda está pouco avançado. Este trabalho objetiva entender os processos responsáveis pela formação das cavernas desenvolvidas em jaspilitos e minério de ferro da Formação Carajás, no platô N4, na Unidade Espeleológica de Carajás, além de posicionar a formação das cavernas na evolução do relevo e do minério. O estudo se baseou em análises petrográficas e geoquímicas do jaspilito apresentando variados graus de alteração intempérica, com o objetivo de entender a evolução mineralógica, textural e geoquímica dessas rochas divididas em quatro subgrupos: A) Jaspilito Fresco (JF); B) Jaspilito Pouco Alterado (JPA); C) Jaspilito Muito Alterado (JMA) e D) Minério de Ferro (MN). Essas análises foram fundamentais para o entendimento dos processos de remoção da sílica, bem como do enriquecimento em ferro no perfil de alteração. A principal característica petrográfica do JF é a presença de minerais opacos como a hematita-1, magnetita e rara maghemita, além dos minerais silicosos como o jaspe e o *chert*. O JF não apresenta sinais de dissolução de sílica e o bandamento encontra-se preservado. O JPA é caracterizado pelo aparecimento de minerais secundários como a goethita e hematita-2, há sinais de dissolução da sílica evidenciados pela presença de microcavidades de dissolução. No JMA os cristais de magnetita encontram-se totalmente substituídos pela hematita-2, e há hematita-3 em poucas ocorrências; cavidades de dissolução são mais abundantes nesse litotipo. O MN é a categoria com maiores sinais de alteração intempérica, caracterizado pela presença marcante de hematita-3 e quase nenhuma sílica, logo, o acamamento é praticamente ausente. As análises químicas concordam com a petrografia. Fe e Si no JF somam mais de 98% do total, com teor de SiO₂ variando de 42,61 a 62,51 % e o de Fe₂O_{3t} de 35,92 a 56,48 %. Por outro lado, no MN verificou-se grande perda de SiO₂ cujo teor varia de 2,75 a 0,51 % e de Fe₂O_{3t} com teor significativamente maior, variando de 94,35 a 97,71%. Os elementos-traço demonstram leve diminuição de teor do JF ao MN, indicando uma mobilidade notável desses elementos no perfil de alteração, com exceção de Zn e Pb, que apresentam pequeno aumento de teor. No JF, a média de \sum ETR é de 6,7 ppm, passando para 15,2 ppm no MN, demonstrando maior concentração desses elementos no topo do perfil de alteração. A gênese das cavernas estudadas esteve inicialmente relacionada aos processos químicos de dissolução e lixiviação da sílica. Essa dissolução foi ocasionada pela infiltração de fluidos de origem meteórica, os quais percolaram

preferencialmente nos planos de acamamento silicosos do jaspilito por serem mais vulneráveis à dissolução. Posteriormente, processos de erosão em sub-superfície aceleraram a redução de volume, com abatimentos do material residual e consequente formação das cavernas. Os fenômenos que atuaram na formação das cavernas são os mesmos que condicionaram a formação do minério friável, pois à medida que a sílica era lixiviada formando as microcavidades de dissolução, o ferro (Fe_2O_3) era relativamente concentrado, chegando a um teor de até 97%. Os dados químicos, mineralógicas e texturais indicam que os fluidos que transformaram o JF em MN e, paralelamente geraram as cavernas, são de origem meteórica. A dissolução não foi o único fenômeno que atuou no processo, outros fatores também tiveram um papel importante no processo, em particular no controle da percolação e da migração das águas meteóricas para canais preferenciais de dissolução e erosão, a saber, fatores estruturais, hidrológicos, litoestratigráficos, abatimento e rocha selante.

Palavras chave: cavernas; formação ferrífera; minério de ferro; intemperismo; Carajás.

ABSTRACT

Currently, the number of rocky caves in Brazil exceeds four thousand. However, the number of researches on this subject is still low, mainly with respect to the caves genesis. Consequently, the knowledge about the subject is still little developed. This research aims to understand the main factors responsible for the formation of caves associated with Jaspilite in N4 plateau, at Carajás Speleological Unit, and additionally positioning the formation of the caves in the evolution of the relief and the ore. The research was based on petrographic and geochemical analyses of Jaspilite with varying degree of weathering, seeking to understand the mineralogical, textural and geochemical evolution in four subgroups: A) Fresh Jaspilite (JF); B) Little Altered Jaspilite (JPA); C) Very Altered Jaspilite (JMA) and D) Iron Ore (MN). These analyses were fundamental to understand silica removal processes, as well as iron enrichment in the alteration profile. The main petrographic feature of the Fresh Jaspilite is the minerals components consisting mainly of hematite-1, magnetite and rare maghemite, in addition to silica minerals such as jasper and chert; Fresh Jaspilite shows no signs of dissolution of the silica and the rock banding is preserved. The Little Altered Jaspilite is characterized by the appearance of secondary minerals, such as goethite and hematite-2; there are signs of dissolution of the silica evidenced by the presence of micro-dissolution cavities. In the Very Altered Jaspilite, magnetite crystals are totally replaced by secondary minerals of hematite-2, and hematite-3 in low occurrences; dissolution cavities are more abundant in this lithotype. The Iron Ore represents the most advanced stage of weathering, characterized by the marked presence of hematite-3 and practically no silica; as a consequence, the banding is practically absent. Chemical analyses are totally in agreement with the petrography. Fe and Si in Fresh Jaspilite account for more than 98% of the total, with SiO₂ content ranging from 42.61 to 62.51% and Fe₂O_{3t} from 35.92 to 56.48%. Whereas in Iron Ore there was a great loss of SiO₂ with a variation of 2.75 to 0.51% and Fe₂O_{3t} with a significantly high content ranging from 94.35 to 97.71%. In relation to the trace elements, they show a slight decrease in Fresh Jaspilite to the Iron Ore, indicating the mobility of these elements in the alteration profile, with the exception of Zn and Pb, which showed a small decrease in the content towards the alteration products. In the Fresh Jaspilite, the mean of Σ ETR is 6.7 ppm, passing to 15.2 ppm in Iron Ore, demonstrating the concentration of these elements to the top of the alteration profile. The genesis of the study caves is initially related to chemical processes of dissolution and leaching of silica. This dissolution is caused by the percolation of fluids of meteoric origin, channeled through the jaspilite banding itself, together with the inclination of

the layers, which served as preferred paths for these solutions. Subsequently, erosion processes in sub-surface accelerated the reduction of volume, with collapse of the residual material and consequent formation of the caves. The initial processes that acted in the formation of the caves are the same ones that conditioned the formation of the friable ore, because as the silica is leached forming the micro-dissolution wells, the iron (Fe_2O_3) is relatively concentrated, reaching a content up to 97%. The chemical, mineralogical and textural evidences indicate that the fluids that transformed the Fresh Jaspilite in Iron Ore and, in parallel generated the caves, are of meteoric origin. The dissolution does not act alone, other factors also collaborate, channeling meteoric water to preferential channels of dissolution and erosion, as examples: structural, hydrological, lithostratigraphic factors, abatement and sealant rock.

Keywords: caves; Iron formation; iron ore; Weathering; Carajás.

SUMÁRIO

| | |
|---|-------------|
| AGRADECIMENTOS | v |
| RESUMO..... | vi |
| ABSTRACT..... | viii |
| CAPÍTULO I | 1 |
| 1 INTRODUÇÃO. | 1 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO | 1 |
| 1.2 PROBLEMÁTICA | 2 |
| 1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO..... | 3 |
| 1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO | 3 |
| 1.5 OBJETIVOS | 3 |
| 2 MATERIAIS E MÉTODOS | 4 |
| 2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA | 4 |
| 2.2 TRABALHOS DE CAMPO..... | 5 |
| 2.3 PETROGRAFIA | 5 |
| 2.4 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X..... | 7 |
| 2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) | 7 |
| 2.6 ANÁLISES QUÍMICAS..... | 7 |
| 3 TRABALHOS ANTERIORES..... | 7 |
| 3.1 CARACTERÍSTICAS ESPELEOGENÉTICAS DE CAVERNAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS | 7 |
| 3.2 GEOLOGIA REGIONAL DE CARAJÁS..... | 11 |
| 3.2.1-Domínio Carajás | 12 |
| CAPÍTULO II..... | 15 |
| 2.1 GEOLOGIA LOCAL..... | 15 |
| 2.2 EVOLUÇÃO DO RELEVO | 21 |
| CAPÍTULO III (artigo submetido a periódico indexado)..... | 24 |
| 1 INTRODUÇÃO | 25 |
| 2 MATERIAIS E MÉTODOS..... | 26 |

| | |
|---|-----------|
| 3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO..... | 26 |
| 4 RESULTADOS | 27 |
| 4.1 PETROGRAFIA: GRAUS DE ALTERAÇÃO..... | 27 |
| 4.1.1 Jaspilito Fresco (JF) | 27 |
| 4.1.2 Jaspilito Pouco Alterado (JPA)..... | 28 |
| 4.1.3 Jaspilito Muito Alterado | 30 |
| 4.1.4 Minério (MN)..... | 32 |
| 4.2 GEOQUÍMICA | 35 |
| 4.2.1 Elementos Maiores | 37 |
| 4.2.2 Elementos-Traço..... | 39 |
| 4.2.3 Elementos Terras Raras (ETRs)..... | 40 |
| 5 DISCUSSÃO | 41 |
| 5.1 PRINCIPAIS MUDANÇAS OCORRIDAS DO JASPILITO PARA O MINÉRIO | 41 |
| 5.2 ORIGEM DO MINÉRIO E DAS CAVERNAS | 43 |
| 6 CONCLUSÕES..... | 46 |
| 7 AGRADECIMENTOS | 47 |
| REFERÊNCIAS..... | 47 |
| CAPÍTULO IV..... | 50 |
| 4.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS..... | 50 |
| REFERÊNCIAS..... | 53 |
| ANEXOS..... | 58 |
| ANEXO A: Glossário de Espeleologia | 59 |
| ANEXO B: Carta de Submissão de Artigo | 60 |

1.1 APRESENTAÇÃO

Cavernas constituem importantes sítios geológicos e arqueológicos, além de conter uma grande diversidade de fauna e flora em seu interior. Durante muitos anos espeleólogos voltaram seus estudos a cavernas em calcário, arenito e quartzito. Porém, nas últimas décadas o foco de atenção voltou-se a cavernas em formações ferríferas e outras rochas associadas. No Brasil, as duas maiores áreas de ocorrência de cavernas em minério de ferro, localizam-se nas províncias espeleológicas da Serra dos Carajás – PA, e no Quadrilátero Ferrífero - MG, regiões que concentram os maiores depósitos de ferro do Brasil e do mundo (Dutra, 2013). Muito embora estudos de cunho descritivo de cavernas nessa litologia sejam reportados desde meados do século 19, apenas em 1963, com o trabalho pioneiro do geólogo norte-americano George Simmons, houve um detalhamento maior e a primeira abordagem com relação à gênese de cavernas em rocha ferrífera (Auler & Piló 2005).

A grande importância do patrimônio espeleológico em formação ferrífera só foi realmente reconhecida a partir dos anos 2000, com a realização de um dos maiores levantamentos espeleológicos já realizados no Brasil, que levou à descoberta de mais de 1.100 cavernas na região de Carajás (Auler & Piló 2009). Esse levantamento foi impulsionado pela crescente demanda por minério de ferro e o maior rigor dos órgãos de licenciamento ambiental em relação as empresas atuando em zonas com forte potencial de ocorrência de cavernas. Assim, se fez necessário conhecer e catalogar as cavernas, com o intuito de proteger ou suprimir o patrimônio espeleológico associado.

Atualmente, no Brasil constam mais de quatro mil cavernas cadastradas em bases de dados públicas e privadas (Calux 2013), porém o conhecimento científico pouco avançou com relação ao entendimento da gênese do ambiente cavernícola, uma vez que há um número reduzido de estudiosos voltados a essa temática no Brasil e no mundo. Em Carajás, os primeiros trabalhos foram realizados por Tolbert *et. al* (1971) e, posteriormente em 1985, o Grupo Espeleológico Paraense (GEP), fez diversos trabalhos de reconhecimento e mapeamento nas inúmeras cavernas localizadas nas encostas dos platôs da Serra Norte.

Maurity & Kotschoubey (1995) contribuíram de forma significativa ao entendimento da gênese das cavernas no platô de N1 da Serra Norte em Carajás, além estudar aspectos geoquímicos e a questão da formação dos espeleotemas nessa região.

Os maiores avanços do conhecimento nessa temática na região de Carajás foram devidos ao grande projeto de pesquisa (PROCAV-projeto das cavernas- LEVANTAMENTO GEOESPELEOLÓGICO DA UNIDADE ESPELEOLÓGICA DE CARAJÁS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, financiado pela Vale S.A, de 2012 a 2017) voltado ao entendimento da gênese e evolução de cavernas, bem como dos espeleotemas a ela associados. Esse projeto culminou em algumas publicações científicas em revistas e congressos especializados (Gomes 2014, Albuquerque *et al.* 2015, Oliveira *et al.* 2015, Pinheiro *et al.* 2015, Queiroz *et al.* 2015, Silva & Santos Júnior 2015, Abreu *et al.* 2016, Braga *et al.* 2016, Cabral *et al.* 2016, Cabral *et al.* 2016).

1.2 PROBLEMÁTICA

Nas Unidades Geomorfológicas Serra Sul e Serra Norte (Valentim & Olivito 2011), as cavernas em formações ferríferas podem ocorrer de quatro formas distintas em função aos litotipos observados em seu interior: a) com teto e parede de canga; b) com teto de canga e parede de jaspilito; c) com teto e parede de jaspilito; e d) com teto de canga e jaspilito e paredes de jaspilito (Abreu *et al.* 2016, Cabral *et al.* 2016). Segundo esses autores, as cavernas estão inseridas principalmente em áreas de borda dos platôs. Com relação à topografia, tanto na Serra Sul quanto na Serra Norte, se localizam na alta vertente, principalmente em cotas entre 650 e 800 m na Serra Sul, e de 600 a 700 metros na Serra Norte.

Trabalhos como de Abreu *et al.* (2016) e Cabral *et al.* (2016) afirmam que a gênese das cavernas nas Unidades Geomorfológicas Serra Norte e Serra Sul resultou dos mesmos processos que a formação do minério de ferro friável, ou seja, por dissolução progressiva da sílica que culminou em enriquecimento em ferro, em ambiente de alteração supergênica (Tolbert *et al.* 1971, Beisiegel, 1982, Costa 2006). Autores como Auler & Piló (2009) também acreditam nessa hipótese, e as cavernas formadas por esse processo eles intitularam de cavernas “minerogênicas”. Do mesmo modo, Calux (2013), estudando algumas cavernas no Quadrilátero Ferrífero - MG, afirmou que todas elas ocorrem em minério de ferro de alto teor.

Recentemente, a hipótese levantada por Dutra (2013), de que a dissolução não pode ser o principal fenômeno responsável pela origem das cavernas em Carajás e no Quadrilátero Ferrífero, juntamente com trabalhos como o de Lobato *et al.* (2005), que afirmam que o hidrotermalismo (enriquecimento hipogênico) seria o fator responsável pela origem do minério de ferro de Carajás, geraram dúvidas quanto aos processos que realmente podem ter sido responsáveis pela origem das cavernas (dissolução?) e também do minério friável

(enriquecimento supergênico ou hipogênico?). Partindo desses questionamentos, o presente trabalho objetiva avaliar a atuação dos diferentes processos, na tentativa de estabelecer os principais fatores responsáveis pela formação das cavernas na Serra Norte.

1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Para elaboração desta dissertação optou-se pelo modelo que incorpora artigo científico. Dessa forma, a mesma segue a seguinte estruturação:

CAPÍTULO I: É composto por um texto integrador que aborda a contextualização do tema estudado, a localização e acesso da área, os objetivos traçados, os materiais e os métodos utilizados para o alcance dos objetivos, uma síntese com relação aos trabalhos anteriores sobre a gênese de cavernas em minério de ferro, bem como o contexto geológico regional da Província Mineral de Carajás.

CAPÍTULO II: Compõe a Geologia Local com as principais características das cavernas estudadas, bem como aborda os aspectos de evolução do relevo e sua importância para a formação das cavernas.

CAPÍTULO III: Constitui o corpo principal da dissertação. Inclui um artigo científico intitulado *Petrografia e geoquímica de Formações Ferríferas Bandadas e a gênese de cavernas da Serra Norte, Carajás – PA*, que será submetido à revista Geologia USP.

CAPÍTULO IV: Contém as considerações finais e as conclusões obtidas nesta pesquisa.

1.4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

As cavernas estudadas fazem parte da Unidade Espeleológica de Carajás (Valentin & Olivito 2011), e estão localizadas na área da mina N4 (jazidas N4WS e N4E) da Unidade Geomorfológica Serra Norte, no município de Parauapebas (Figura I.1) sudeste do estado do Pará.

O acesso pode ser feito por via aérea até o aeroporto do Núcleo Urbano de Carajás, por trem, pela ferrovia Carajás até Parauapebas, ou saindo de Marabá pela rodovia pavimentada PA-150 até a cidade de Eldorado dos Carajás. De lá, segue-se pela PA-275 para Parauapebas, em seguida para o Núcleo Urbano e até as minas de Ferro da VALE. O acesso às minas pode ser feito através de vias pavimentadas ou não. Tanto a cidade de Parauapebas quanto o Núcleo Urbano de Carajás contam com hotéis, hospitais, bancos, telefonia celular, internet etc.

1.5 OBJETIVOS

De modo geral, o presente trabalho objetivou determinar os processos responsáveis pela origem das cavernas nas minas N4WS e N4E da Serra Norte em Carajás. Pretendeu-se

também, posicionar a formação das cavernas na evolução do relevo e do minério. Os objetivos específicos são:

- ✓ Determinar a composição mineralógica primária e as transformações secundárias que afetaram os jaspilitos para estimar as principais mudanças ocorridas desde a rocha sã até a rocha mais alterada, bem como observar se houve entrada de novos elementos no sistema que indiquem o processo de alteração;
- ✓ Estabelecer a sequência de dissolução e substituição dos minerais, bem como, compreender o processo de remoção da sílica e enriquecimento em ferro, nos variados graus de alteração do jaspilito.
- ✓ Identificar as mudanças químicas ocorridas na transição jaspilito fresco até o minério para melhor compreender os processos que atuaram em tais mudanças.

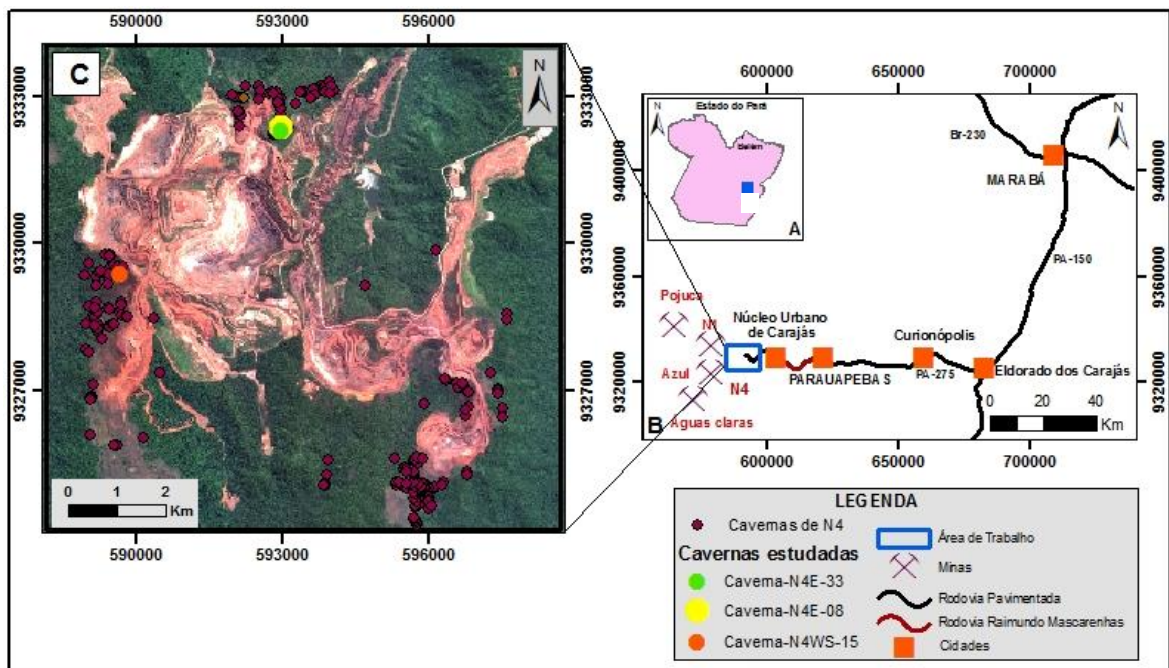


Figura I.1-Mapa de localização e acesso da área de estudo. A) Mapa do estado do Pará e o polígono da área com as cavernas estudadas; B) Mapa rodoviário do sudeste do Pará e as principais minas no entorno da área de estudo; C) Imagem de satélite das minas N4 e N5 mostrando o total de cavernas da área e as três cavernas estudadas em detalhe (Fonte: Da autora).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Durante a realização deste trabalho, foi feita uma vasta pesquisa e revisão bibliográfica em livros, artigos científicos, dissertações de mestrado e teses de doutorado, sobre a geologia regional de Carajás; posteriormente, foi realizada leitura de textos sobre assuntos interdisciplinares a respeito de geoespeleologia, tanto em formações ferríferas, quanto em outras litologias propícias ao cavernamento. Foi dada atenção especial aos

trabalhos com enfoque em formações ferríferas, como gênese do minério de ferro e assuntos relacionados à petrografia e geoquímica dos mesmos.

2.2 TRABALHOS DE CAMPO

Foram selecionadas três cavernas desenvolvidas em formação ferrífera, localizadas na Serra Norte (Carajás, PA), sendo duas na mina de N4E e uma na mina N4WS, onde foram realizadas as seguintes atividades:

- a) Descrições, preparação de croquis e fotografias das mesmas;
- b) Coleta sistemática de amostras (teto e parede- 25 amostras);
- c) Classificação prévia das rochas a partir da análise de amostra de mão.

Foi visitado o galpão de testemunho nas dependências da empresa Vale para mais coleta de amostras. A descrição dos furos foi utilizada para a confecção de uma seção geológica composta, para o posicionamento estratigráfico real das cavernas estudadas em relação às unidades do Grupo Grão Pará. Tanto nas cavernas quanto no galpão de testemunhos, procurou-se coletar amostras em variados grau de alteração para observar as mudanças ocorridas da rocha menos alterada até o minério de ferro. Não foi possível a coleta de jaspilito fresco, mas usou-se as descrições e material pulverizado de jaspilito inalterado de trabalhos anteriores (Macambira, 2003) que corresponde estratigraficamente à mesma área do presente estudo.

2.3 PETROGRAFIA

Essa fase consistiu, primeiramente, em descrições de amostras de mão (Tabela I.1) do jaspilito com o auxílio da lupa binocular, seguindo um roteiro básico, que consiste na análise da composição mineralógica da rocha, medida do bandamento, descrição das feições de dissolução, como microcavidades, feições diagenéticas e tectônicas, observando-se sempre as mudanças mineralógica e geoquímicas ocorridas da categoria Jaspilito Fresco até o Minério. Em campo, foi feita a primeira classificação e descrição das amostras. Posteriormente, após a confecção de seções polidas (41) e lâminas delgadas (01), as características microscópicas foram observadas com o auxílio do microscópio petrográfico de luz refletida e transmitida para descrição de minerais opacos e transparentes, respectivamente. Com a petrografia foi possível agrupar as amostras em quatro categorias: Jaspilito Fresco (JF), Jaspilito Pouco Alterado (JPA), Jaspilito Muito alterado (JMA) e Minério de ferro (MN).

Tabela I.1- Identificação das cavernas estudadas com os respectivos tipos de laminação realizada em cada amostra, análises geoquímicas e de isótopos de Pb.

| CAVERNA/LITOTIPO DA CAVERNA OU FURO | IDENTIFICAÇÃO DA AMOSTRA | TIPO DE LAMINAÇÃO | ANÁLISE QUÍMICA | Nº |
|--|--------------------------|-----------------------------|-----------------|----|
| N4WS-15: Jaspilito (teto e parede) e Canga (teto) | N4WS-15-2 | Seção polida | X | 01 |
| | N4WS-15-4A | Seção polida | X | 02 |
| | N4WS-15-4B | Seção polida | | 03 |
| | N4WS-15-5A | Seção polida | X | 04 |
| | N4WS-15-5B | Seção polida | | 05 |
| | N4WS-15-5C | Seção polida | | 06 |
| | N4WS-15-6A | Seção polida | X | 07 |
| | N4WS-15-6B | Seção polida | X | 08 |
| | N4WS-15-6C | Seção polida | | 09 |
| N4E-33: Jaspilito (parede) | N4E-33-7A | Seção polida | X | 10 |
| | N4E-33-7B | Seção polida | | 11 |
| | N4E-33-7C | Seção polida | | 12 |
| | N4E-33-8A | Seção polida | | 13 |
| | N4E-33-8B | Seção polida | | 14 |
| | N4E-33-8C | Seção polida | | 15 |
| | N4E-33-9A | Seção polida(2) | X | 16 |
| | N4E-33-9B | Seção polida | | 17 |
| | N4E-33-9C | Seção polida | | 18 |
| | N4E-33-10A | Seção polida | X | 19 |
| | N4E-33-10B | Seção polida | | 20 |
| N4E-33-10C | Seção polida | | 21 | |
| N4E-08: Jaspilito (parede) | N4E-08-4 | Seção polida | X | 22 |
| | N4E-08-5 | Seção polida | | 23 |
| | N4E-08-6 | Seção polida(2) | X | 24 |
| | N4E-08-7 | Seção polida | | 25 |
| | N4E-08-8 | Seção polida/lamina delgada | X | 26 |
| | N4E-08-9 | Seção polida | | 27 |
| N4E-FD-1615 (FURO) | N4E-FD-1615-1 | Seção polida | X | 28 |
| | N4E-FD-1615-2 | Seção polida | X | 29 |
| | N4E-FD-1615-4A | Seção polida(2) | X | 30 |
| | N4E-FD-1615-4B | Seção polida | X | 31 |
| N4E-375 (FURO) | N4E-375-1 | Seção polida | X | 32 |
| | N4E-375-2 | Seção polida | X | 33 |
| | N4E-375-3 | Seção polida | X | 34 |
| N4E-132 (FURO) | N4E-13-1 | ----- | X | 35 |
| N4WS-430 (FURO) | N4WS-430-2 | Seção polida | X | 36 |
| | N4WS-430-3 | Seção polida | X | 37 |
| N4WS-1352 (FURO) | N4WS-1352-1 | Seção polida | X | 38 |
| | N4WS-1352-2 | Seção polida | X | 39 |
| N4E (afloramento, Base da F. Carajás) | TJ-6G | - | X | 40 |
| | TJ-6H | - | X | 41 |
| | TJ7G | - | X | 42 |
| | TJ7Q | - | X | 43 |

2.4 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Como suporte à petrografia, selecionou-se uma amostra de cada litotipo (JF, JPA, JMA e MN) para observar se havia mudanças mineralógicas significativas de um litotipo para outro. As mesmas foram analisadas no Laboratório de Difração de Raios-X (LabDRX) do IG/UFPA.

2.5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

As amostras estudadas ao Microscópio Eletrônico incluíram Minério de ferro (MN) e Jaspilito Pouco (JPA) a muito Alterado (JMA). Foram seis seções polidas analisadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do IG/UFPA. Essa etapa também teve como objetivo um maior refinamento da petrografia.

2.6 ANÁLISES QUÍMICAS

Após a caracterização petrográfica e a distinção das quatro categorias acima citadas, as amostras de cada grupo foram preparadas na Oficina de Preparação de Amostra (OPA) e enviadas para a realização das análises químicas em rocha total pela *ACME Analytical Laboratories* Ltda. (Vancouver, Canadá). Foram realizadas 27 análises químicas para obtenção dos teores dos elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O e P_2O_5), traço (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Pb, Ni e V), incluindo terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu), além de perda ao fogo (PF). Os elementos maiores foram analisados por ICP-ES e os elementos-traço e terras raras por ICP-MS. As análises mostraram as mudanças químicas ocorridas, desde o Jaspilito Fresco até o Minério, permitindo assim, obter melhores informações a respeito da evolução geoquímica ocorrida no processo de formação das cavernas.

3-TRABALHOS ANTERIORES

3.1 CARACTERÍSTICAS ESPELEOGENÉTICAS DE CAVERNAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS

O Brasil, por apresentar uma das maiores áreas de formações ferríferas do mundo, é naturalmente um país de grande potencial para ocorrência de cavernas nesse litotipo. Por se tratar de um assunto recente da comunidade científica, o conhecimento sobre a espelogênese de cavernas em formações ferríferas e/ou lateríticas encontra-se nos estágios iniciais de desenvolvimento. Grande parte dos trabalhos encontra-se em relatórios internos de empresas

ou mesmo em grupos de espeleologia, mas já apontam as regiões do Quadrilátero Ferrífero (MG) e Carajás (PA) como as de maior potencial (Auler & Piló 2005).

O conceito de carste, inicialmente empregado apenas para rochas carbonáticas, posteriormente se estendeu para outros litotipos. Segundo Ford & Williams (2007), o termo é empregado para descrever um tipo específico de paisagem que contém cavernas e extensos sistemas de drenagens subterrâneas, produtos da interação de sistemas hidrológicos e geoquímicos que culminam na dissolução ou corrosão da rocha. Tendo a dissolução como processo característico, o termo carste pode se estender para rochas não-carbonáticas, desde que a dissolução tenha sido um processo importante para sua gênese (Hardt & Pinto 2009). Por sua vez, pseudocarste na concepção de Kempe & Halliday (1997), são paisagens com morfologias semelhantes às cársticas, no entanto o processo de formação não é a dissolução, mas sim a erosão mecânica.

Desde o início do século XX, feições pseudocársticas em terrenos lateríticos já vêm sendo descritas por Gautier, (1902), Dixey, (1920) e De Chéletat, (1938) (*apud* Maurity & Kotschoubey (1995)). As águas subterrâneas que percolam a crosta laterítica e migram lateralmente na interface crosta/saprólito são responsáveis pela geração de formas semelhantes às feições cársticas que ocorrem em terrenos carbonáticos.

Alguns autores como Vann (1963) e Moss (1965) (*apud* Maurity & Kotschoubey (1995)), acreditam que a geração das cavernas ocorra na interface crosta/saprólito, e isso se deva principalmente às nascentes situadas nessa zona do perfil, que ajudam na remoção através da eluviação, tanto física quanto química de seus constituintes.

Bowden (1980) (*apud* Maurity & Kotschoubey (1995)), estudou a formação de cavernas em meio laterítico na Serra Leoa e mostrou que na ocasião do rebaixamento do nível de base as feições pseudocársticas podem se desenvolver apenas em presença de crosta laterítica litificada. Destaca que mesmo a ação física das águas sendo um parâmetro de grande importância, é comprovada que sua ação química é fundamental na desestabilização e dissolução dos minerais constituintes da cobertura intempérica, e conseqüentemente, no desenvolvimento das feições pseudocársticas.

Twidale (1987), McFarlane & Twidale (1987) (*apud* Maurity & Kotschoubey (1995)), acreditam que a existência de cavernas subterrâneas, de dimensões às vezes consideráveis e, mais frequentemente, de zonas de baixa densidade nas partes centrais dos platôs lateríticos, sem qualquer ligação direta com canais de escoamento de sólidos, mostra claramente, que a alteração química e a dissolução de minerais desempenham um papel preponderante na evolução das feições pseudocársticas.

No Brasil, a primeira citação mais detalhada de cavernas nesse litotipo é devida a Simmons (1963), em seu trabalho intitulado *Cavernas em canga no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. Nele, o autor fez uma subdivisão das cavernas estudadas quanto à gênese e diz que algumas cavernas resultam de processos de erosão, algumas são devido a processos de dissolução e possivelmente outras resultem da ação combinada da erosão e da dissolução, tudo isso a depender da litologia hospedeira. O autor explica que processos de erosão criam pequenas cavernas, quando rocha intemperizada e material detrítico não cimentado são rolados encosta a baixo. As cavernas de dissolução apresentam maiores dimensões, e que essa dimensão e a forma vão depender do teor dos minerais solúveis presentes e da disposição do acamamento do itabirito.

Na região de Carajás no Pará, a primeira referência a cavernas deve-se a Tolbert *et al.* (1971), que discorre sobre as grandes cavernas encontradas associadas às crostas lateríticas na Serra Norte. Os autores inferem que a gênese das cavernas esteja ligada com a lixiviação de minério maciço, ocasionado pela ação de drenagem de águas superficiais através de fraturas. A partir de 1985, o Grupo Espeleológico do Pará (GEP) intensificou as pesquisas na região e fez o cadastramento de centenas de cavernas formadas em rochas máficas, canga química, minério de ferro e outras rochas associadas (Pinheiro *et al.* 1985).

Pinheiro & Maurity (1988) acreditam que a gênese das grutas da Serra dos Carajás tem duas fases distintas. Na primeira, os processos químicos prevaleceram, estando diretamente ligados à formação das lateritas ferruginosas. A segunda fase seria marcada pela ação dos fatores mecânicos. Os processos físicos atuam sobre as rochas que se encontram fragilizadas pelo ataque químico anterior. Desse modo, os espaços progressivamente cresceriam formando as galerias e salões das cavernas.

Maurity & Kotschoubey (1995) discorrem, não apenas sobre a gênese das cavernas, mas também sobre a geoquímica e a mineralogia dos espeleotemas. Os autores acreditam que a crosta atual exibe expressivas feições de degradação e marcantes feições pseudocársticas devido a processos de alteração mais recentes. As últimas consistem em depressões doliniformes subcirculares, cavernas subterrâneas e, nas bordas dos relevos tabulares, em numerosas cavernas, sendo controladas pelo desenvolvimento de zonas de baixa densidade rochosa e por fatores estruturais.

A partir dos anos 2000, com a crescente demanda pelo minério de ferro e o maior rigor na fiscalização desses empreendimentos minerários por parte dos órgãos de licenciamento ambiental, tornaram-se necessários estudos espeleológicos mais detalhados nas áreas de ocorrências de minério de ferro e canga (Auler & Piló 2005). Nesse sentido, a partir

dos anos 2000, o Grupo Espeleológico de Marabá (GEM) em parceria com a Fundação Casa da Cultura de Marabá (FCCM) e a empresa VALE, iniciaram um dos maiores levantamentos espeleológicos já realizados no Brasil. Esse trabalho levou à descoberta de mais 1.100 cavernas, na Serra Norte, Sul, Leste, Bocaina e Tarzan. Após alguns anos, a região de Carajás surge como a área de maior concentração de cavernas no Brasil.

Dutra (2013) apresenta uma síntese sobre os processos ligados à gênese de cavernas em formação ferrífera. Em seu trabalho, ela destacou diversos processos como: erosão por cabeceira e nas margens de drenagem, erosão por cachoeira, erosão em bordas de lagoas, lixiviação de quartzo e carbonatos, dissolução da sílica e biogênese. A autora destaca erosão no contato canga/rocha subjacente, onde os espaços são ampliados com os desmoronamentos, o fator principal na geração de cavernas. Dutra afirma ainda que a dissolução não pode ser o principal fator responsável pela gênese de cavernas no Quadrilátero Ferrífero e em Carajás, devido o valor de pH (5) das águas nesses locais ser incompatível com o pH ideal de dissolução do quartzo (pH alcalino).

Calux (2013), estudando a gênese e o desenvolvimento de cavernas ferríferas em todo o Quadrilátero Ferrífero destacou fortes evidências de controle litoestrutural e hidrodinâmico. O autor enumerou os controles espeleogenéticos das cavernas estudadas em seu trabalho, a saber: bandamento, fraturas tectônicas e atectônicas, eixos e flancos de dobras e o contato geológico erosivo entre a canga e a formação ferrífera bandada.

Auler *et al.* (2014) acreditam que o início de formação das cavernas se dá em profundidade em ambiente hipogênico, longe dos processos superficiais e, posteriormente, a continuidade de formação se dá em zona vadosa.

Em 2015 houve a publicação de diversos trabalhos vinculados ao projeto de pesquisa PROCAV, nos Anais do 33º Congresso Brasileiro de Espeleologia (tal como Albuquerque *et al.* 2015). Esses trabalhos discutem não apenas a gênese de cavernas sob o ponto de vista hidrogeológico, mas também falam detalhadamente sobre a mineralogia, geoquímica e classificação de espeleotemas formados no interior de cavernas na Serra dos Carajás.

Abreu *et al.* (2016) e Cabral *et al.* (2016) afirmam a importância dos processos de dissolução na formação das cavernas da Serra Norte e Serra Sul de Carajás. Os autores acreditam que à medida que a dissolução se intensifica, ocorrem colapsos e aumento da percolação de água meteórica através de estruturas como acamamentos, fraturas e falhas e, posteriormente, desenvolvimento e alargamento das cavernas. Além disso, demonstram a relação direta que há entre a formação das cavernas e formação do minério de ferro friável (cavernas minerogênicas).

Um dos mais recentes trabalhos sobre a gênese de cavernas é o de Cabral *et al.* (2016), que estudaram três cavernas na Serra Sul em Carajás e mostraram que a formação das cavernas e do minério está relacionada a processos supergênicos, associados ao desenvolvimento de um perfil de intemperismo. A mesma metodologia desses autores será usada neste trabalho para explicar a formação das cavernas na mina de N4 na Serra Norte.

3.2 GEOLOGIA REGIONAL DE CARAJÁS

A Província Carajás (Figura I.2) constitui o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico (Santos *et al.* 2003, Tassinari & Macambira 2004), sendo considerada como uma das maiores províncias minerais do mundo com jazidas de ferro, ouro, manganês, níquel e cobre, associadas a rochas vulcânicas, formações ferríferas e rochas sedimentares siliciclásticas. Essa província é formada por dois domínios (p.ex. Feio *et al.* 2012, 2013), o domínio Carajás e o domínio Rio Maria. A parte sul do domínio Carajás corresponde ao subdomínio de Transição, composto por granitóides arqueanos, granulitos e charnoquitos subordinados (p.ex. Vasquez *et al.* 2008; Oliveira *et al.* 2010) e a parte norte desse domínio compreende a Bacia Carajás, detalhada a seguir. Dall’Agnol *et al.* (2013), redefiniram o subdomínio de Transição em domínio Canaã dos Carajás, em sua porção norte, e domínio Sapucaia, ao sul.

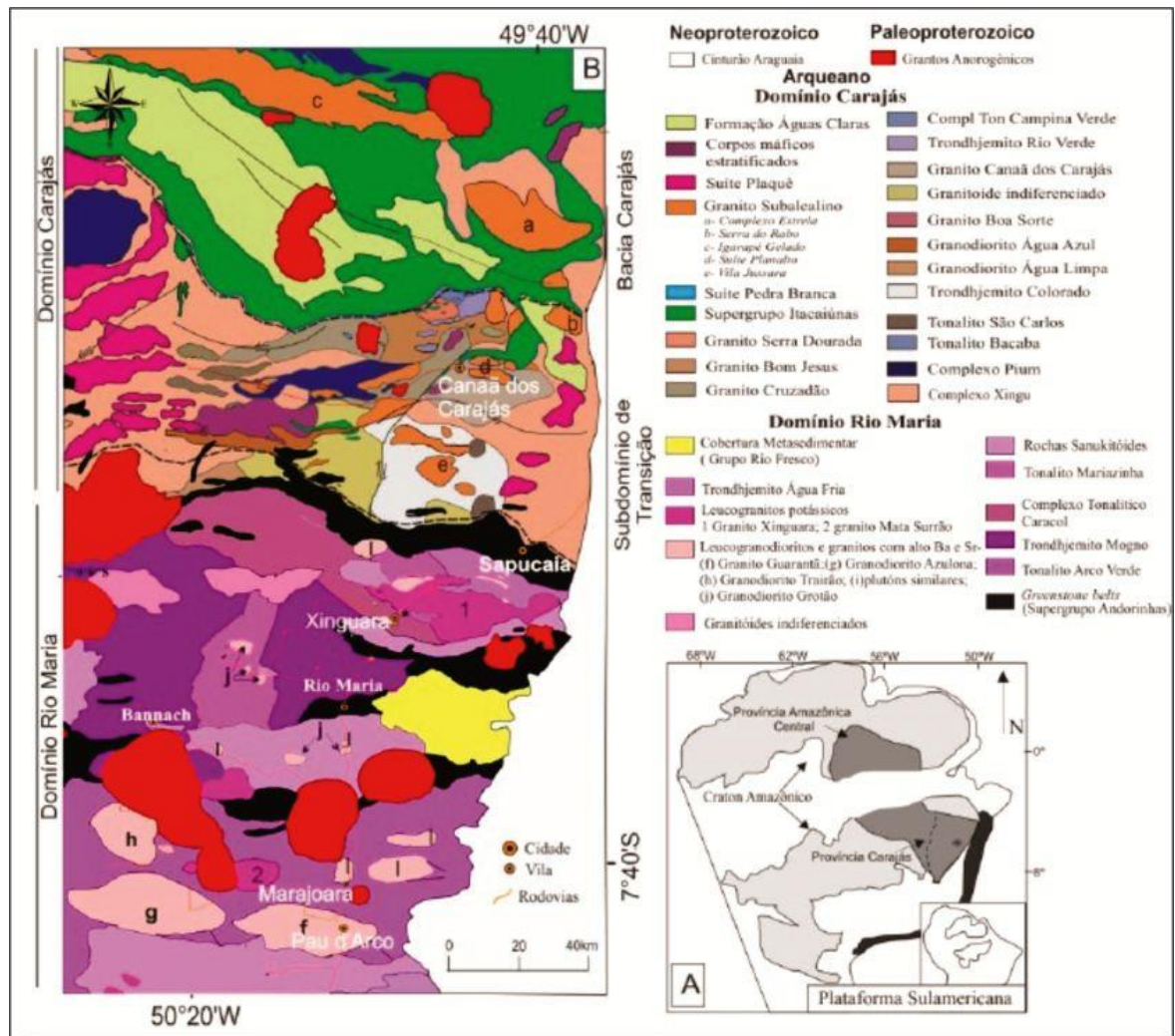


Figura I.2- Mapa geológico da Província Carajás (PC). A) Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004). B) Mapa geológico simplificado da PC, destacando os domínios Rio Maria, Subdomínio de Transição e Bacia Carajás (modificado de Feio *et al.* 2013, com dados adicionais de Silva 2012, e Gabriel 2012). Fonte Santos *et al.*, (2013).

3.2.1-Domínio Carajás

O domínio Carajás é representado pelas rochas vulcano-sedimentares depositadas na Bacia Carajás e cortadas por corpos graníticos. Segundo Gibbs *et al.* (1986) e Macambira (2003), a evolução da bacia está relacionada a um rifte continental. No entanto, Meirelles & Dardenne (1991), Lobato *et al.* (2005), a consideram como uma margem continental, relacionando sua evolução a arco magmático.

A Bacia Carajás, de idade arqueana, apresenta em seu embasamento as rochas do Complexo Xingu. Faz parte dessa bacia as rochas sedimentares, representadas pelas sequências do Grupo Grão Pará (Supergrupo Itacaiúnas), Formação Águas Claras e Formação Gorotire (DOCEGEO 1988, Araújo e Maia 1991). Duas principais propostas são apresentadas para a sequência de rochas sedimentares do Grupo Grão Pará. Para a primeira, definida por

Araújo & Maia (1991), o Grupo Grão Pará (GGP) seria composto pelas rochas metavulcânicas da Formação Parauapebas na base, BIF da Formação Carajás e rochas metassedimentares da Formação Águas Claras, no topo. Para a segunda, Macambira (2003) propõe que o Grupo Grão Pará é constituído por uma sequência vulcano-sedimentar composta na base, pela Formação Parauapebas, sobreposta pela Formação Carajás e, em seguida, pelas formações Igarapé Cigarra e Igarapé Boa Sorte.

O Grupo Grão Pará (CVRD/CMM 1972) é constituído por uma espessa sequência de rochas vulcânicas (Formação Parauapebas, Meireles *et al.* 1984), e jaspilitos com minério de ferro (Formação Carajás, CVRD/CMM 1972), que ocorre nos flancos norte e sul da Serra dos Carajás. Em segmentos alongados de direção geral E-W, ocorrem também rochas máficas do Grupo Igarapé Cigarra recobertas pelas rochas da Formação Igarapé Boa Sorte formada por siltitos e folhelhos carbonáticos (Macambira, 1990). O Grupo Grão Pará é descrito como repousando discordantemente sobre os gnaisses do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974, Machado *et al.* 1991).

A Formação Parauapebas corresponde às rochas vulcânicas máficas que ocorrem na base da Formação Carajás, representadas por derrames basálticos, além de rochas vulcânicas félsicas subordinadas e intrusões máficas. Ocorrem também associados aos derrames basálticos, níveis pouco espessos de rochas piroclásticas máficas a intermediárias, além de derrames e tufos félsicos. As idades U-Pb em zircão obtidas para essa formação são concordantes entre si, entre 2757 ± 7 Ma e 2760 ± 11 Ma (p.ex. Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Trendall *et al.* 1998) obtidas em metarriolitos que ocorrem intercalados aos metabasaltos.

A Formação Carajás ocupa a porção intermediária do Grupo Grão Pará. A mesma encontra-se mais bem estudada na Serra Norte e é descrita como constituída por jaspilitos com bandamento definido pela alternância de micro e mesobandas de óxidos de ferro (hematita, magnetita e maghemita), jaspe (chert impregnado por hematita fina) e/ou chert branco, além do minério de ferro associado. Sua espessura é estimada entre 200 e 300 m, e o contato com as unidades subjacentes é concordante. A idade de deposição da Formação Carajás é inferida a partir da datação de rochas metavulcânicas concordantes ao acamamento dos jaspilitos com intervalos entre 2740 ± 8 (sill de dolerito Trendall *et al.* 1998) e 2757 ± 18 Ma (Macambira *et al.* 1996).

A Formação Igarapé Cigarra (Macambira *et al.*, 1990) é constituída por camadas de BIF recobertas por rochas vulcânicas máficas com intercalações de tufos, seguida por rochas

sedimentares clásticas e químicas. Está em contato concordante com a Formação Carajás e apresenta de 1 a 3 km de espessura.

A Formação Igarapé Boa Sorte, formalizada por Macambira et al. (op cit), é a unidade superior do Grupo Grão Pará, sendo constituída por siltitos intercalados com folhelhos, ambos carbonosos e carbonáticos, com níveis arenosos em direção à base. Esses litotipos englobam o proto-minério da jazida de manganês do Azul.

2.1 GEOLOGIA LOCAL

Somente na Unidade Geomorfológica Serra Norte, atualmente há registro de cerca de 800 cavernas, as mesmas estão desenvolvidas em rocha máfica, no jaspilito e, principalmente, na canga laterítica e na interface canga laterítica/jaspilito.

As três cavernas estudadas localizam-se no corpo N4 em sua porção leste e oeste (N4E e N4W), onde afloram as rochas do Grupo Grão Pará (Figura II.1), que é composto na base pela Formação Parauapebas, sobre a qual repousam os jaspilitos de fácies óxidos, e o minério de ferro da Formação Carajás. A espessura dessa última é estimada entre 200 e 300 m, com mergulho de até 40° para oeste (na jazida de N4). Recobrendo a Formação Carajás ocorrem os basaltos, tufos e BIF (Macambira *et al.* 1990) da Formação Igarapé Cigarra.

A geomorfologia da região é sustentada pelas rochas do Grupo Grão Pará, que é recoberta por uma espessa cobertura laterítica (canga) na qual, comumente são observadas feições de degradação (cavidades naturais), seja na interface formação ferrífera/formação laterítica, seja na interface formação ferrífera/rochas básicas.

As cavernas estudadas neste trabalho se desenvolveram no jaspilito da Formação Carajás.

CAVERNA N4WS-015: A caverna apresenta claro padrão espongiforme, com salas grandes separadas por galerias menores. Sua entrada encontra-se em uma altitude de 688 m, apresenta aproximadamente 372 m de desenvolvimento, desnível de 20,2 m, área de 1420 m² e volume de 2315 m³. No geral, a inclinação do piso é concordante com a inclinação da vertente (Carste, 2011).

O acesso à mesma é limitado pelo fato da claraboia, que dá acesso ao exterior, apresentar apenas 1 m de diâmetro (Figura II.2A). As paredes e o teto são litologicamente constituídos de canga e de formação ferrífera bandada. Canga detrítica é visível no afloramento externo, apresentando clastos grandes e angulosos da formação ferrífera. A formação ferrífera é a litologia predominante na parede da caverna, e canga detrítica ocorre localmente. Observa-se canga química laminada assentada por sobre a formação ferrífera (Figura II.2B). Alguns setores há o jaspilito alterado, sendo possível observar hematita neoformada. Há ocorrência de dois tipos de espeleotemas: crosta e coralóide. Próximo à entrada da caverna, onde a altitude era menor (688m), é observado que tanto a parede quanto o teto da caverna são de jaspilito e, à medida que se adentra aos salões de maior altitude

(700m) é notado que apenas as paredes são de jaspilito, e o teto é formado pela canga. Essas observações permitiram classificar essa caverna como mista, pelo fato de o teto ora ser de jaspilito, ora ser de canga (Figura II.2C e D).

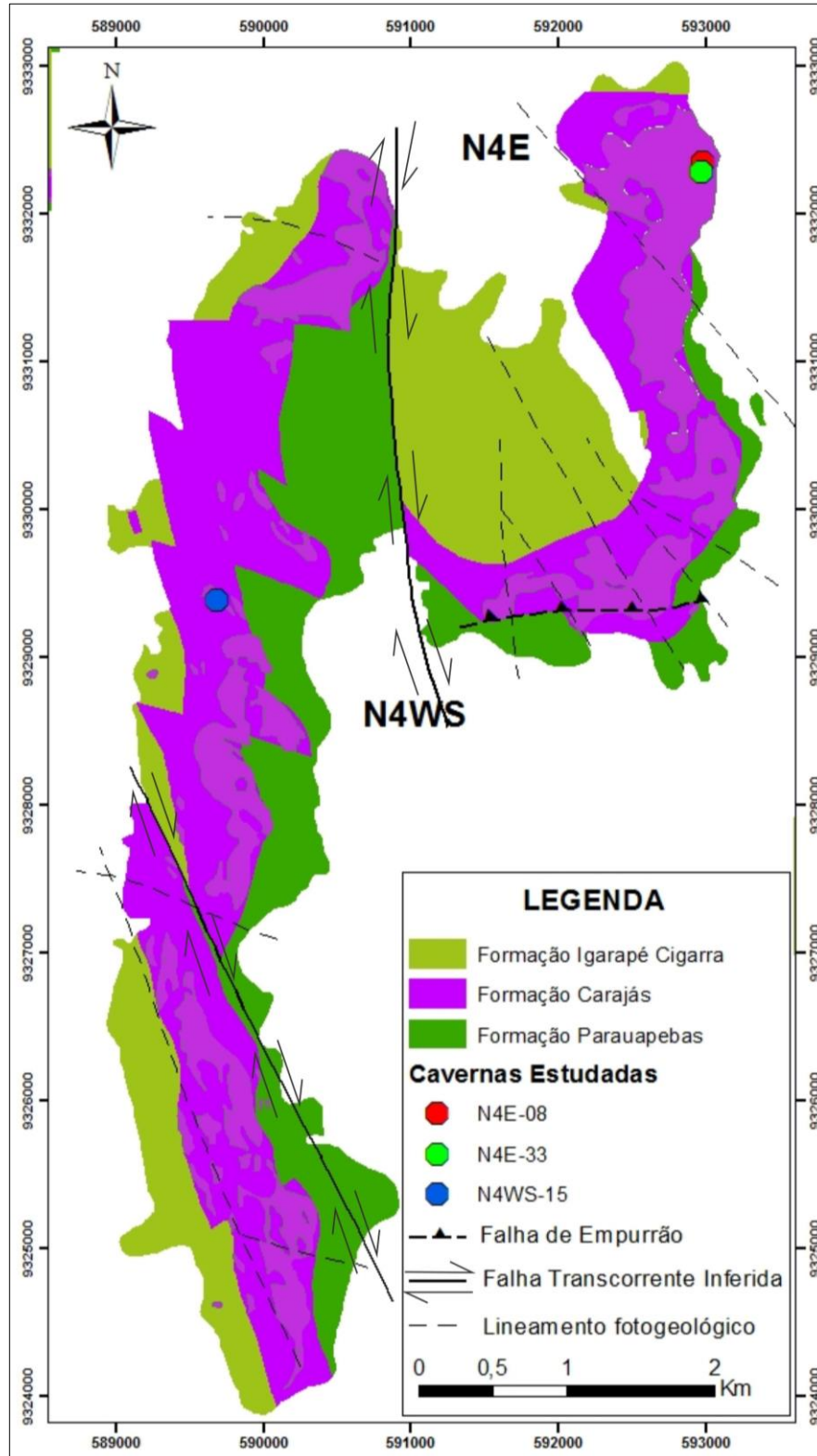


Figura II.1 Mapa geológico do corpo de N4 com a localização das três cavernas estudadas, inseridas na Formação Carajás. Modificado de Resende & Barbosa (1972).

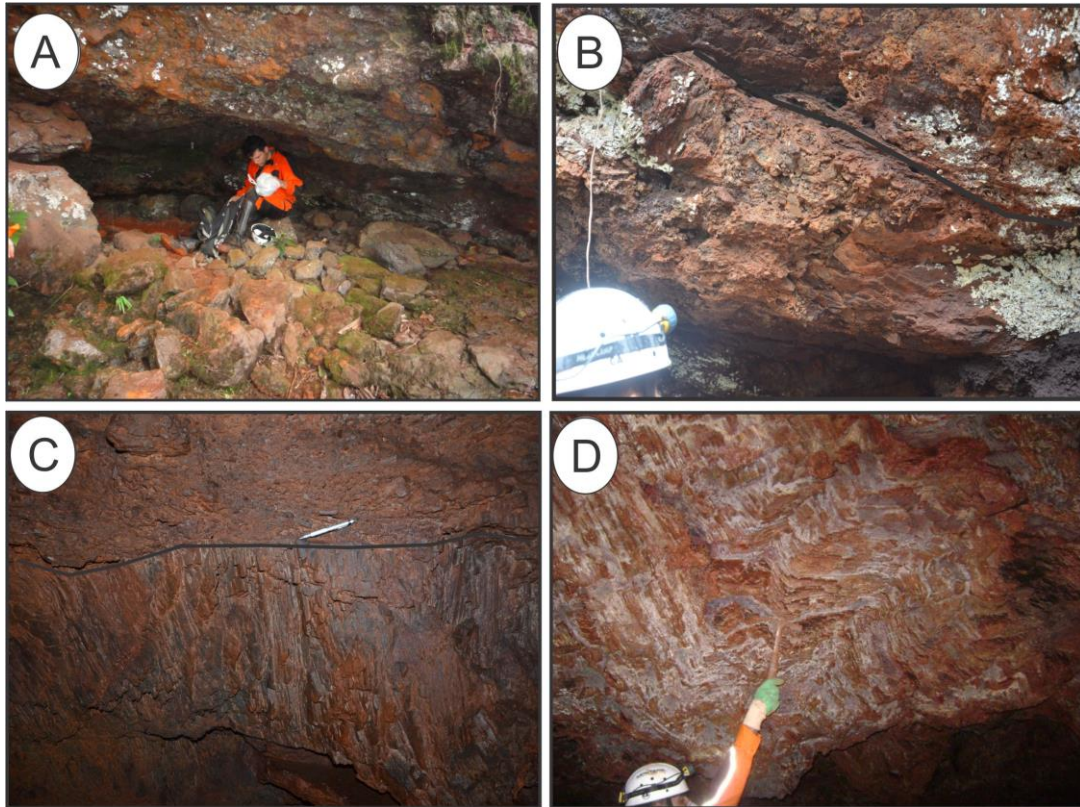


Figura II.2 (A) Entrada da caverna N4WS-015 com cerca de 1m de diâmetro; (B) Canga química laminada assentada por sobre a formação ferrífera na parte exterior da caverna; (C) Contato entre o teto de Canga e a parede de jaspilito (D) Porção da caverna com teto e parede de jaspilito intensamente deformado. (Fonte: Da autora).

CAVERNA N4E-008: A morfologia da caverna é curvilínea com padrão abobadado (Figura II.3). A entrada da caverna tem dimensões de 21,0 m de largura por 7,0 m de altura (Figura II.4.A). Abatimentos do teto são observados. Sua entrada encontra-se a uma altitude de 649 m, tem aproximadamente 120 m de desenvolvimento, desnível de 9,6 m, área de 672 m² e volume 2050 m³. A caverna N4E-08 desenvolveu-se predominantemente em BIF (Figura II.4B), por vezes alterada (Figura II.4C), sendo que em alguns pontos observa-se a presença de canga detrítica ferruginosa, preferencialmente no teto (Figura II.4D) e fundo da caverna, onde a canga é constituída por fragmentos tabulares, angulosos de jaspilito, que se encontram cimentados por matriz de oxi-hidróxido de ferro (hematita e goethita), marrom-avermelhada a marrom-ocre. Espeleotemas são dos tipos coralóides, crostas ferro-fosfática esverdeada e *pop-corns*, e encontram-se distribuídos nas paredes, no teto e no piso da caverna (Carste, 2011).

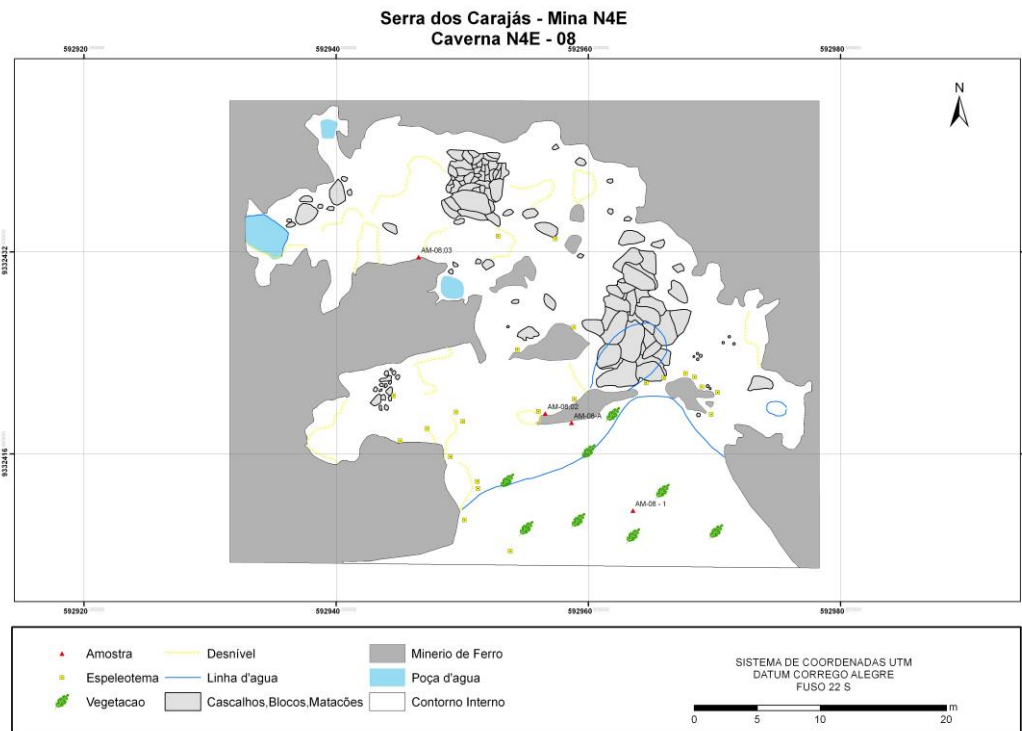


Figura II.3 Planta baixa da caverna N4E-008, com padrão abobadado.

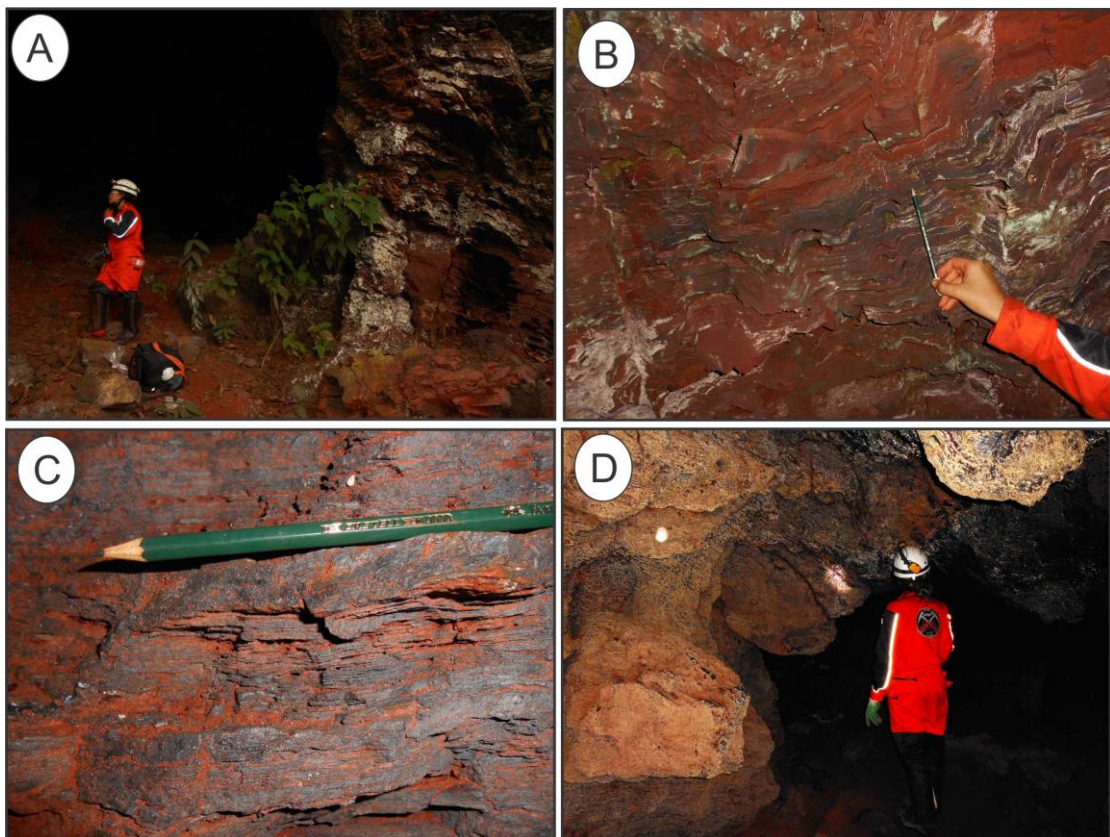


Figura II.4 (A) Entrada da caverna N4E-008; (B) Formação Ferrífera Bandada na parede da caverna; (C) BIF alterada na parede da caverna (D) – Canga detrítica no teto da caverna. (Fonte: Da autora).

CAVERNA N4E-033: A disposição da caverna é retilínea (Figura II.5). A mesma está localizada em uma alta vertente do platô de N4E. Encontra-se em uma altitude de 613 m, tem aproximadamente 120,4 m de desenvolvimento, desnível de 33 m, área de 728,1 m² e volume 2184,5 m³. A caverna N4E-033 desenvolveu-se principalmente em formação ferrífera bandada (Figura II.6A e B), comumente alterada e recoberta pelo espeleotema crosta branca (Figura II.6C). Em alguns setores da caverna, preferencialmente no teto, observa-se a presença de canga detrítica ferruginosa (Figura II.6D) e canga química. A canga detrítica é constituída por plaquetas e clastos angulosos (seixos) de minério de ferro, dispersos de forma aleatória, cimentados por oxi-hidróxido de ferro, na cor marrom-vermelha (Carste, 2011).

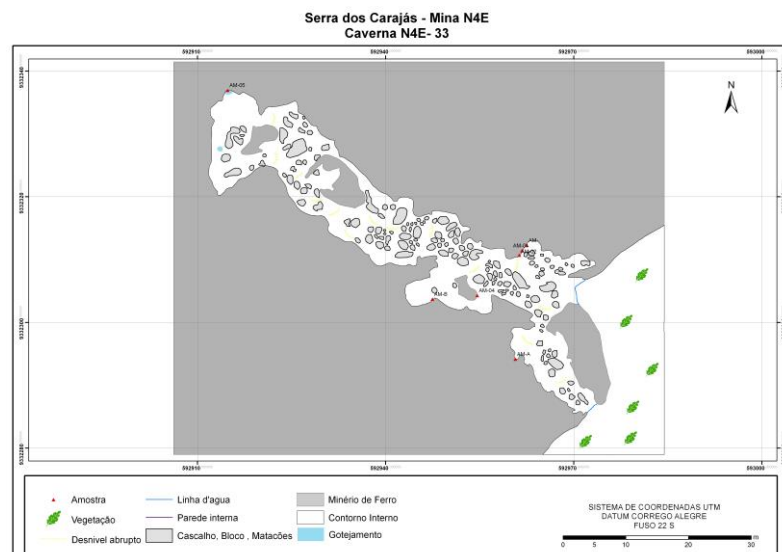


Figura II.5 Planta baixa da caverna N4E-033, com padrão retilíneo.

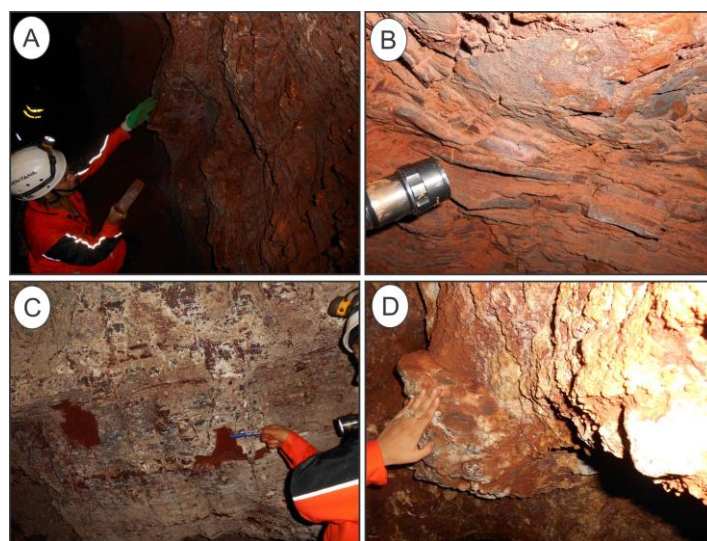


Figura II.6 (A) Exposição da formação ferrífera na parede da caverna N4E-033 (B) Formação Ferrífera alterada; (C) BIF alterada recoberta por crosta (D) – Canga detrítica da parede da caverna. (Fonte: Da autora).

Paralelamente ao estudo das cavernas foram utilizados dados litológicos de 11 furos de sonda para confecção de uma seção geológica composta para verificar a posição estratigráfica das cavernas N4E-008 e N4E-033 com relação às rochas do Grupo Grão Pará. As cavernas foram plotadas na seção que apresenta direção aproximadamente Leste-Oeste e verificou-se que elas se correlacionam aos furos N4E-FD-1615, N4E-375 e N4E-132 (Figura II.7).

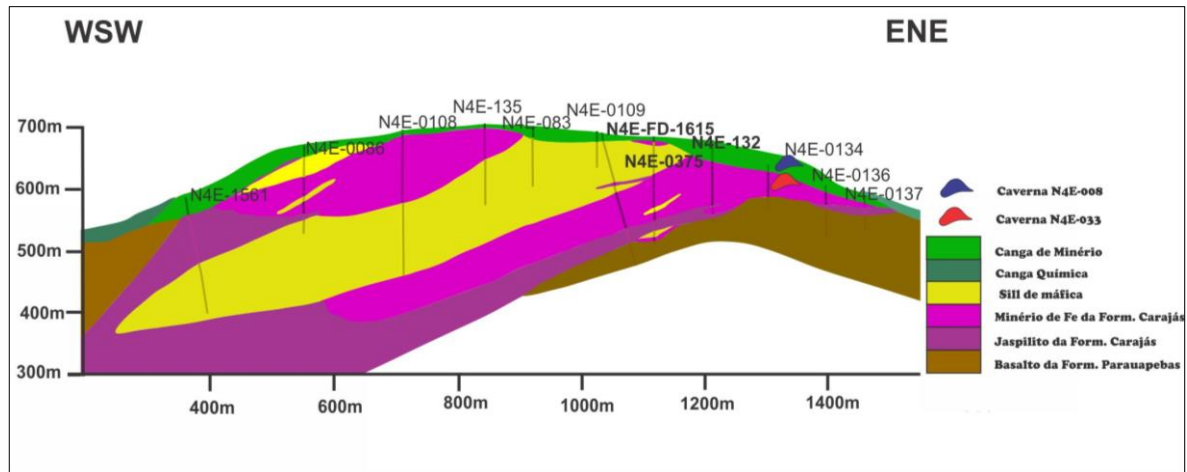


Figura II.7 Seção Geológica com a posição das cavernas N4E-008 e N4E-033. Fonte: Da autora

A partir da construção da seção geológica foi possível correlacionar a posição estratigráfica das cavernas com os intervalos dos furos de sonda. Utilizou-se 20 m acima e abaixo da posição em que a caverna foi plotada no furo, para uma maior confiabilidade de que a localização das mesmas era naquele intervalo. Desse intervalo de 40 m metros de testemunhos, coletou-se amostras de Minério (MN) e de Jaspilito Pouco (JPA) a Muito Alterado (JMA) para análises petrográficas e geoquímicas. Além disso, foi feito a descrição do material.

Com a descrição do material coletado nos furos foi possível observar as seguintes características: 1- amostras de minério coletadas a menores profundidades são mais desagregadas (Figura II.8A); 2- Quanto mais próximo o furo se localizava da caverna, mais desagregado estava o minério (pulverulento) (Figura II.8B); 3- Amostras de minério coletadas a maiores profundidades são mais placosas e com fragmentos maiores; 4- Quanto mais distante o furo está da caverna, menos desagregado estava o minério (Figura II.8C). Essas características demonstram que devia haver um nível estratigráfico mais suscetível à formação das cavernas, e que os mesmos processos responsáveis pela formação do minério, a menores profundidades, foram os mesmos que permitiram a formação das cavernas. Ou seja, se o minério foi formado pela solubilização da sílica e desagregação, esse processo também atuou no local onde hoje está a caverna. Com a diferença de que, onde está hoje a caverna, houve a erosão do minério fragmentado. Aquele nível estratigráfico poderia ser mais poroso, gerando

minério mais pulverulento próximo da caverna e minério placoso à medida que se afasta da caverna, mas no mesmo nível estratigráfico.

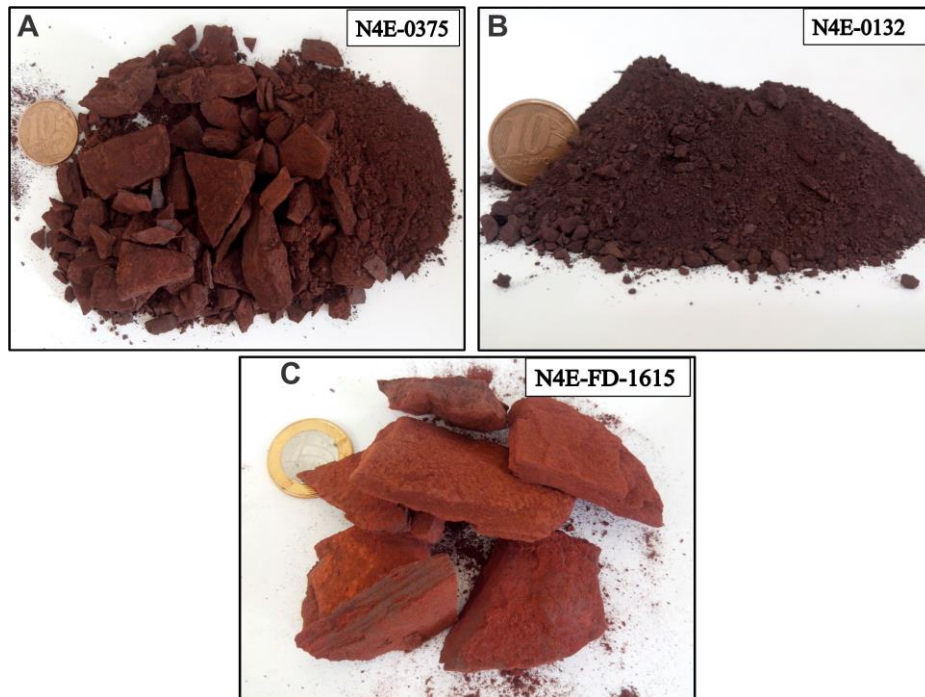


Figura II.8 (A) amostra de minério placoso a pulverulento coletado a menores profundidades; (B) amostra de minério pulverulento, coletada no furo mais próximo das cavernas estudadas; (C) amostra de minério placoso, coletada a maiores profundidades que as amostras anteriores. Fonte: Da autora.

2.2 EVOLUÇÃO DO RELEVO

A classificação mais recente do relevo brasileiro é de Ross (1991), elaborada com imagens de radar nas décadas de 1980 e 90. O pesquisador levou em consideração para sua classificação tanto os processos de erosão quanto a altimetria das superfícies, e ainda criou uma terceira unidade de relevo, além de planaltos e planícies, as depressões.

Para Ross (1991), Planaltos são superfícies com altitude acima de 300 m que sofrem desgaste erosivo. Contém formas de relevo irregulares como morros, serras e chapadas; nas bacias sedimentares, os planaltos se caracterizam pela formação de escarpas em áreas de fronteiras com as depressões. Planícies são superfícies planas com altitude inferior a 100 m que sofrem constante sedimentação. Depressões são superfícies entre 100 e 500 m de altitude sendo mais planas que os planaltos e mais rebaixadas que as áreas de entorno, além de sofrer desgaste erosivo e apresentar elevações residuais como inselbergs e planaltos residuais.

Boaventura (1974) classificou a morfoestrutura regional da Serra dos Carajás em duas unidades morfoestruturais e morfoclimáticas: Planalto Dissecado do Sul do Pará e Depressões Periféricas do Sul do Pará. A Serra dos Carajás está inserida no Planalto Dissecado do Sul do Pará, caracterizado por maciços residuais de topos aplainados e conjuntos de cristas e picos

interpenetrados por faixas de terrenos rebaixados (Boaventura, *Op cit*). A Serra dos Carajás é sustentada por uma espessa cobertura laterítica (canga), que se desenvolveu sobre rochas vulcânicas básicas e ácidas e formações ferríferas do Grupo Grão Pará. Nessa cobertura laterítica comumente são observadas feições pseudocársticas (cavidades naturais) que se desenvolveram na interface formação ferrífera/cobertura laterítica (canga) ou formação ferrífera/rochas básicas e ácidas (Gonçalves & Sousa 2011).

A seguir é mostrado um esquema que ilustra a importância da evolução do relevo para formação das cavernas e do minério de ferro friável (Figura II.9).

No primeiro momento, com a exposição da camada de jaspilito e de suas encaixantes (Formação Igarapé Cigarra e Formação Parauapebas), deu-se início ao processo de alteração pelo intemperismo (Figura II.9A). A alteração dos basaltos produziu saprólito mais resistente do que o produto gerado pela alteração dos jaspilitos, causando relevo depressivo sobre as BIF da Formação Carajás. Lagos são desenvolvidos sobre essa superfície (Figura II.9B). A partir do momento em que há instalação de uma rede de drenagem associada à formação dos lagos, pode-se dar início à formação do minério e das cavernas. Essas últimas, não apenas na superfície ou nas bordas do relevo, mas dentro do próprio relevo, ao longo do perfil de alteração, em que as soluções são canalizadas por fraturas ou falhas, e nesse caso, o próprio bandamento e o mergulho das camadas podem favorecer ainda mais a infiltração da água. No local estudado as camadas de jaspilito têm mergulhos próximos de 40°. Esse fato foi abordado nos trabalhos de Ribeiro (2003), que afirma que quanto à atitude do bandamento ou da foliação, é provável que estratos ou foliação com mergulhos acentuados favoreçam a infiltração de água e a dissolução dos minerais de ganga. Com a evolução do processo de enriquecimento supergênico, uma crosta laterítica foi desenvolvida sobre o minério e saprólito de basaltos. A maior resistência da crosta do minério e o contínuo processo de intemperismo causou a inversão do relevo (Figura II.9C).

Em um segundo momento, quando as cavernas já estão completamente formadas em subsuperfície, a evolução do relevo terá o papel de expor as cavidades. À medida que os processos de denudação mais recentes evoluem, o nível de erosão vai se tornando cada vez mais profundo, rebaixando o relevo a cotas altimétricas cada vez menores, e expondo cavernas outrora oclusas ao longo dos platôs alterados (Figura II.9D). O recuo das bordas dos platôs ocorre a medida que os processos de dissolução e erosão vão fragilizando e desagregando material, e conseqüentemente expondo as cavernas que já estão formadas, como dito anteriormente.

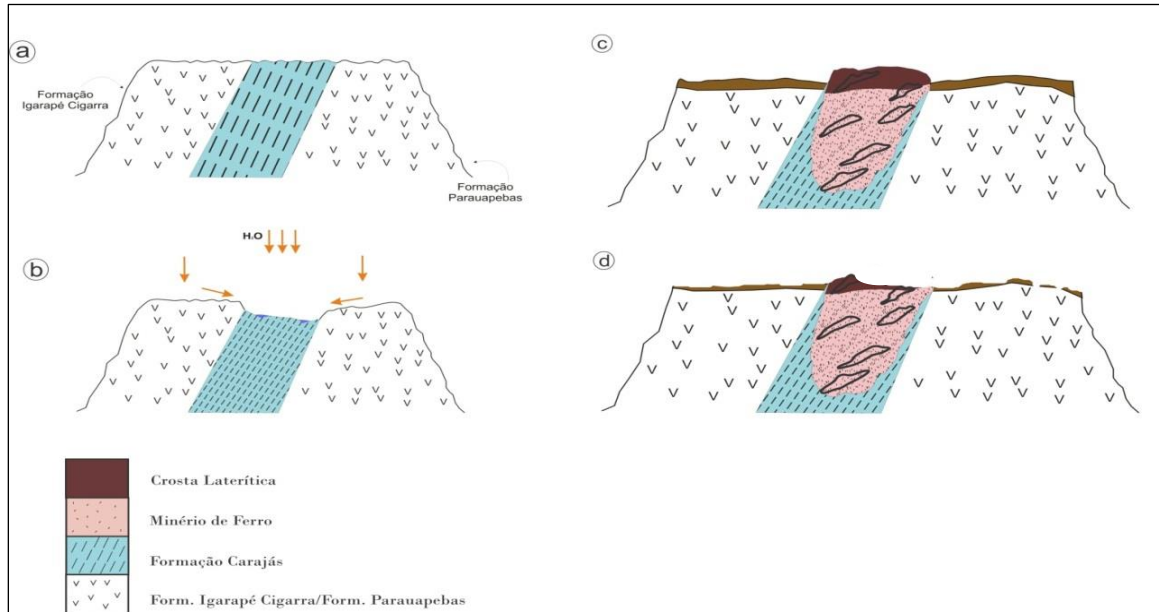


Figura II.9 A-Exposição do Grupo Grão Pará à superfície e à intensa ação do intemperismo; B-formação de relevo depressivo e instalação de lagos sobre as BIFs da Formação Carajás; C-Formação do minério e das cavernas e o posterior desenvolvimento de uma crosta laterítica resistente sobre o minério causando inversão do relevo; D- Exposição de cavernas oclusas. (Fonte: Abreu et al. 2016).

CAPÍTULO III

Petrografia e Geoquímica de Formações Ferríferas Bandadas e Gênese de Cavernas da Serra Norte, Carajás, Pará

Petrography and Geochemistry of Banded Iron Formations and Genesis of Caves at Serra Norte, Carajás, Pará.

Soraia da Silva Abreu^{1,2}, Joel Buenano Macambira¹, Moacir José Buenano Macambira²

¹Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará-UFPA

²Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

Rua Araguaia 941, Bairro Novo Horizonte, CEP: 68502-390, Marabá, Pa, Br

(soraia.abreu@unifesspa.edu.br, joel@ufpa.br, moamac@ufpa.br)

RESUMO

Este trabalho objetiva entender os processos responsáveis pela formação das cavernas desenvolvidas em jaspilitos, no platô de N4, em Carajás-PA. O estudo se baseou em análises petrográficas e geoquímicas do jaspilito buscando caracterizar a evolução mineralógica, textural e geoquímica das quatro categorias em que foi classificado, considerando seus graus de alteração intempérica: 1) Jaspilito Fresco (JF); 2) Jaspilito Pouco Alterado (JPA); 3) Jaspilito Muito Alterado (JMA) e 4) Minério de Ferro (MN). Na transição do JF para o MN ocorre intensa lixiviação de SiO₂ (de 62,51% para 0,51%) e consequente enriquecimento no teor de Fe₂O₃t (de 56,48 % para 97,71%). O chert e jaspe são lixiviados acarretando na formação de microcavidades de dissolução. Por outro lado, há neoformação de duas variedades de hematita, a Hm-2 e Hm-3, além de goethita. Verificou-se que a gênese das cavernas está inicialmente relacionada a processos químicos de dissolução e lixiviação da sílica, que foi ocasionada pela percolação de fluidos de origem meteórica, canalizados através do bandamento do jaspilito, aliado também à inclinação das camadas, que serviram de caminhos preferenciais para essas soluções. Posteriormente, processos de erosão subterrânea aceleraram a redução de volume do jaspilito, seguida por colapso e abatimento do material residual e consequente formação das cavernas. Os processos iniciais que atuaram na formação das cavernas são os mesmos que condicionaram a formação do minério friável da mina estudada.

Palavras chave: cavernas; jaspilito; minério de ferro; intemperismo; Carajás.

ABSTRACT

This research aims to understand the main factors responsible for the formation of caves associated with jaspilite in N4 plateau, at Carajás Speleological Unit, Pará state. The study was based on petrographic and geochemical analyses of jaspilite with varying weathering degrees, seeking to understand the mineralogical, textural and geochemical evolution of the four categories: A) fresh jaspilite, B) little altered jaspilite, C) very altered jaspilite, and D) iron ore. In transition from fresh jaspilite to iron ore, occurs intense leaching of SiO₂ (62.51% to 0.51%) and consequent enrichment of Fe₂O₃t (56.48% to 97.71%), chert and jaspe are leached causing the formation of dissolution microcavities. On the other hand, there is a neoformation of two hematite varieties, Hm-2, and Hm-3, besides goethite. The research verified that the genesis of the caves is initially related to chemical processes of dissolution and leaching of the silica, which was caused by the percolation of fluids of meteoric origin, channeled through the jaspilite banding, allied to the inclination of the layers, which served as preferred paths for these solutions. Subsequently, erosion processes accelerated the reduction

of volume, with collapse of the residual material and consequent formation of the caves. The initial processes that acted in the formation of the caves are the same that conditioned the formation of the friable ore of the study mines.

Keywords: caves, jaspilite, iron ore, weathering, Carajás.

1 INTRODUÇÃO

A região de Carajás, estado do Pará, é conhecida mundialmente pelos seus gigantescos depósitos de minério de ferro de alto teor, com reservas calculadas em torno de 18 bilhões de toneladas (CVRD, 1999). Desde o início do século XXI, diversas pesquisas de cunho espeleológico foram realizadas nessa região, levando à descoberta de milhares de cavernas tendo como principal rocha hospedeira a formação ferrífera bandada (BIF) e o minério de ferro associado. Em poucos anos, Carajás surge como a maior Província Espeleológica do Brasil (Valentim e Olivito, 2011), ao lado do Quadrilátero Ferrífero, MG.

O número de cavernas em rochas ferríferas conhecidas hoje no Brasil, já ultrapassam mais de quatro mil, sendo elas cadastradas em bases de dados públicas e privadas (Calux, 2013). Alguns autores, como Dutra, 2013; Abreu *et al.*, 2016 e Cabral *et al.*, 2016, apontaram processos que podem ser responsáveis pela origem das cavernas de Carajás. Abreu (*op. Cit*) e Cabral (*op. Cit*) demonstraram que a dissolução da sílica pode ser um dos principais fatores responsáveis pela origem das cavernas nessa região, atribuindo sua origem aos mesmos processos de geração do minério de ferro friável de Carajás (cavernas “minerogênicas”, Auler e Piló, 2014). Por outro lado, Dutra (2013), baseado em dados geoquímicos de águas de poços tubulares de Carajás e do Quadrilátero Ferrífero, afirma que a dissolução não pode ser o principal fator responsável pela origem das cavernas nessas duas áreas.

Diante do exposto acima, neste trabalho foram selecionadas para estudo três cavernas localizadas na mina N4 em Carajás (duas em N4E e uma em N4W-S), (Figura III.1), objetivando elucidar os principais processos responsáveis pela origem dessas cavernas.

As cavernas de Carajás se desenvolvem principalmente nas BIF da Formação Carajás (Abreu, *et al.*, 2016). Desse modo, a análise petrográfica e geoquímica dessas rochas exibindo variados graus de alteração, auxiliaram no entendimento da evolução química, mineralógica e textural, dando suporte ao entendimento da gênese dessas cavernas.

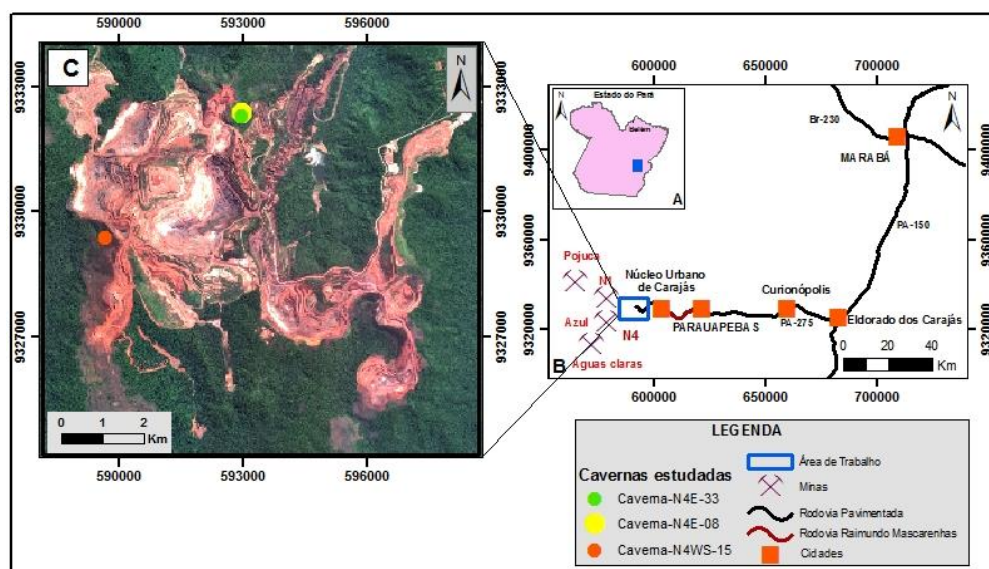


Figura III.1 (A) Mapa do estado do Pará e o polígono da área com as cavernas estudadas; (B) Mapa rodoviário do sudeste do Pará e a principais minas no entorno da área de estudo; (C) Imagem de satélite da mina N4 mostrando as três cavernas estudadas em detalhe.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Com base na observação visual de feições que indicam a progressão do intemperismo sofrido pelas amostras, as mesmas foram agrupadas em quatro categorias, para uma melhor caracterização dos horizontes estudados, a saber: Jaspilito Fresco (JF), Jaspilito Pouco alterado (JPA), Jaspilito Muito Alterado (JMA) e Minério de Ferro (MN).

Foram realizadas descrições de amostras de mão retirada das cavernas e de furos de sondagem, análises petrográficas de seções polidas (41) e lâminas delgadas (1), com o auxílio do microscópio petrográfico de luz refletida e transmitida. Foi observada a composição mineralógica primária e secundária, descrição das feições de dissolução, observando-se sempre as mudanças ocorridas do JF até o MN. Como suporte à petrografia e à geoquímica foi aplicado o método de difração de raios-X (uma amostra de cada categoria).

As análises químicas foram feitas no laboratório ACME *Analytical Laboratories* Ltda. (Vancouver, Canadá) em 27 amostras, levando-se em consideração as 4 categorias estudadas. O teor dos elementos maiores foi obtido por ICP-ES e os elementos traços e terras raras por ICP-MS. Essa etapa permitiu obter melhores informações a respeito das mudanças geoquímicas ocorridas no processo de formação das cavernas. O padrão de distribuição dos ETR foi estabelecido através de normalização a NASC (*North America Shale Composition*) obtido por Goldstein e Jacobsen (1988).

3 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A Unidade Espeleológica de Carajás está inserida no Cráton Amazônico, mais especificamente na porção norte do Domínio Carajás, na denominada Bacia Carajás, do Arqueano. As rochas do Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974) constituem o embasamento dessa bacia, que está recoberto pela sequência vulcano-sedimentar do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga; Wirth *et al.*, 1986, Machado *et al.*, 1991). Destacaremos aqui as rochas do Grupo Grão Pará (pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas), principalmente as da Formação Carajás, unidade estratigráfica onde ocorre a maioria das cavernas da Serra dos Carajás.

O Grupo Grão Pará (GGP) (Macambira, 2003) é constituído, da base para o topo, por uma sequência vulcano-sedimentar composta pela Formação Parauapebas, sobreposta pela Formação Carajás e, em seguida, pelas formações Igarapé Cigarra e Igarapé Boa Sorte.

A Formação Parauapebas é constituída por rochas vulcânicas máficas intercaladas com raros vulcanitos félsicos. O fato de existirem basaltos com texturas ígneas preservadas indica que essa formação não foi afetada por metamorfismo regional (Macambira, 2003).

A Formação Carajás ocupa a porção intermediária do Grupo Grão Pará. A mesma encontra-se mais bem estudada na Serra Norte e é descrita como constituída por jaspilitos com bandamento definido pela alternância de micro e mesobandas de óxidos de ferro (hematita, magnetita e maghemita), jaspe (chert impregnado por hematita fina) e/ou chert branco além do minério de ferro associado. Sua espessura é estimada entre 200 e 300 m, com mergulho para oeste (na jazida de N4) e com contato concordante com as unidades subjacentes. A idade de deposição da Formação Carajás é inferida a partir da datação de rochas vulcânicas concordantes ao acamamento dos jaspilitos, com intervalos entre 2740 ± 8 (Trendall *et al.* 1998) e 2757 ± 18 Ma (Macambira *et al.*, 1995).

A Formação Igarapé Cigarra é representada por rochas máficas com intercalações de tufos, seguidos por sedimentos clásticos e químicos, e repousa concordantemente sobre a Formação Carajás.

4 RESULTADOS

4.1 Petrografia: Graus de Alteração

No estudo petrográfico, analisou-se amostras de jaspilito em diferentes graus de alteração, visando-se observar a evolução dos processos de dissolução ocorridos no interior das cavernas estudadas.

As mudanças texturais e mineralógicas observadas são reflexo da intensidade de intemperismo sofrido pela rocha. Desse modo, essas mudanças foram analisadas para estabelecer a sequência dos eventos de dissolução que culminaram na formação de microcavidades, semelhante ao já observado por Abreu *et al.*, (2016) e Cabral *et al.*, (2016).

4.1.1 Jaspilito Fresco (JF)

Embora as amostras coletadas nas cavernas não contemplem essa categoria, achou-se necessária uma descrição detalhada do mesmo, com base em trabalhos anteriores, para estabelecer as suas principais características texturais e mineralógicas e comparar com os demais litotipos.

O JF apresenta bandamento regular com cores constantes, com praticamente nenhum sinal de alteração (Figura III.2A). Camadas de minerais opacos constituídos principalmente por hematita (Hm), magnetita (Mgt) e maghemita (Mgh) de cor cinza escuro e brilho metálico se alternam com camadas de minerais silicosos de jaspe e chert com coloração avermelhada e esbranquiçada, respectivamente. A espessura dos leitos varia de alguns milímetros até 4 centímetros; há porções ainda mais espessas devido a ocorrência de níveis de hematita maciça. Laminações de minerais opacos são observados nas bandas silicosas, assim como lâminas de minerais silicosos são observados dentro da banda opaca, paralelas ao acamamento, caracterizando uma laminação interna plano-paralela (Figura III.2B) (Macambira, 2003). O contato entre as bandas é geralmente brusco e retilíneo (Figura III.2C), podendo haver porções de contato ondulado e gradacional.

Nas diferentes categorias do jaspilito foram identificados cristais de hematita com diferenças texturais marcantes, sendo possível classificá-los em três tipos distintos: hematita-1, hematita-2 e hematita-3.

Hematita-1 é a hematita caracteristicamente sedimentar e primária, que forma uma massa criptocristalina de coloração branca sob luz refletida, é o mineral mais comum no jaspilito fresco e nos leitos de minerais opacos. É relativamente porosa e alterna-se com as camadas de jaspe e chert.

A magnetita é o segundo mineral mais comum, ocorre preferencialmente como cristais eudrais de forma isolada ou alinhada paralela ao bandamento, parcialmente substituída por maghemita no centro ou hematita nas bordas (Figura III.2D). Por vezes forma lentes e lâminas ou ilhas dentro da camada de hematita. Apresenta-se na cor marrom rosado.

Uma característica marcante do JF é a ausência de feições de dissolução, uma vez que não sofreu qualquer tipo de alteração intempérica, preservando todas as características originais. Isso é claramente observado principalmente quando da análise dos leitos ricos em minerais silicosos (nível mais solúvel do jaspilito), em que os mesmos encontram-se perfeitamente preservados e sem sinais de dissolução (Figura III.2D).

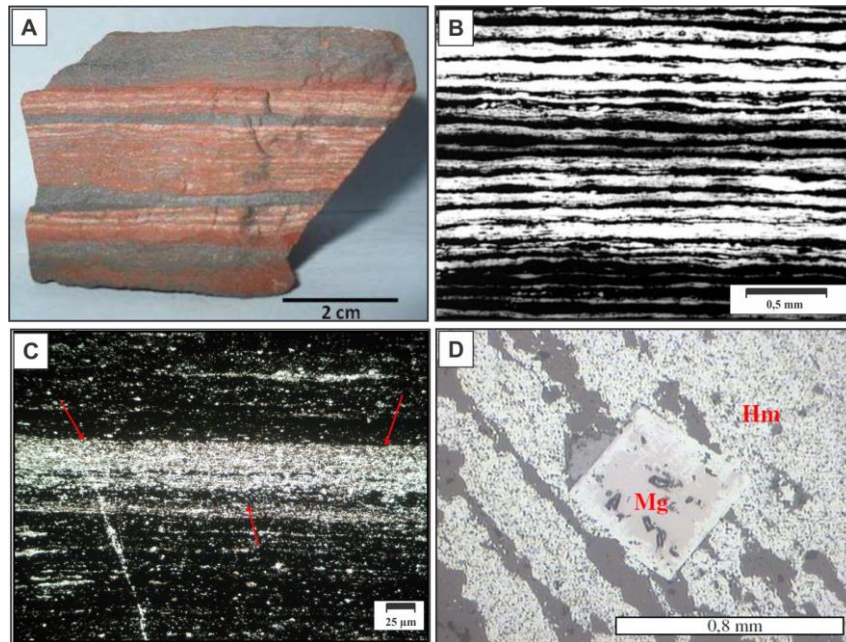


Figura III.2 (A) Amostra de mão do JF, mostrando o bandamento regular sem sinais de dissolução (Fonte: Ramos 2012); (B) Fotomicrografia da laminação interna plano-paralela (Fonte Macambira, 2003); (C) Fotomicrografia mostrando o contato brusco e retilíneo (setas vermelhas) entre as bandas do jaspilito (Fonte: Ramos 2012); (D) Ao centro, cristal de magnetita, sendo substituído por hematita 2 em suas bordas. Notar que as camadas de chert estão perfeitamente preservadas (Luz refletida em B, C e D, nicóis //).

As bandas de sílica são constituídas por jaspe e chert. A coloração avermelhada conferida ao jaspe é devido à presença de hematita finamente granulada resultando da deposição simultânea de sílica e de finas partículas de óxido de ferro (Murthy, 1990). O chert, por sua vez, é uma variedade de rocha silicosa composta de quartzo micro a criptocristalino sem outros compostos maiores; sua coloração branca é o indício de que a sílica foi depositada pura. O chert ocorre geralmente no centro dos leitos silicosos na forma de lâminas ou lentes.

É comum a presença de microfalhas ou microfraturas; essas últimas discordantes ao acamamento, sem preenchimento, algumas com espessura de até 300 micrômetros.

4.1.2-Jaspilito Pouco Alterado (JPA)

Essa categoria apresenta características muito semelhantes ao litotipo anterior. O acamamento primário permanece praticamente inalterado (Figura III.3A), mas já aparecem sinais de dissolução e algumas mudanças na composição mineralógica da rocha. Uma característica marcante desse litotipo é o aparecimento das microcavidades como resultado da dissolução inicial das bandas ricas em sílica (Figura III.3B). Como consequência, a quantidade relativa de sílica é menor que no JF, enquanto a quantidade de ferro é maior.

O bandamento é regular e persistente lateralmente (Figura III.4A), por vezes interrompido pela presença de cristais octaédricos de Mgt levemente martitizados. Contato brusco e ondulado entre minerais de ferro e minerais silicosos são comuns nas rochas dessa categoria.

Uma característica mineralógica importante do Jaspilito Pouco Alterado é o aparecimento de Hm-2 e 3, bem como o surgimento de hidróxidos de ferro como a goethita (Gt). A hematita-2 (Hm-2) é mais comum que a Hm-3 porém, dentre os três tipos, a Hm-1 ainda domina. A Hm-2 é formada pelo processo de martitização da magnetita (Mgt), portanto é considerada secundária. No processo de martitização a magnetita passa por transformação

química e modifica-se inicialmente para maghemita (Mgh, forma meta-estável) e, em seguida, para hematita-2, preservando apenas seu hábito cristalográfico original (octaédrico).

A Hm-2, ocorre comumente nas bordas dos octaedros de Mgt, indicando substituição parcial desses cristais, iniciando pelas bordas (Figura B e C). Nos jaspilitos que passaram por alteração mais acentuada, a quantidade de Mgt substituída por Hm-2 é maior. A Gt ocorre como uma massa e é observada preenchendo microcavidades de dissolução ou microfaturas, evidenciando seu caráter secundário (Figura 4D).

A Maghemita (Mgh) é um mineral secundário de transição, ocorrem de forma bastante subordinada, é o primeiro produto da alteração – oxidação da magnetita, ocorre como uma massa microcristalina na banda de opacos ou devido ao processo de martitização nos cristais de magnetita como explicado anteriormente.

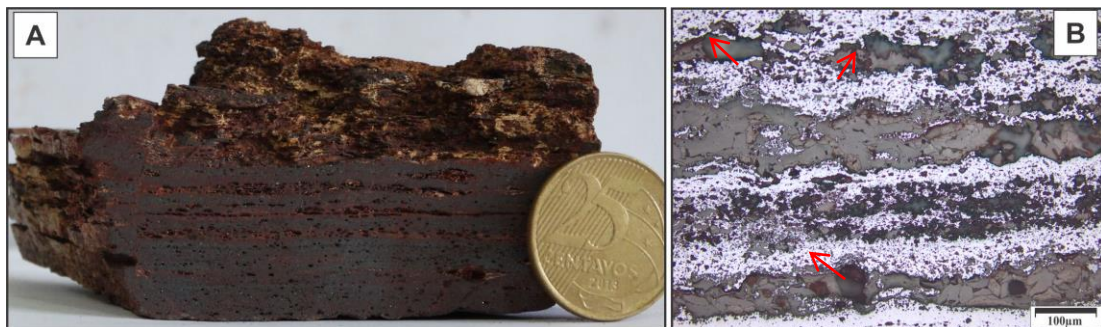


Figura III.3 A) Amostra de mão do JPA com poucos sinais de dissolução; B) Fotomicrografia mostrando a dissolução nos níveis silicosos. Notar a dissolução nos leitões rico em sílica e a formação das microcavidades de dissolução (indicada pela seta), (Luz refletida, nicóis //).

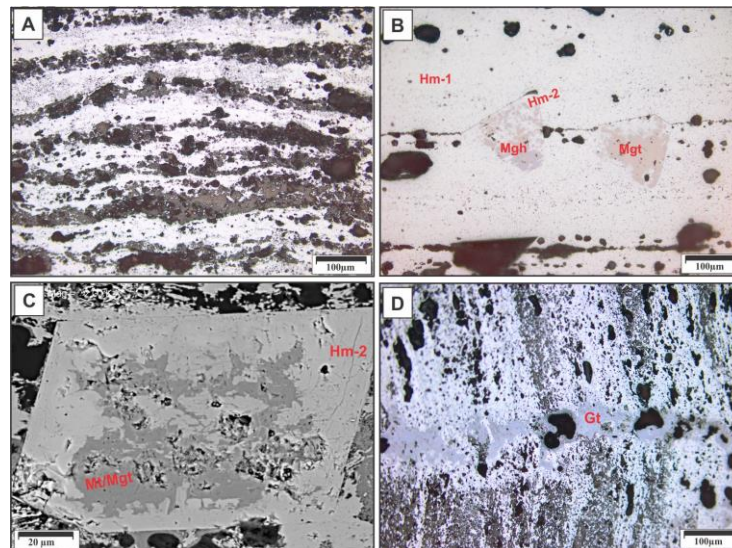


Figura III.4 A) Fotomicrografia do bandamento regular e persistente lateralmente do JPA; (B) Octaedros de magnetita/maghemita sendo substituídos nas bordas por hematita-2; (C) Imagem de MEV (EDS) de detalhe do cristal de magnetita/maghemita sendo substituído por hematita a partir das bordas (D) Fratura discordante ao acamamento preenchida por goethita (todas imagens em Luz refletida, nicóis //).

As cavidades de dissolução observadas nesse grupo são em sua maioria arredondadas, rasas, com diâmetros que variam de 0,03 a 0,3 mm, quase sempre isoladas (Figura III.5A e B). A distribuição dessas feições segue o acamamento da rocha, indicando um nível preferencial de dissolução. Tais estruturas algumas vezes apresentam continuidade lateral, concentrando-se nas camadas ou lâminas ricas em sílica, iniciando seu desenvolvimento na

parte interna ou mediana desses leitos onde predomina o chert (Figura III.5C e D). Suas paredes são formadas por chert e principalmente por jaspe, algumas se apresentam preenchidas por goethita.

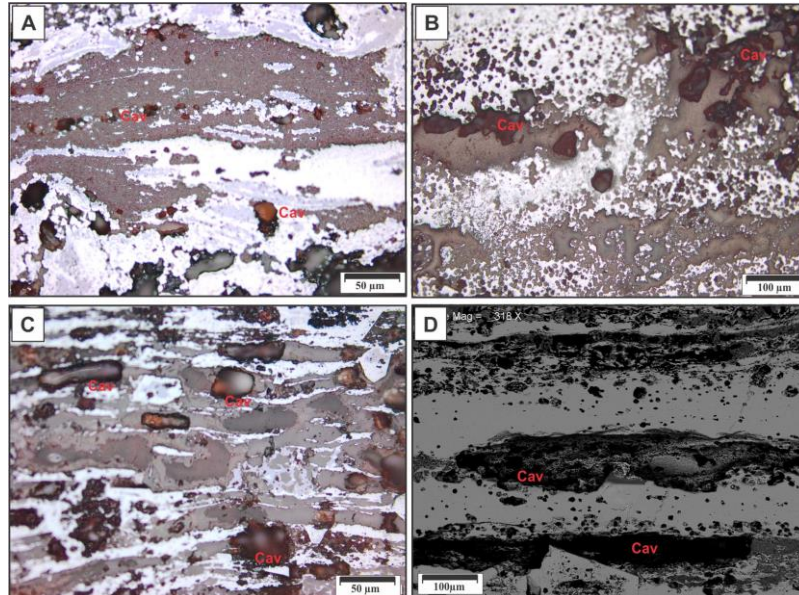


Figura III.5 (A e B) Cavidades (Cav) de dissolução com formato arredondado, rasas, isoladas concentradas na banda de jaspe; (C) Cavidades arredondadas e lenticulares desenvolvidas no centro da banda silicosa, onde predomina o chert; (Luz refletida em A, B e C, nicóis//); (D) Imagens de MEV (EDS) mostrando pequenos canais de dissolução, rasos e alinhados na banda silicosa.

4.1.3- Jaspilito Muito Alterado

O jaspilito dessa categoria encontra-se visivelmente alterado, conferindo à rocha uma coloração vermelho ocre como resultado da grande quantidade de goethita em sua superfície. O acamamento ainda pode ser reconhecido, porém, é nítido que houve uma degradação/fragmentação mais ou menos acentuada das bandas residuais devido ao quase total desaparecimento dos níveis silicosos (Figura III.6). A perda da sílica deixou inúmeras cavidades de dissolução bem mais desenvolvidas que no litotipo anterior. A maior abundância de hematita-3 (secundária) nas amostras dessa categoria quando comparadas ao JPA também é uma característica marcante, porém a hematita-2 é a mais frequente que a hematita-3.

A hematita-3 ocorre geralmente preenchendo microcavidades de dissolução, fraturas ou substituindo goethita (a “substituição” de goethita por hematita é um processo complexo, que envolve a dissolução da goethita, formação de ferrihidrito e finalmente desidratação deste último) ou a própria hematita-1 e -2; ocorre como cristais bem formados, muito finos, aparentemente como cristais alongados com hábito placóide (Abreu et al., 2016).



Figura III.6 Foto do jaspilito muito alterado com acamamento obliterado pela retirada da sílica.

A lixiviação da sílica nessa categoria é tão intensa que o bandamento se dá entre bandas de minerais opacos (Hm-2/Gt) com cavidades de dissolução. Esse arranjo deixa a rocha visivelmente fragmentada e irregular (Figura III.7A). A banda opaca, outrora rica em hematita primária, começa a dar lugar às hematitas-2 e -3; são comuns massas de goethita substituir hematita primária ou secundária (Figura III.7B), ou ocorrer preenchendo fraturas ou cavidades de dissolução. Não é clara a relação da goethita com as variedades de Hm, pois ela sempre ocorre substituindo a todas. Do mesmo modo, é comum Hm-3 se formar a partir de Gt (Figura III.7C), porém não foi observada Hm-1 e Hm-2 se formando às custas de Gt. Os octaedros de magnetita encontram-se totalmente convertidos em hematita-2, resultando em pseudomorfos de hematita segundo magnetita (Figura III.7D). Cristais de hematita-3 bem cristalizados são comuns e ocorrerem dispersos na massa de hematita primária ou Hm-2, ou mesmo se formando às custas de goethita (Figura III.7C).

As cavidades de dissolução se concentram principalmente nos leitos ricos em sílica, demonstrando que se trata de um nível preferencial de dissolução. Porém, no Jaspilito Muito Alterado elas também ocorrem nas bandas ricas em hematita, como consequência da intensa ação intempélica nas rochas dessa categoria (Figura III.8A). Foi possível observar dois tipos principais de cavidades. O primeiro tipo apresenta formato arredondado, muito semelhante às observadas no Jaspilito Pouco Alterado. O segundo tipo é mais comum, com cavidades lenticulares ou alongadas paralelamente ao bandamento da rocha. Geralmente duas ou mais microcavidades se conectam aumentando drasticamente seu diâmetro resultando em “canais de dissolução” (Figura III.8B) que se estendem por toda a banda outrora rica em sílica. Há situações em que a dissolução é tão intensa que dissolve até mesmo os leitos de minerais opacos, embora sejam mais resistentes.

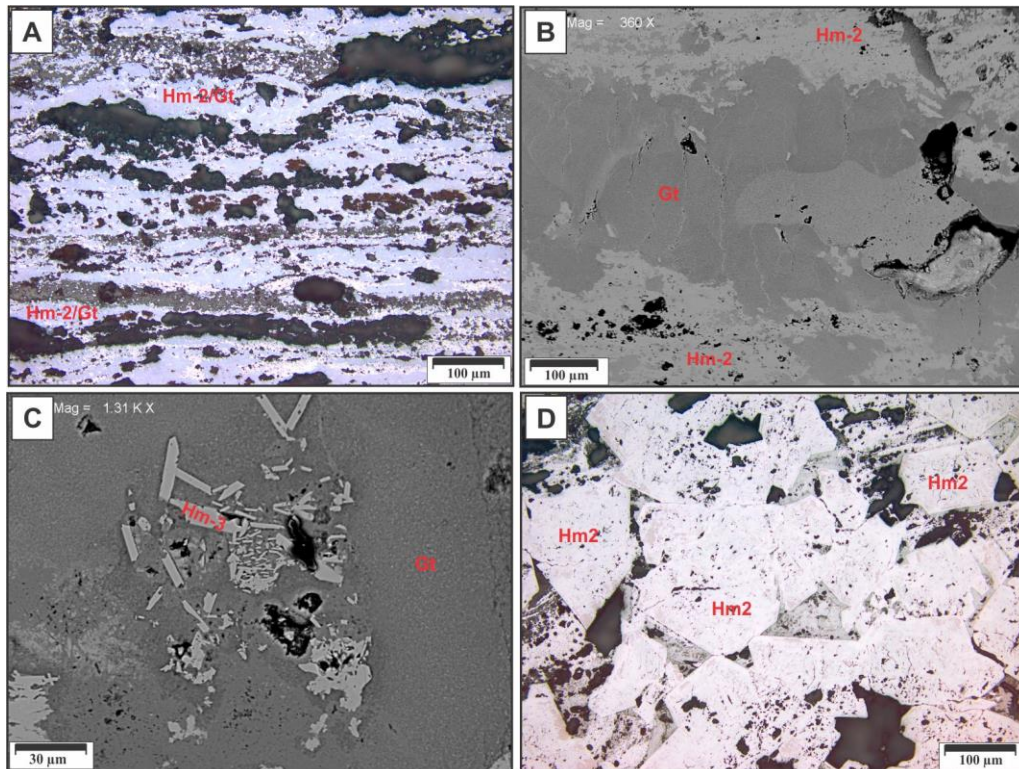


Figura III.7 A) Fotomicrografia do JMA com bandamento entre bandas opacas e cavidades de dissolução (partes escuras); (B) Imagem ao MEV (EDS) mostrando massa de Gt substituindo Hm-2; (C) Imagem ao MEV (EDS) mostrando cristais de Hm-3 se formando às custas de Gt; (D) Cristais de magnetita totalmente alterados para Hm-2; a forma octaédrica da magnetita foi preservada; (Luz refletida, nicóis // em todas as imagens).

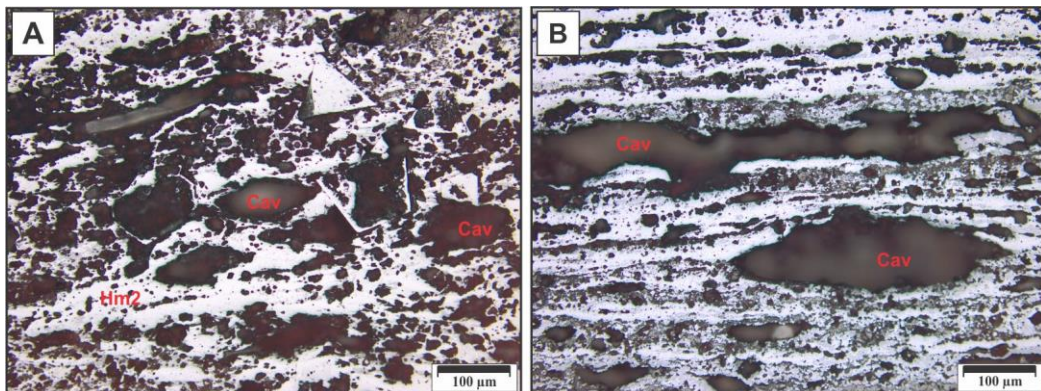


Figura III.8 A)-Intensa dissolução no nível dos minerais opacos; (B) Microcavidades com formato lenticular. Notar que a junção de duas ou mais cavidades formou um “canal de dissolução” na banda de sílica. (Luz refletida, nicóis // em todas as imagens).

4.1.4-Minério (MN)

O MN observado nos diversos furos de sondagem apresenta-se de duas formas: como minério friável com textura pulverulenta e minério friável com textura placosa (Figura III.9A e B), nos quais as placas apresentam-se de diversos tamanhos, a depender da profundidade ou da distância das cavernas aos furos estudados. Ou seja, quanto maior a profundidade de coleta no furo, menos fragmentado se apresenta o minério, ou quanto mais próximo o furo está das cavernas, mais pulverulento ele é. As cores, tanto do minério friável pulverulento como do placoso, são bastante diversificadas, variando desde marrom acastanhado, amarelo ocre,

marrom avermelhado, preto a cinza. Porém, o minério friável pulverulento tende a ser mais escuro, podendo ser devido a maior quantidade de goethita presente.

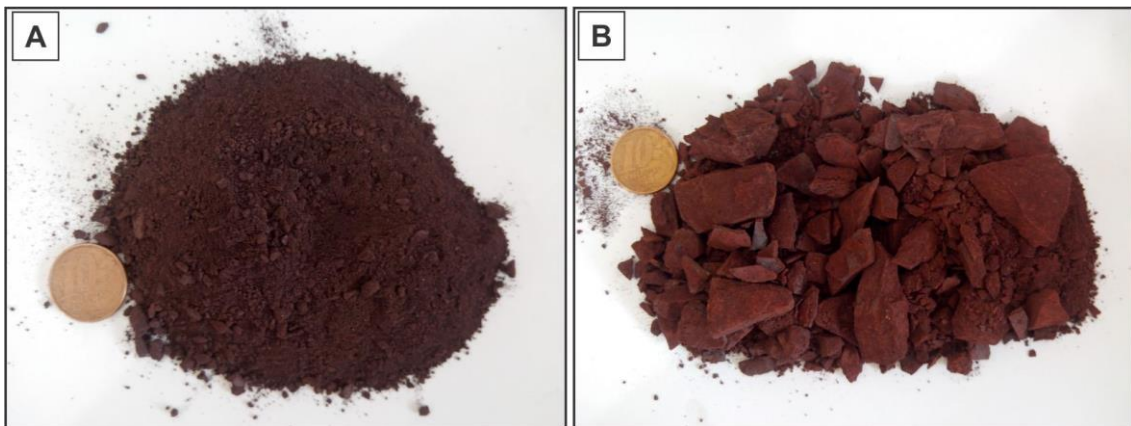


Figura III.9 (A) minério friável com textura pulverulenta; (B) minério friável com textura placosa.

No minério placoso com fragmentos de maiores dimensões é possível observar estruturas primárias como o bandamento e a laminação (Figura III.10A). Essas bandas muitas vezes ainda apresentam vestígio de chert e jaspe, mas a grande maioria é composta apenas de hematita como resultado da lixiviação ainda mais intensa que no JMA (Figura III.10B). O minério friável contém localmente, lentes com alguns centímetros de hematita compacta. O minério pulverulento não apresenta mais qualquer estrutura, é totalmente fragmentado, friável e constituído por óxidos/hidróxidos de ferro, hematita e goethita, essa última mais abundante que nas demais categorias.

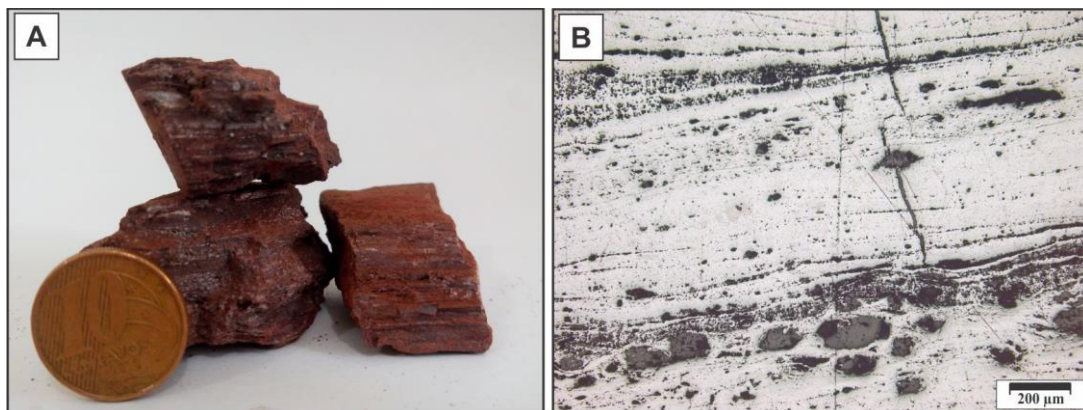


Figura III.10 (A) Minério friável com textura placosa apresentando lâminas reliquiárias do jaspilito; (B) Fotomicrografia mostrando presença marcante de hematita e lâminas outrora ocupadas pela sílica. (Luz refletida, nicóis //).

O tamanho dos fragmentos do minério placoso é bastante variável. Geralmente as frações maiores (de 3 a 6,5 cm) foram coletadas nos intervalos de maiores profundidades nos furos de sonda (Figura III.11A). Em profundidade, a ação intempérica é menos intensa, por isso os materiais são menos desagregados; por outro lado, são consideravelmente menores (até 2,5 cm) ou pulverulentos, (Figura III.11B) quando coletados mais próximos à superfície. Do mesmo modo, as amostras coletadas nos furos que estavam mais próximos das cavernas apresentam material pulverulento ou de pequenos tamanhos. Essa observação pode indicar que os mesmos processos que fragmentaram o minério podem ter contribuído para a formação das cavernas. Pois, se o minério foi formado pela solubilização da sílica e desagregação, esse processo também atuou no local onde hoje está a caverna. Com a diferença de que, onde hoje

está a caverna, houve a erosão do minério fragmentado. Ou seja, aquele nível estratigráfico poderia ser mais poroso, gerando minério mais pulverulento próximo da caverna e minério placoso à medida que se afasta da caverna, mas no mesmo nível estratigráfico. O fato de as rochas mais intemperizadas encontrarem-se nas porções mais rasas (onde há maior ação intempérica) é uma forte evidência da atuação de processos supergênicos na formação das cavernas e do minério, já que o intemperismo inicia-se da superfície para baixo.

Outro fator que demonstra a ação da alteração supergênica nos locais estudados, é que em muitos furos, mesmo profundos e em jaspilito, mostram que quando fraturados ou brechados, transformam-se em minério. Isso demonstra que, havendo possibilidades para entrada de água, nesse local ocorrerá a dissolução da sílica e formação de minério.

Uma característica marcante do minério friável é a presença de Hm-3 (Figura III.11C) como umas das principais variedades de Hm. Ela ocorre geralmente associada com os cristais de Mgt já transformados em Hm2, preservando apenas sua forma. É comum também massas de Gt visivelmente substituindo Hm (Figura III.11D).

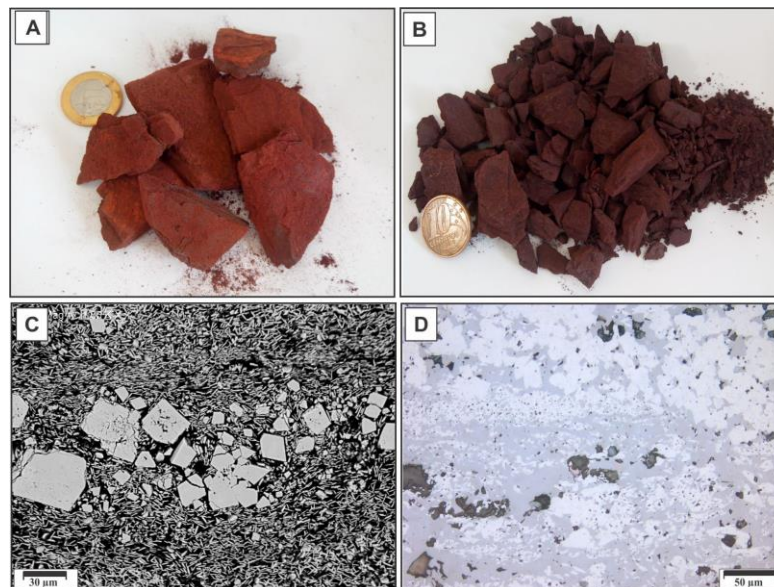


Figura III.11 (A) Minério placoso coletado no furo N4E-375 em 140 metros de profundidade; (B) Minério placoso a pulverulento coletado no furo N4E- 132 em 55 metros de profundidade; (C) Imagem ao MEV (EDS) mostrando presença marcante de palhetas de Hm-3, variedade de Hm comum nas amostras de minério; (D) Massa de Gt (cinza) substituindo Hm-1 e -2 (brancas) no minério. (Luz refletida, nicóis //).

Semelhante ao que foi constatado nos trabalhos de Costa, (2006), Abreu *et al.*, (2016) e Cabral *et al.*, (2016), verificou-se por meio da petrografia que a dissolução da sílica é um dos processos mais comuns na transição do Jaspilito Fresco até o Minério, ficando claro, pela presença e desenvolvimento das microcavidades de dissolução concentradas sempre nos níveis ricos em sílica. O formato de tais estruturas, arredondadas e alongadas, evidenciam que as mesmas foram originadas a partir da dissolução dos minerais que anteriormente ocupavam seu lugar, indicando a atuação de uma solução percolante que atacava preferencialmente um determinado mineral. Observou-se que o chert, localizado no centro da banda silicosa, é o primeiro a ser solubilizado, seguido pelo jaspe, mostrando que há diferença de resistência à lixiviação entre as variedades de quartzo (como já descrito por Morris, 1985). Essa observação serve de base para a afirmação de que a dissolução é, sem dúvida, um dos fatores responsáveis pela formação das cavernas estudadas nos platôs de N4E e N4WS. Os fluidos responsáveis pela transformação do JF em MN e, conseqüentemente nas cavernas, foram

canalizados através do próprio bandamento do jaspilito, aliado também à inclinação das camadas, que serviram de caminhos preferenciais para as soluções descendentes.

Sobrinho (2012) e Abreu *Op cit*, foram uns dos primeiros autores a argumentar que a medida em que o jaspilito sofre dissolução e formam as microcavidades de dissolução, as mesmas podem evoluir, e quando sofrem erosão podem se desenvolver e dar origem às grandes cavernas da Serra Norte. É sabido também que a dissolução sozinha não é suficiente para o desenvolvimento das cavernas, podendo haver outros fatores que atuam em conjunto e contribuem para a continuidade de seu desenvolvimento.

4.2 Geoquímica

Para melhor compreender os processos de evolução química que contribuíram para a formação das cavernas estudadas, foram feitas 28 análises químicas (Tabela III.1) de amostras de mão e de furo de sondagem, incluindo o Jaspilito Fresco (JF), que serviu de parâmetro de comparação com o Jaspilito Pouco Alterado (JPA), Jaspilito Muito Alterado (JMA) e Minério (MN).

Tabela III.1 Análises químicas de jaspilotos de diferentes categorias.: Jaspilito Fresco (azul), Jaspilito Pouco Alterados (lilás), Jaspilito Muito alterado (laranja) e Minério de Ferro (Cinza). (*) abaixo do limite de detecção.

| AMOSTRAS ELEMENTOS | TJ-6G | TJ-6H | TJ-7G | TJ-7Q | N4E-33-10A | N4E-08-6 | N4WS-15-6A | N4WS-15-6B | N4WS-15-2a | N4WS-15-02b | N4E-FD-1615-2 | N4E-FD-1615-4A | N4E-FD-1615-4B | N4E-375-3 | N4E-33-9A | N4E-33-6A | N4E-33-7A | N4E-08-4 | N4WS-15-4A | N4WS-15-5A | N4E-375-2 | N4E-FD-1615-1 | N4E-375-1 | N4E-123-1 | N4WS-430-3 | N4WS-430-2 | N4WS-1352-1 | N4WS-1352-2 |
|-------------------------------------|-------|--------|-------|-------|------------|----------|------------|------------|------------|-------------|---------------|----------------|----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|------------|------------|-----------|---------------|-----------|-----------|------------|------------|-------------|-------------|
| SiO₂(%) | 51,43 | 42,61 | 62,51 | 51,81 | 0,94 | 1,36 | 0,4 | 0,61 | 0,7 | 0,65 | 4,01 | 3,91 | 4,4 | 23,53 | 0,68 | 0,96 | 0,46 | 0,99 | 0,39 | 0,33 | 4,39 | 0,54 | 1,73 | 2,75 | 0,87 | 0,51 | 0,84 | 1,16 |
| Al₂O₃ | 0,13 | 0,12 | 0,16 | 0,16 | 7,04 | 0,73 | 0,48 | 0,13 | 0,74 | 0,66 | 2,85 | 2,23 | 2,98 | 0,14 | 1,69 | 1,14 | 0,79 | 1,17 | 0,66 | 0,42 | 0,16 | 0,17 | 0,29 | 0,16 | 0,23 | 0,4 | 0,14 | 0,52 |
| Fe₂O₃t | 47,43 | 56,48 | 35,92 | 47,68 | 84,67 | 90,98 | 91,71 | 92,6 | 92,95 | 92,12 | 91,09 | 91,94 | 90,35 | 75,12 | 91,29 | 92,48 | 95,76 | 91,3 | 94,21 | 95,61 | 94,55 | 97,57 | 96,83 | 94,35 | 96,02 | 97,71 | 97,07 | 95,67 |
| CaO | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| K₂O | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| MgO | 0,04 | 0,06 | 0,08 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| MnO | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,12 | 0,08 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,09 | 0,06 | 0,04 | 0,11 | 0,17 | 0,11 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,09 | 0,02 | 0,13 | 0,08 | 0,05 | 0,11 | 0,09 | 0,05 |
| Na₂O | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| P₂O₅ | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,1 | 0,36 | 2,7 | 4,18 | 0,8 | 0,67 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,27 | 0,16 | 0,36 | 0,1 | 0,95 | 0,31 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| TiO₂ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 0,11 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,13 | 0,12 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,11 | 0,08 | 0,13 | 0,03 | 0,14 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| LOI | 0,29 | 0,72 | 0,15 | 0,15 | 6,9 | 6,4 | 4,6 | 2,4 | 4,5 | 5,6 | 2 | 1,8 | 2,2 | 1,1 | 5,8 | 4,9 | 2,3 | 6,3 | 3,6 | 3,2 | 0,8 | 1,7 | 1 | 2,6 | 2,8 | 1,2 | 1,9 | 2,6 |
| Total | 99,44 | 100,12 | 98,93 | 99,97 | 99,93 | 99,92 | 99,96 | 100 | 99,93 | 99,99 | 99,97 | 99,99 | 99,99 | 100 | 99,93 | 99,93 | 99,83 | 99,95 | 99,94 | 99,95 | 100 | 99,96 | 99,98 | 99,96 | 99,97 | 99,82 | 100 | 100 |
| Ba(ppm) | 16 | 10 | 7 | 10 | 24 | 11 | 10 | 7 | 19 | 21 | 10 | 6 | 8 | 7 | 22 | 15 | 6 | 16 | 15 | 9 | 10 | 4 | 30 | 13 | 7 | 23 | 8 | 8 |
| Co | 9 | 11 | 7 | 9 | 4 | 9 | 3,6 | 5 | 2,4 | 1,6 | 4,5 | 10,2 | 7,2 | 5,2 | 5,4 | 12,5 | 6,8 | 5,1 | 3,3 | 2,1 | 4,7 | 6,1 | 5,6 | 11,5 | 9 | 11,4 | 14 | 5,7 |
| Ga | 21 | 24 | 17 | 19 | 3,2 | 1,9 | 1,3 | 0,5 | 1,1 | 2 | 1,4 | 0,7 | 1,4 | 0,5 | 2,4 | 3,1 | 1,6 | 0,5 | 3,2 | 0,8 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,8 | 0,5 | 0,5 |
| Sc | 0,3 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 6 | 5 | 3 | 2 | 4 | 4 | 1 | 1 | 2 | 0,1 | 6 | 4 | 5 | 4 | 5 | 3 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Sr | * | * | * | * | 4,7 | 1,8 | 2 | 1,2 | 23,7 | 27,3 | 1,5 | 0,8 | 1 | 1 | 5,1 | 2,7 | 1,8 | 3,8 | 10,6 | 3,8 | 0,9 | 1 | 1,9 | 1,2 | 1,5 | 3,7 | 1,2 | 1,2 |
| Th | * | * | * | * | 3,4 | 5,9 | 1,5 | 1,8 | 1,6 | 1,7 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 4 | 2,3 | 3 | 0,6 | 4,9 | 1,4 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,5 | 0,2 | 0,2 |
| U | * | * | * | * | 0,3 | 0,8 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,4 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,3 | 0,2 | 0,5 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 |
| Zr | 13 | 15 | 10 | 13 | 38,3 | 27,2 | 12,3 | 9 | 25,5 | 25,4 | 1,4 | 1 | 2 | 1,7 | 31,2 | 19,6 | 31,3 | 6,9 | 40,3 | 16,2 | 2,2 | 3,1 | 3 | 2,3 | 2,1 | 5 | 2,8 | 3,1 |
| Cu | 28 | 3 | 11 | 7 | 33,4 | 116,7 | 27,5 | 14,9 | 33,3 | 21,5 | 34,4 | 36,9 | 20,1 | 24,4 | 69,4 | 106,9 | 125,3 | 25,5 | 21,5 | 65,1 | 47,8 | 3,6 | 40,2 | 33,7 | 29,4 | 15,9 | 23 | 20,1 |
| Ni | 7 | 6 | 6 | 4 | 2,4 | 4,6 | 0,8 | 0,7 | 1,7 | 0,8 | 1,1 | 2,9 | 2,2 | 0,8 | 5 | 6 | 3,1 | 1,7 | 2,2 | 1 | 1,4 | 0,1 | 3,3 | 1,4 | 1,9 | 2,5 | 2,2 | 1,5 |
| Pb | 9 | 15 | 13 | 14 | 18,9 | 17,9 | 10,2 | 4,1 | 11,4 | 7 | 5 | 3,7 | 4 | 4,7 | 14,3 | 6,7 | 8,3 | 8,4 | 11 | 8 | 7 | 2,5 | 6,7 | 4,9 | 2,3 | 4,1 | 2,1 | 2 |
| Zn | 75 | 94 | 65 | 62 | 30 | 101 | 26 | 10 | 13 | 18 | 13 | 29 | 22 | 6 | 53 | 13 | 32 | 35 | 13 | 27 | 11 | 9 | 22 | 17 | 24 | 14 | 12 | 7 |
| La | 2,3 | 2,7 | 3,3 | 1,99 | 3,6 | 4,3 | 2,5 | 1,8 | 19,5 | 22,1 | 1,8 | 2 | 5,1 | 1,7 | 4,4 | 6,7 | 4,1 | 2,4 | 15,2 | 5,8 | 2,2 | 4,9 | 6,5 | 2,8 | 2,8 | 11,7 | 3,5 | 3,1 |
| Ce | 3,7 | 3,7 | 5 | 2,3 | 8,2 | 6,5 | 3,3 | 2,2 | 11,3 | 12 | 2,3 | 3,4 | 3,6 | 2,8 | 8,9 | 7,2 | 6,4 | 3,7 | 21,8 | 6,6 | 5,7 | 3,2 | 10,8 | 4,3 | 7,4 | 8,4 | 7,1 | 6,5 |
| Nd | * | * | 1,9 | * | 2,7 | 2,7 | 1,2 | 0,8 | 11,3 | 11,1 | 1 | 1,9 | 2,3 | 1 | 2,4 | 4,4 | 2,1 | 1,1 | 6,1 | 2,5 | 1,4 | 1,7 | 2,6 | 0,9 | 1,9 | 2,7 | 2,3 | 1,2 |
| Sm | 0,22 | 0,22 | 0,43 | 0,14 | 0,7 | 0,55 | 0,22 | 0,08 | 1,46 | 1,72 | 0,23 | 0,54 | 0,6 | 0,23 | 0,56 | 1,29 | 0,41 | 0,22 | 0,83 | 0,34 | 0,39 | 0,29 | 0,68 | 0,34 | 0,62 | 0,69 | 0,61 | 0,18 |
| Eu | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,09 | 0,18 | 0,24 | 0,15 | 0,08 | 0,38 | 0,42 | 0,13 | 0,21 | 0,21 | 0,13 | 0,24 | 0,44 | 0,19 | 0,12 | 0,21 | 0,21 | 0,21 | 0,14 | 0,34 | 0,14 | 0,19 | 0,23 | 0,26 | 0,16 |
| Gd | 0,2 | 0,2 | 0,37 | 0,14 | 0,73 | 1,06 | 0,24 | 0,16 | 1,39 | 1,4 | 0,22 | 0,62 | 0,78 | 0,25 | 0,84 | 1,6 | 1,6 | 0,42 | 0,78 | 0,34 | 0,54 | 0,34 | 0,83 | 0,3 | 0,52 | 0,79 | 0,56 | 0,19 |
| Yb | 0,11 | 0,11 | 0,18 | 0,09 | 0,49 | 0,68 | 0,08 | 0,13 | 0,55 | 0,51 | 0,11 | 0,27 | 0,23 | 0,13 | 0,42 | 0,9 | 0,34 | 0,11 | 0,26 | 0,22 | 0,26 | 0,14 | 0,22 | 0,18 | 0,18 | 0,2 | 0,23 | 0,12 |
| Lu | * | * | 0,02 | 0,02 | 0,08 | 0,11 | 0,04 | 0,02 | 0,1 | 0,09 | 0,02 | 0,3 | 0,04 | 0,03 | 0,09 | 0,13 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,03 |

4.2.1 Elementos Maiores

As análises químicas do JF (4 amostras) foram obtidas de Macambira (2003), haja vista que as amostras coletadas nas cavernas não contemplavam essa categoria. Porém, as mesmas são estratigraficamente correlacionáveis com as cavernas estudadas (base da Formação Carajás), portanto adequadas para comparação.

O JF, classificado dessa forma por não apresentar sinais de alteração ou dissolução química, apresenta teores de SiO_2 que variam de 42,61 a 62,51 % (Figura III.12). O Fe_2O_3 varia de 35,92 a 56,48 %, variação decorrente da espessura das bandas de minerais opacos e silicosos presentes nas amostras. O Al_2O_3 apresenta no máximo 0,16 %. Os metais alcalinos e alcalinos terrosos têm concentrações muito baixa, de, no máximo 0,06 %, assim como o TiO_2 , que tem em todas amostras, teor de 0,01 %, o P_2O_5 , de até 0,02 %, e o MnO_2 , de 0,02 (Figura III.13). A soma de SiO_2 e Fe_2O_3 no Jaspilito Fresco alcança mais de 98%, sendo possível, a partir, desses elementos, verificar a mudança de teor nos outros subgrupos com a ação do intemperismo, constatação feita também no trabalho de Costa (2006).

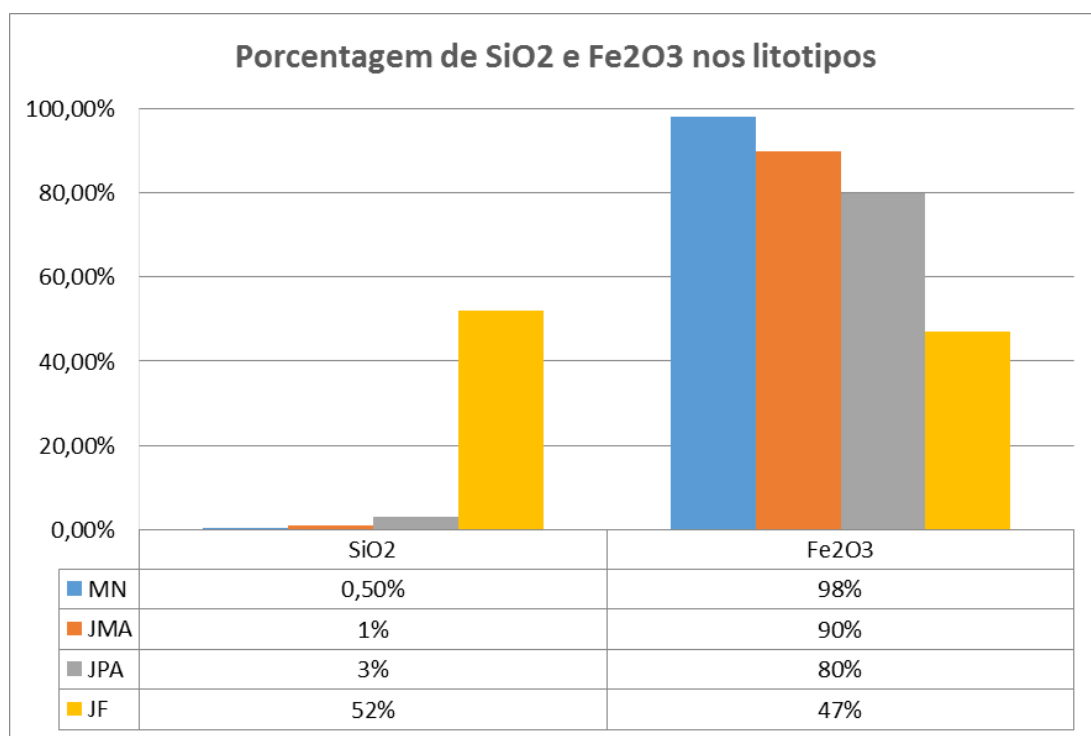


Figura III.12 Padrão de distribuição das médias de SiO_2 e Fe_2O_3 para as 4 categorias de amostras estudadas.

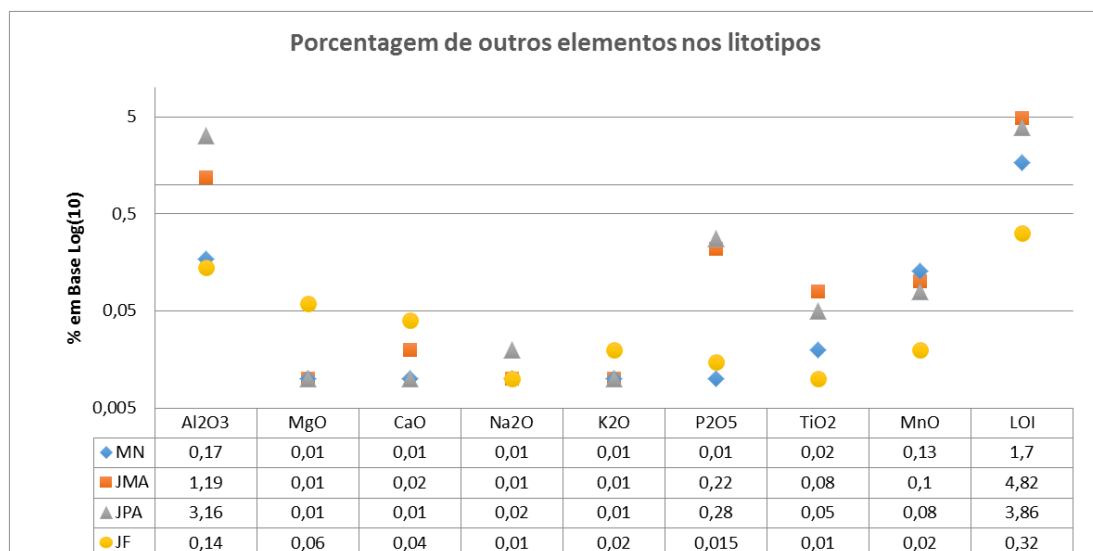


Figura III.13 Padrão de distribuição das médias dos demais elementos maiores nos litotipos descritos acima, em escala logarítmica.

No JPA (8 amostras), o teor de SiO₂ varia de 23,53 a 0,4%, enquanto o Fe₂O_{3t} varia de 75,12 a 92,95 %. As análises mostraram concentrações variáveis de acordo com a profundidade (Figura III.14). Quanto mais próximas da superfície (rocha mais alterada), menor o teor de SiO₂ e maior o de Fe₂O_{3t}. O Al₂O₃ chega a 7,04 % (amostra N4E-33-10) com uma média de 3,16 %. Os óxidos de metais, como K, Na, Ca, Mg, apresentam concentrações ainda mais baixas, em torno de 0,02%. Já TiO₂ e MnO₂ têm leve enriquecimento, mostrando teores médios de 0,05 e 0,08%, respectivamente, nas amostras dessa categoria.

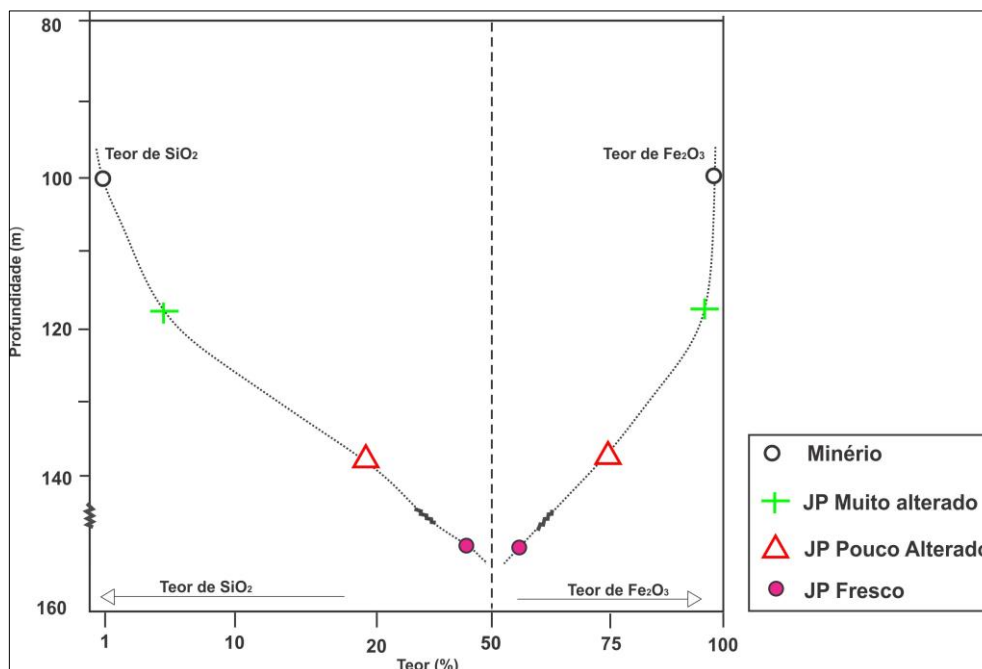


Figura III.14 Padrão de variação dos teores de SiO₂ e Fe₂O_{3t} com a profundidade (furo N4E-375).

As amostras do JMA (7 amostras) forneceram concentrações de SiO_2 com máximo de 4,39 e mínimo de 0,33% e Fe_2O_3 de 91,29 a 95,76%. O Al_2O_3 , apresenta máximo de 1,69%. Os metais como K, Na, Ca, Mg mostrando-se móveis nos litotipos mais alterados, com teores ainda menores que 0,01% e em algumas amostras, abaixo do limite de detecção. O TiO_2 e o MnO_2 aumentam seus teores de forma sutil; o primeiro para 0,08% e o segundo para 0,1 %. Os valores em torno 0,22 % de P_2O_5 nesse litotipo são decorrentes da presença de espeleotemas fosfáticos na superfície de algumas amostras (Albuquerque *et al.* 2015). Essa categoria é a que apresenta a maior concentração média de água (LOI) em suas amostras, chegando a 4,82%, que pode resultar da hidratação que ocorre nas amostras mais alteradas, onde a entrada de água na estrutura da hematita forma um mineral secundário, a goethita.

Nas análises do MN (7 amostras), verificou-se que a perda de SiO_2 foi ainda maior que no JPA e JMA, sendo os seus teores situados entre 2,75 e 0,51%; o Fe_2O_3 continuou aumentando de teor (94,35 a 97,71%). O Al_2O_3 não demonstrou padrão (máximo de 0,17%). Em relação aos metais alcalinos e alcalinos terrosos, seus teores médios são de 0,01 %, sendo que na maioria das amostras analisadas esses elementos não foram detectados. O teor de TiO_2 , que vinha aumentando até o JMA, cai para 0,02%; o MnO_2 continua aumentando, chegando nesse litotipo a 0,13%. Segundo Costa (2006), a presença de óxidos secundários de Mn no minério, eleva suas concentrações.

4.2.2 Elementos-Traço

No JF, os teores dos elementos traço são muito baixos, alguns não detectados pelo método analítico utilizado. A concentração de Ba variou de 7 a 16 ppm. O Co tem o mínimo de 7 e máximo de 16 ppm. O Zr tem variação de 10 a 15 ppm, enquanto Ga varia de 17 a 24 ppm. O Cu alcança 28 ppm em uma das amostras, com teor mínimo de 3 ppm. O Ni apresenta-se em baixos teores, com uma variação de 4 a 7 ppm. O Pb varia de 9 a 15 ppm. Os valores maiores são de Zn, com mínimo de 62 e máximo de 75 ppm. O Sc tem pouca variação (de 0,2 a 0,3 ppm). Os elementos detectados, mesmo que em baixos teores, são elementos com afinidade com rochas máficas. Destacam-se, com efeito, os metais calcófilos Zn e de modo mais modesto Cu e Pb, típicos dos ambientes vulcanossedimentares.

No JPA, os elementos traço também se apresentam em baixos teores, sendo que alguns não são detectáveis. O Ba varia de 6 a 24 ppm; o Zr apresenta ampla variação, indo de 1 a 38 ppm; o Cu alcança em uma das amostras 116,7 ppm, com um mínimo de 14,9 ppm; o Sc varia de 1 a 6 ppm. As médias desses quatro elementos apresentam valores mais elevados quando comparados aos teores do Jaspilito Fresco. O Co tem mínimo de 1,6 e máximo de 10,2 ppm. O Sr alcança até 4,6 com mínimo de 0,7 ppm. O Th e o U apresentam concentrações muito baixas, sendo que para cada elemento, em 3 amostras não foram detectados; o Th atingiu um máximo de 5,9 e o U apenas 0,8 ppm. O Ni apresenta pouca variação, de 0,7 a 4,6 ppm; o Ga atinge 3,2 ppm, sendo que na amostra N4WS-15-6b o elemento não foi detectado; o Pb varia de 3,7 a 18,9 ppm; o Zn apresenta grande variação indo de 10 até 101 ppm. Esses três últimos elementos apresentam diminuição de suas concentrações em relação ao litotipo anterior (JF).

À semelhança dos litotipos anteriores, o JMA apresenta concentrações muito baixas. Contudo, os elementos Ba (6-22 ppm), Zr (2,2- 40,3 ppm), Cu (21,5- 125,3 ppm) e Sc (1-6 ppm) apresentam leve aumento de suas concentrações em relação aos litotipos anteriores. Ao contrário, os elementos Ga (até 3,2), Pb (6,7-14,3 ppm), Zn (11-53 ppm), Sr (0,9-10,6 ppm), U (até 0,5 ppm) e Th (até 4,9 ppm) diminuem os teores em relação ao JPA. Já os elementos Ni (1-6 ppm) e Co (2,1 a 12,5 ppm) não mostraram qualquer tendência nos diferentes litotipos estudados.

Nas amostras do minério, as concentrações continuam muito baixas, semelhantes a todos os outros subgrupos. O Ba (4-30 ppm), manteve sua média de concentração quando comparado ao JMA. O Zr (2,1-5 ppm), Cu (3,6-40,2 ppm) e Sc (1-2 ppm), que vinham aumentando o teor até o JMA, diminuem as concentrações nas amostras de minério. Como no litotipo anterior, os elementos Ga (até 0,8 ppm), Pb (2- 6,7 ppm), Zn (7-24 ppm), Sr (1-3,7), U (até 0,2 ppm) e Th (até 0,5 ppm) diminuem ainda mais suas concentrações, mostrando-se elementos media a intensamente móveis nos processos intempéricos (Figura III.15).

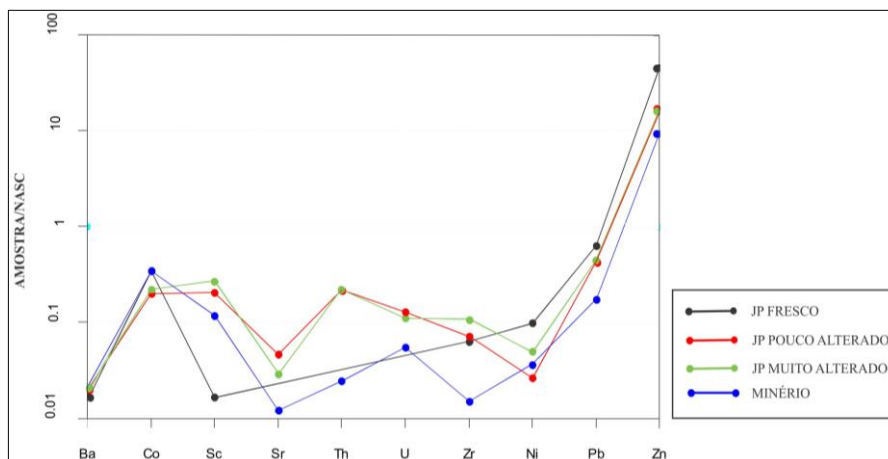


Figura III.15 Padrão de distribuição das médias dos elementos traços em todas as categorias estudadas. Normalizados pelo NASC de Condie, (1993), exceto o elemento Zn, normalizado pelo NASC de Morgan et al. (1978). Aqueles elementos que foram analisados, mas que não constam no gráfico não têm referência para sua normalização.

4.2.3 Elementos Terras Raras (ETR)

No Jaspilito Fresco, os teores dos ETR foram retirados de Macambira (2003), que analisou 5 amostras de jaspilito da base da Formação Carajás, correspondente estratigraficamente às áreas das cavernas estudadas. Nesse litotipo, os teores dos ETR são baixos, com média da Σ ETR de 6,66 ppm, com mínimo de 3,46 e máximo de 11,4 ppm. Observa-se um enriquecimento geral em ETR leves expresso por uma média $(La/Yb)_N$ de 1,52 (máx: 1,93 e min: de 0,85). A anomalia de Eu é positiva em todas as amostras da base (média de 3,54), variando de 2,24 a 7,45, sugerindo contribuição de fontes hidrotermais submarinas para os fluidos que deram origem ao jaspilito na deposição de formações ferríferas bandadas, segundo Kato *et al.*, (1998, *Apud* Macambira, 2003).

No JPA, a concentração dos elementos terras raras é baixa, porém são maiores que no JF, média de 17,53 ppm (max: 49,34 ppm e min: 5,27 ppm). A razão $(La/Yb)_N$ permaneceu praticamente a mesma, com apenas um leve enriquecimento (1,68). No que diz respeito à anomalia de Eu (Eu/Eu^*), todas amostras dessa categoria apresentam anomalia positiva, com média de 1,5 (variando de 1,18 a 3,06).

O JMA, que representa o litotipo ainda mais modificado pelo intemperismo, apresenta concentrações ainda maiores em comparação com o Jaspilito Fresco. A média de Σ ETR é 19,75 ppm, com variações de 45,23 a 8,08 ppm. O enriquecimento dos ETRL em relação ao ETRP ($(La/Yb)_N$) mostrou uma média 1,26. A anomalia de Eu permanece positiva em todas as amostras, semelhante aos subgrupos anteriores, com média de 1,63, ligeiramente mais acentuada que no JPA.

No MN, a média dos teores dos ETR é de 15,23 ppm (variando de 8,98 a 24,76 ppm), continuando ainda bem mais elevado que no JF, porém mais baixo que no JPA e no JMA. No entanto, quando se considera apenas as amostras de uma mesma área (N4E), a concentração de ETR é, no minério, de 22 ppm, maior que em todos os subgrupos,

denotando enriquecimento em ETR do Jaspilito Fresco até o minério (Figura III.16). A razão $(La/Yb)_N$ é 2,18, mostrando maior enriquecimento de ETRL em relação aos outros litotipos estudados. No minério, a anomalia de Eu é bem evidente com Eu/Eu^* de 1,97. Os ETRL (La, Ce, Nd e Sm) mostram um nítido aumento do JF para MN, indicando seu comportamento pouco móvel no perfil de intemperismo, ou seja, enriquecimento relativo, acompanhando o que acontece com o ferro e o elemento traço Ba. Enquanto Zn e Pb empobrecem em direção ao topo do perfil de alteração, ou seja, são móveis nessa situação. Na rocha fresca observa-se nitidamente uma anomalia negativa de Ce (precipitação em condições óxicas) que se atenua totalmente na cobertura de alteração enquanto a anomalia positiva de Eu (participação de fluidos hidrotermais no gênese das BIF) perde a sua intensidade). As ETRP mostram um padrão errático, não evidenciando qualquer tendência. As soluções hidrotermais são normalmente ricas em ERT (Derry e Jacobsen, 1990) e, caso atuassem na geração do minério, deveriam deixar nítida essa assinatura, muito mais do que é observado.

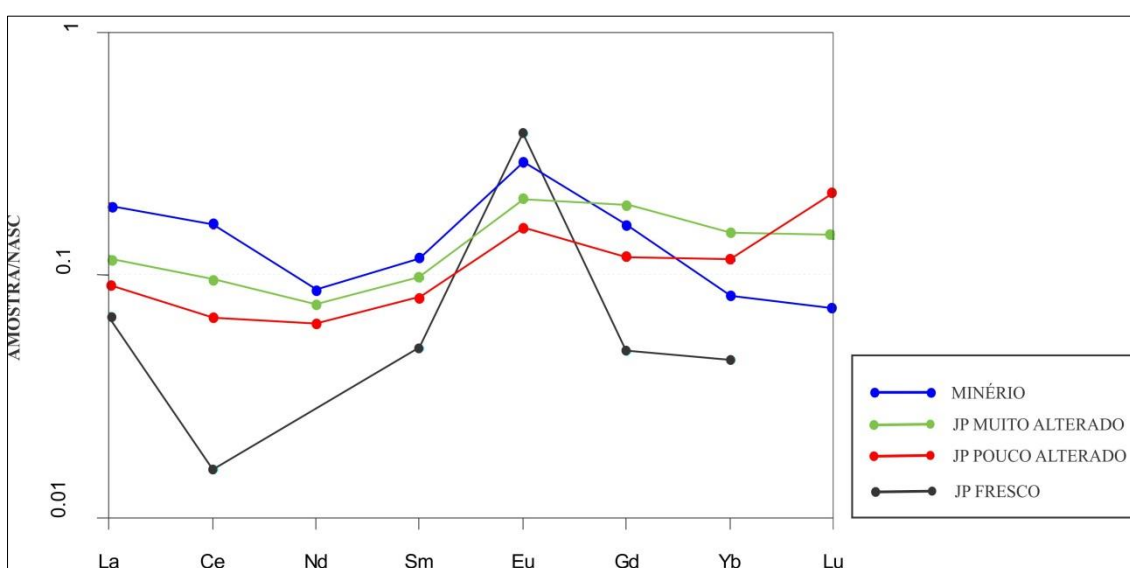


Figura III.16 Padrão de distribuição das médias dos elementos terras raras para todos os litotipos descritos. Normalizado segundo o NASC de Goldstein e Jacobsen, (1998).

5 DISCUSSÃO

5.1 Principais Mudanças Ocorridas do Jaspilito para o Minério

As análises químicas mostraram que durante o processo de alteração das rochas, ou seja, durante a passagem do Jaspilito Fresco para o Minério, ocorrem modificações marcantes nos teores dos elementos, deixando claro o processo de evolução do intemperismo. Nesse sentido, a SiO_2 diminui progressivamente, enquanto o Fe_2O_3 aumenta. Mesmo para baixos graus de alteração, a sílica é intensamente lixiviada, pois seu teor diminui bruscamente; o oposto é observado para o teor de ferro. A sílica é muito mais lixiviada do que o ferro é concentrado. Isso é possível devido à diferença de resistência entre os minerais silicosos (Jaspe e chert) e de ferro (Hematita) frente aos processos de intemperismo. A figura III.17, ilustra as principais mudanças mineralógicas ocorridas da passagem do JF para o MN. Essas mudanças são possíveis devido a reações químicas de hidrólise total, dissolução, lixiviação e hidratação.

| MINERAL | JF | JPA | JMA | MN |
|------------|-------|-------|-------|----|
| Quartzo | _____ | | | |
| Hematita-1 | _____ | | | |
| Hematita-2 | | _____ | | |
| Hematita-3 | | | _____ | |
| Goethita | | | _____ | |

Figura III.17 Mudanças mineralógicas ocorridas pelo processo de intemperismo no jaspilito.

Os teores de elementos móveis, como K, Ca, Na e Mg, também diminuem, mas de forma discreta, pelo fato de seus conteúdos já serem bem baixos na rocha fresca e, principalmente, pelo comportamento geoquímico desses elementos, que são facilmente removidos por reações químicas de intemperismo. O Al_2O_3 , assim como P_2O_5 , apresentaram comportamento semelhante, com maiores teores no Jaspilito Pouco Alterado, talvez relacionados à presença de espeleotemas fosfáticos e aluminosos em algumas amostras. O MnO apresenta claro aumento ao longo do perfil de alteração, que pode ser resultado da presença de óxidos e hidróxidos de Mn no minério de ferro (Vasconcelos, 1996).

Os elementos-traço, semelhante ao que verificou Costa, (2006), ocorrem em baixos teores em todos os litotipos e foi notado padrão de enriquecimento ou de empobrecimento para poucos elementos ao longo do perfil de alteração. O gráfico da figura III.17, que compara os teores médios dos elementos-traço das 4 categorias, mostrou padrão de distribuição semelhante para todos os subgrupos. No entanto, a categoria MN é a que apresenta as menores concentrações, demonstrando perda de grande parte desses elementos nos produtos mais alterados. Os elementos aqui observados como de alta mobilidade nos processos de alteração intempérica são Zn, Pb, U, Th e Sr. Os dois primeiros demonstram diminuição de seus teores do JF até o MN, e os três últimos, do JPA até o MN (estão a baixo do limite de detecção nas amostras de JF). O Ba foi o único elemento-traço que teve comportamento inverso, ou seja, que apresenta concentrações mais elevadas a partir do JF. Os demais elementos não apresentaram qualquer tendência pois, ora aumentam de teor, ora diminuem.

No que concerne aos ETR, percebe-se também um padrão semelhante na transição JF até o MN. A leve diferença notada no padrão da rocha fresca pode ser devido à origem das amostras não ter sido a mesma dos demais (retirados do furo N4E-375) ou pela ausência de informações em relação aos elementos Nd e Lu. Com exceção do Eu, é claro o aumento da concentração dos ETR em direção aos produtos de alteração, sendo os maiores valores no Minério. Em todos os subgrupos há uma tendência de enriquecimento relativo dos ETR leves em relação aos pesados. A anomalia positiva de Eu mostrou-se evidente em todas as categorias estudadas, principalmente no JF, onde a mesma é a mais acentuada. Comportamentos semelhantes foram percebidos no trabalho Costa, (2006), quando buscou elucidar a gênese do minério de ferro da Serra Norte.

Nas amostras em que o intemperismo foi mais intenso, ou seja, no Minério, a razão ETR leves em relação aos pesados mostrou-se mais elevada. Os ETR como um todo são pouco móveis, no entanto, os ETRP são mais solúveis próximos à superfície que os ETRL, devido formarem complexos orgânicos estáveis com mais facilidade, argumenta Balashov

et al. (1964). Esse fato pode explicar a causa da maior concentração do ETRL no minério, coletados mais próximos à superfície que os demais litotipos.

Provavelmente, o aumento da Σ ETR do JF até o MN está relacionado ao aumento da concentração do conteúdo de ferro nessa direção, pois como demonstrado por Macambira (2003), os ETR se concentram nas bandas ricas em ferro do jaspilito. Logo, se o ferro tem seu conteúdo aumentado nessa direção, conseqüentemente o conteúdo de ETR também vai seguir o mesmo padrão de enriquecimento.

As análises por difração de raios-X corroboraram com o que já havia sido observado na petrografia e são concordantes com os dados geoquímicos apresentados. Os difratogramas da figura III.18 apontaram nos 4 litotipos estudados, essencialmente quartzo (correspondendo a chert ou jaspe), hematita e goethita. No entanto, ficou claro que na amostra correspondente ao JF, os picos de quartzo são mais intensos (maior teor de sílica) e praticamente desaparecem na amostra de MN. Isso indica menor quantidade desse mineral nas rochas mais alteradas, em virtude da intensa dissolução sofrida pelo jaspilito, marcada comumente pelo aparecimento das microcavidades de dissolução; o inverso foi observado com relação à hematita, que apresenta picos mais intensos na amostra de minério (maior teor de ferro), confirmando seu enriquecimento em direção ao topo da cobertura de alteração; por sua vez, os picos correspondentes ao mineral goethita surgem discretamente a partir do Jaspilito Pouco Alterado e torna-se gradualmente mais intenso na passagem para o Minério.

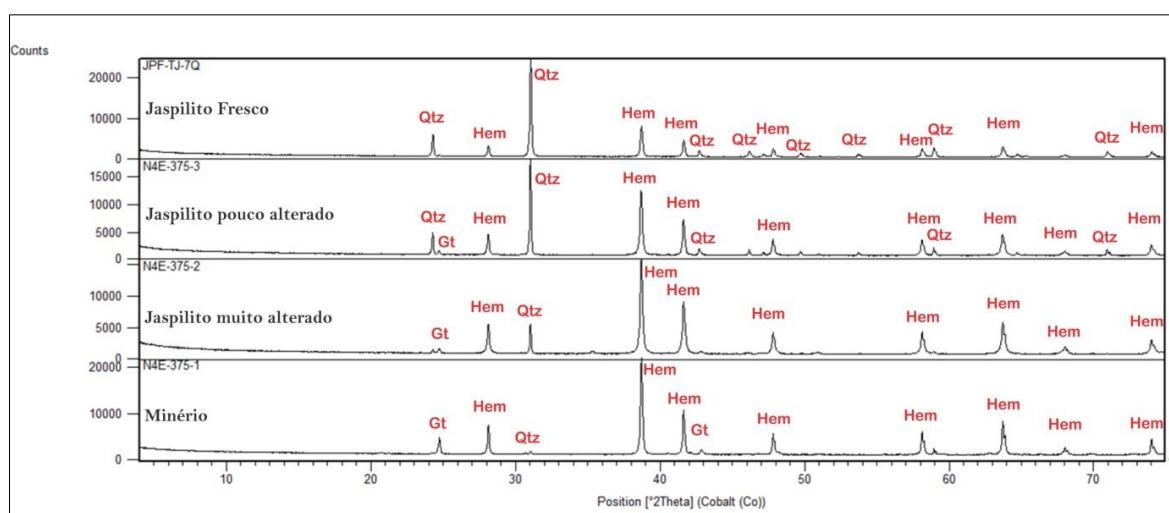


Figura III.18 Comparação das composições mineralógicas dos diferentes litotipos estudados através de difratogramas (Qtz: quartzo, Hem: hematita, Gt: Goethita).

5.2 Origem do Minério e das Cavernas

As pesquisas sobre as feições geológicas, estruturais e texturais dos minérios de ferro, permitiram que surgissem alguns modelos para explicar a origem desse minério ao redor do mundo; dentre os mais aceitos estão: a hipótese supergênica, na qual os depósitos apresentam características que apontam que são formados a partir da lixiviação da sílica, principalmente por águas meteóricas, relacionados a superfícies de erosão recentes ou muito antigas (p.ex. Tolbert *et al.*, 1971; Beisiegel, 1982, Costa, 2006); e a origem hipogênica, em que o minério mostra características de substituição hidrotermal dos minerais de ganga (p.ex. Teixeira *et al.*, 1997; Lobato *et al.*, 2005).

Autores como Lobato *et al.*, (2004, 2005), que defendem a origem hidrotermal para o minério de ferro de Carajás, assinalam características petrográficas que embasam seus argumentos, dentre elas: recristalização de chert e jaspe e preenchimento de vazios por hematita. Como descrito no tópico da petrografia, na área estudada, não foi observado

recristalização nos minerais silicosos e as microcavidades de dissolução encontram-se vazias, ou pontualmente preenchidas, mas não o suficiente para assinalar que houve entrada de ferro oriundo de fora do sistema que preencheu e enriqueceu o minério. Pelo contrário, as inúmeras cavidades de dissolução, indicam que de fato, a origem do minério foi devida ao enriquecimento residual de hematita, ocasionado pela lixiviação progressiva da sílica (Morris 1985, 2002; Costa, 2006, Sobrinho, 2012). Outro fator que demonstra a ação da alteração supergênica nos locais estudados, é que em muitos furos, mesmo profundos e em jaspilito, quando esse está fraturado ou brechado, está transformado em minério. Isso mostra que, a entrada de água, nesse local possibilitou uma intensa dissolução da sílica e maior desenvolvimento do quadro de alteração, o que resultou em diversos locais em formação de minério.

Desse modo, os resultados obtidos com a petrografia, geoquímica e DRX sugerem que a passagem do JF para o MN aponta mais o processo de alteração supergênica do que o hidrotermalismo ou alteração hipogênica, uma vez que, a composição mineral da rocha fresca é extremamente semelhante à da rocha alterada. O que muda é apenas a proporção dos minerais encontrados. Isso significa que não houve entrada de novos compostos no sistema, mas apenas saída e reorganização dos que já existiam. Por exemplo, hematita-1 se reequilibrou para formar goethita e hematita-3 nos litotipos mais alterados. Por outro lado, o chert e o jaspe, formas de quartzo extremamente abundante no Jaspilito Fresco, praticamente se extinguem no minério, indicando processo de dissolução, confirmados pela presença das microcavidades.

Corroborando com o que foi observado nas análises petrográficas, a diminuição do conteúdo de sílica em direção a superfície, deixa claro a atuação marcante do processo de dissolução química. Do mesmo modo evidencia o enriquecimento do conteúdo de ferro. Seja no Jaspilito Fresco ou no Minério, esses dois elementos juntos correspondem a mais de 98% dos óxidos presentes na rocha.

Dutra (2013), em estudos realizados no Quadrilátero Ferrífero e em Carajás, afirma que a dissolução não pode ocorrer na formação ferrífera dessas regiões (mas sim por erosão) pelo argumento de que a sílica é pouco solúvel em meio ácido (Figura 19), e que os resultados de pH das águas em Carajás estão em torno de 5. No entanto, outros fatores importantes devem ser levados em consideração quando se trata de dissolução, a saber: o clima da região de Carajás (alta pluviosidade de até 2800 mm/a), a eficiência da drenagem, o tempo em que essas rochas ficaram expostas a ação do intemperismo (podemos considerar 65 Ma - idade dos depósitos de Manganês de Carajás, correlacionável ao período de formação dos depósitos de ferro) e a presença de ferro no sistema (Vasconcelos, 1992). Como demonstrado por Morris (1987), nas BIF, a sílica reage com a água, sendo carregada para fora do sistema em solução sob a forma de H_4SiO_4 . Harmsworth *et al.* (1990) demonstram que a solubilidade do quartzo pode ser substancialmente aumentada, em até dez vezes, em presença de Fe_{2+} em águas subterrâneas.

As coberturas de intemperismo na Amazônia, se desenvolveram com maior força no Paleógeno, em particular na ocasião de alguns episódios de curta duração em condições climáticas extremas. De semelhante modo, durante o Neógeno, ocorreram vários períodos de clima global (ou quase) quente e úmido, favorável a intensa lixiviação da sílica. A dissolução da sílica seria acelerada também pelo processo de martitização bem como em presença de compostos orgânicos.

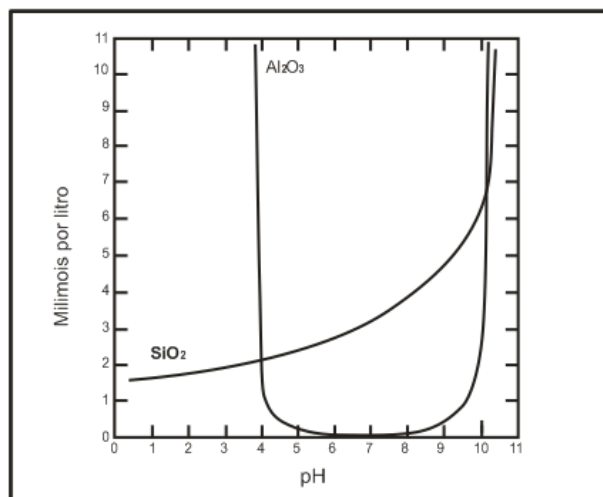


Figura III.19 Solubilidade da sílica e da alumina em função do pH (Mason, 1966).

Sobrinho (2012) calculou o volume de sílica solubilizado para formar os depósitos de ferro de N4E, afirmando que em uma área exposta de BIF de 1 km², considerando uma precipitação média anual de 800 mm de chuva (intermediária entre Hamersley, 350 mm, e a PMC, 2.800 mm) e uma taxa de infiltração de 70%, seria possível esperar um aporte anual de 500 mil m³ de água nova no aquífero. Essa água, em tese, solubilizaria em torno de 5 toneladas de sílica por ano, se considerado o valor de 11 ppm (obtido de Rimstidh, 1997). No Cenozóico (65 Ma) e menosprezando as oscilações climáticas que ocorreram no período, seriam carregadas em torno de 300 Mt de sílica para fora das BIF. Esse 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. À medida que ocorre dissolução para formação dos depósitos de ferro, esses mesmos fatores podem condicionar o início da formação das cavernas em Carajás.

Os resultados expostos acima apontam fortemente que a origem das cavernas da Serra Norte foi inicialmente controlada pela dissolução da sílica, por processos de enriquecimento supergênico, processos esses que também foram responsáveis pela origem dos depósitos de ferro friável de Carajás. À medida que a dissolução ocorre, duas ou mais microcavidades de dissolução podem se unir tornando-se cada vez maiores, como foi observado nos estudos petrográficos.

Abreu *Op. cit* enumerou alguns fatores que colaboram para o desenvolvimento de cavernas na região de Carajás: Rochas naturalmente mais suscetíveis à dissolução teriam maior possibilidade de desenvolver cavernas (Litológico); estruturas, tais como dobras, falhas, fraturas, contatos litológicos etc. desenvolveriam caminhos preferenciais para as soluções (Estrutural); controle da infiltração, percolação, oscilação do lençol freático e presença de zonas menos permeáveis poderiam favorecer a concentração da migração de água em determinados locais, favorecendo a formação das cavernas (Hidrológico); haveriam níveis estratigráficos mais propícios à dissolução dentro de uma determinada camada de rocha ou de uma unidade litoestratigráfica (Estratigráfico); a dissolução de minerais provoca diminuição de volume em uma rocha sendo alterada pelo intemperismo. Caso essa dissolução alcance um volume expressivo (~30 a 40%) de rocha, certamente haverá um rearranjo espacial para compensar a perda de volume, causando o desmantelamento e a formação de “vazios” (Abatimento); a presença de rochas pouco permeáveis sobre rochas relativamente mais permeáveis é uma situação favorável ao desenvolvimento de cavernas (Rocha Seladora).

6 CONCLUSÕES

As três cavernas estudadas estão hospedadas em Formação Ferrífera Bandada (*BIF*) e seu desenvolvimento foi condicionado pelo intemperismo químico da rocha fresca transformando-a em JPA, JMA e MN, ao longo do perfil de alteração.

Cada estágio de alteração intempélica apresenta características petrográficas e químicas particulares. O JF apresenta bandamento preservado, sem sinais de dissolução; o óxido principal é a hematita-1, além de magnetita e maghemita; os minerais silicosos são o jaspe e o chert; o teor médio de SiO_2 é de 52% e Fe_2O_3 47%.

JPA apresenta poucos sinais de alteração; o chert começa a ser lixiviado ocasionando a formação das microcavidades de dissolução; como resultado, o teor de SiO_2 cai para uma média de 3%, enquanto Fe_2O_3 enriquece relativamente, chegando a 80%; o óxido principal continua sendo a Hm-1, no entanto, começam a aparecer Hm-2 e Hm-3.

No JMA, o bandamento do jaspilito sumiu em parte; a sílica já foi quase que totalmente lixiviada; há numerosas microcavidades formando “canais de dissolução”; nesse litotipo, Hm-2 e -3 são abundantes, além de surgir hidróxidos de Fe (goethita).

No topo do perfil de alteração, há a formação do litotipo mais alterado, o MN, caracterizado pela presença marcante de Hm-3 e Gt e praticamente nenhuma sílica (teor 0,5%); como consequência, o acamamento da rocha é quase ausente, o teor de ferro chega a 98%.

Verificou-se com a petrografia que a dissolução e lixiviação da sílica é um dos processos mais comuns na passagem do JF para o MN, evidenciados pela presença constante das microcavidades de dissolução, atestando a passagem de um “líquido lixiviador”. Além disso, há diferenças marcantes no teor dos elementos, deixando claro o processo de evolução do intemperismo, pois quanto menor a profundidade, menor o teor de SiO_2 e maior o teor de Fe_2O_3 ; esse comportamento é típico de um perfil de laterização. Os teores de elementos traços como Zn e Pb que diminuem para o topo do perfil de alteração, demonstrando que são elementos móveis frente aos processos intempélicos. O teor de Ba, por outro lado, aumenta em direção a superfície, denotando comportamento pouco móvel.

Com relação aos ETR, o padrão de distribuição é o mesmo desde o JP até o MN, indicando que o fluido responsável pela alteração não adicionou novos elementos químicos no sistema, apenas concentrou o conteúdo desses elementos, semelhante ao que ocorreu com o ferro.

Os fluidos responsáveis pela transformação do JF em MN e, conseqüentemente, pela formação das cavernas, podem ter sido canalizados através do próprio bandamento do jaspilito, aliado também à inclinação das camadas, que serviram de caminhos preferenciais para as soluções descendentes. O nível estratigráfico de formação das cavernas é o mesmo onde ocorre o minério mais pulverulento e fragmentado, é visível que da base para o topo do perfil houve maior intensidade dos processos de alteração, indicando que os fluidos responsáveis por essa alteração seja de origem supergênica, já que o intemperismo atua com maior intensidade próximo a superfície. Além disso, amostras de jaspilito fraturado ou brechado, em profundidade ou não, estão sendo convertidos em minério, indicando que com a entrada da água há dissolução da sílica e formação do minério, por processo de alteração supergênica.

Os processos iniciais que atuaram na formação das cavernas são os mesmos que condicionaram a formação do minério de ferro. Posteriormente, processos de erosão e colapso, fizeram com que as microcavidades de dissolução evoluíssem e alargassem. De todo modo, a evolução do relevo tem um papel fundamental na formação da cobertura de alteração e das cavernas: primeiro, permite a infiltração e a percolação de água para as porções mais profundas do relevo, fazendo com que haja dissolução e formação de minério nos níveis mais profundos do platô, é necessário que haja eliminação de material rochoso

em quantidade, mesmo que boa parte da rocha matriz tenha sido dissolvida. Isso acarreta redução de volume e abatimentos erosivos formando as cavernas; posteriormente, essas cavernas já formadas serão expostas na superfície à medida que o relevo é denudado e há o recuo das encostas. A cobertura intempérica provavelmente não se desenvolveu sobre um relevo já existente e sim foi responsável pela individualização de platôs, onde esta cobertura apresentava maior resistência ao desmantelamento. Resultados semelhantes também foram obtidos nos trabalhos de Abreu *et al.*, (2016) e Cabral *et al.*, (2016).

A formação das cavernas está intimamente relacionada a alteração e a transformação dos jaspilitos em material quebradiço, friável, mais fácil de ser removido fisicamente. No entanto, estas cavernas possivelmente se desenvolveram atrelada a quadro residual já amadurecido e levemente estabilizado, após a formação de um horizonte consolidado no topo. Desta forma, as cavernas podem ter iniciado sua formação em período relativamente recente.

Os resultados obtidos com a petrografia e geoquímica sugerem que a passagem do Jaspilito Fresco para o Minério indica maior relação com a alteração supergênica (Cabral *et al.*, 2016) do que com o hidrotermalismo, haja visto que fluidos hidrotermais adicionariam novos elementos ou minerais de mais alta temperatura nos diferentes litotipos. No entanto, o que foi observado é que não há adição de novos elementos, apenas o rearranjo dos elementos já existentes. Além disso, o enriquecimento em ferro é relativo, pois ele não provém de fora do sistema, mas este enriquecimento ocorre à medida que a sílica é lixiviada.

Embora outros fatores (estruturais, hidrológicos, litológicos, estratigráficos, rocha selante e abatimento-redução de volume) controlem a distribuição e localização do minério, certamente a lixiviação da sílica é o primeiro e um dos mais importantes fatores, pois possibilita a criação de vazios, o que favorece uma maior percolação de água meteórica.

7 AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA pela infra-estrutura fornecida, à VALE S.A., pelo suporte financeiro à pesquisa e concessão de bolsa de estudo à primeira autora. Agradecemos aos coordenadores do Projeto Cavidades (PROCAV), Antônio Emídio de Araújo Santos Junior e Daniele Freitas Gonçalves pela orientação e apoio ao estudo bem como aos geólogos da VALE, Carlos Teles e Rafael Guimarães pelo auxílio durante as etapas de campo. E à CAPES pela concessão de bolsa no último ano do mestrado.

REFERÊNCIAS

- Abreu, S.A; Macambira, J.B; Cabral, E.S. 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas com ênfase na Gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás-pa. In: Espeleo-Tema. V. 27 n° 1, p 33-44.
- Albuquerque, A.R.L; Gonçalves, D.F.; Santos Junior, A.E.A. 2015. Petrografia e geoquímica de espeleotemas em cavidades naturais, N4E-08 e N4WS-72, em formações ferríferas da região de Carajás – Unidade Geomorfológica Serra Norte. in: rasteiro, m.a.; sallun filho, w. (orgs.) congresso brasileiro de espeleologia, 33, 2015. Eldorado. *anais...* Campinas: SBE,. p.615-622.
- Auler, A; Piló, L. B; Parker, C. W; Senko, J. M; Sasowsky, I D. 2014.Hypogene Cave Patterns in Iron Caves: convergence of forms or process? Hipogene Morphologies, Karst Waters institute Special Publication 18, p 15-19.
- Araújo, O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Projeto espacial mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais;

- Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A, Serra dos Carajás-Pa, DNPM/CPRM. Relatório Final, Rio de Janeiro, p. 136.
- Balashov, Y.U. A.; Ronov, A.B.; Migdinov, A. A.; Turanskaya, N. V. 1964. The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earth during sedimentation. *Geochemistry (USSR)*, 5: 951-969.
- Beisiegel, V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1., Anais, Belém, SBG. p.21-46.
- Cabral, E. S, Macambira, J. B, Abreu, S. S. 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas (FFB) em cavernas da Serra Sul, Carajás – PA. *Espeleo-Tema*, V. 27, n 1, p 45-56.
- Cabral, E. S. 2016. Petrografia, geoquímica e assinatura isotópica de Pb de formações ferríferas associadas à gênese das cavernas da Serra Sul, Carajás – Pa. Dissertação de mestrado- Programa de pós-graduação em geologia e geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém-Pa.
- Calux, A. S. 2013. Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 218 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2013.
- Condie, K. C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104: 1-37
- CVRD, 1999. *Relatório Anual do ano de 1999*. 200p.
- Costa, U. A. P. 2006. Avaliação dos processos geradores do minério de ferro da Serra Norte de Carajás, sudeste do Pará. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará Dissertação de mestrado. 110 p.
- CPRM, 2014. Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras / Organizadores Maria da Glória da Silva, Manoel Barretto da Rocha Neto, Hardy Jost [e] Raul Minas Kuyumjian... – Belo Horizonte: 589 p.
- Derry, L.A; Jacobsen, S.B. 1990. The chemical evolution of Precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2965-2977.
- Dutra G.M. 2013. Síntese dos Processos de Gênese de Cavidades em Litologias de Ferro. Anais do 32º Congresso Brasileiro de Espeleologia. Barreiras-BA, p. 415-426.
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B. 1988. Rare earth elements in river waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* 89:35-47.
- Harmsworth, R. A; Kneeshaw, M; Mossis, R. C., Robinson, C. J., Srivastava, P. K. 1990. BIF Derived Iron of Hamersley Province. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea* p. 617-642.
- 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.
- Lobato, L.M., Rosière, C.A., Baars, F.J., Figueiredo e Silva, R.C., Zucchetti, M., Rios, F.J., Seoane, J.C.S., Pimentel, M., Lindenmayer, Z.G., Mendes, G.E., and Maciel, A.L., 2004, Timing of hydrothermal iron mineralization, Carajás Province, PA [abs.]: Simpósio Brasileiro Exploração Mineral, 1st, Ouro Preto, Brazil, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), CD-ROM.
- Macambira J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. 217 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Macambira, B.M.E.; João, X.S.J; Souza, E.C., 1996, Geological and petrochemical aspects of the Plaquê granite – Southern of the Pará Satate, in Symposium on Archean terranes of the south American plataform, Extend Abstracts p.73-75.

- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research* 49, 329-354.
- Mason, B. 1966. Principles of geochemistry. 3^o ed. New York Wiley.
- Morgan, J.W., Higurashi, H., Takahashi, H. and Hertogen, J. 1978. Chondritic Eucrite Parent Body - Inference from Trace-Elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42(1): 27-38.
- Morris, R.C. 1985. Genesis of iron ore in Banded Iron Formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model. In: WOLF, K.H. (ed). *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Amsterdam, Elsevier. v.13, p. 73-235.
- Murthy, P.S.N. 1990. Origin of the Cyclothermic Patterns in the Precambrian banded Iron Formation of Donimalai área in Sandur Belt, Karnataka State, Índia. In J-JChauvel *et. al* (eds.) *Ancient Banded Iron Formation*. Athens, Theophrastus Publication, 337-350.
- Ramos, J. N. 2012. Caracterização de Feições Sedimentares nos Jaspilitos da Formação Carajás. p. 32-62. TCC (Graduação).
- Rimstidh, J. D., 1997. Quartz solubility at low temperatures. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, No 13, pp. 2553-2558.
- Silva, G.H. 1974, Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29. Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p. 309-320.
- Sobrinho, F. C. 2012. Contribuição ao estudo da gênese de minério de ferro na mina N4E, Carajás. 95p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá.
- Teixeira, J. B. G.; Ohmoto, H; Egler, D. H. 1997. Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brasil. In: COSTA, M. L. & ANGELICA, R. S. (ed.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*. Belém, SBG. p. 161- 203.
- Tolbert, G. E., Tremaine, J. W, Melcher, G. C., Gomes, C. B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, northern Brazil. *Economic Geology*. Vol. 66.
- 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.
- Valentim, R. F; Olivito, J. P. R. 2011. Unidade espeleológica Carajás: delimitação dos enfoques regional e local, conforme metodologia da IN-02/2009 MMA. *Espeleotema*. v.22, n. 1, p.41-60.
- Vasconcelos, P.M., Becker, T.A., Renne, P.R., Brimhall, G.H., 1992. Age and duration of weathering by 40K–40Ar and 40Ar/39Ar analysis of potassium–manganese oxides. *Science* 258, 451.
- Vasquez, M.L. et al. 2008. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações Litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: Evolução crustal da porção Meridional da Província Maroni-Itacaiunas- Sudeste do Cráton Amazônico. 2008, 193p. Tese de doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Wirth, K. R., Gibbs, A. K., Olszewski Jr., W.J. 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.]

4.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As três cavernas estudadas na Serra Norte estão hospedadas em Formação Ferrífera Bandada (*BIF*) que compõe a Formação Carajás, Província Mineral de Carajás, estado do Pará. Seu desenvolvimento foi condicionado à medida que a rocha fresca sofreu intemperismo químico transformando-a em JPA, JMA e MN, e formando um perfil de alteração. Cada litotipo apresenta características texturais, mineralógicas e químicas particulares.

A principal característica petrográfica do JF é o bandamento composicional que se dá entre bandas centimétricas de minerais opacos, constituídas principalmente por hematita-1, magnetita e rara maghemita, com camadas de minerais silicosos de jaspe e *chert*; texturalmente o JF não apresenta sinais de dissolução da sílica e o bandamento encontra-se perfeitamente preservado. O JPA é caracterizado pelo aparecimento de minerais secundários como a goethita e hematita-2, essa última ocorre substituindo cristais de magnetita pelas bordas. Além disso, há sinais de dissolução da sílica evidenciados pela presença de microcavidades de dissolução. No JMA, os cristais de magnetita encontram-se totalmente substituídos por hematita-2, e hematita-3 em baixas ocorrências; cavidades de dissolução são mais abundantes nesse litotipo; como consequência, o bandamento encontra-se visivelmente fragmentado. O MN é o litotipo que representa o estágio mais avançado de alteração intempérica, caracterizado pela presença marcante de hematita-3 e praticamente nenhuma sílica; como consequência, o acamamento é praticamente ausente.

As análises químicas são totalmente concordantes com a petrografia. Óxidos de Fe e Si, no JF, somam mais de 98% do total, com teor de SiO₂ que varia de 42,61 a 62,51 % e Fe₂O_{3t} de 35,92 a 56,48 %. Já nas amostras de JPA, o teor de SiO₂ varia de 23,53 a 0,4 %, enquanto o Fe₂O_{3t} varia de 75,12 a 92,95 %, demonstrando que a sílica é rapidamente lixiviada, mesmo quando sofre pouca alteração intempérica. As amostras do JMA, forneceram concentrações de SiO₂ com máximo de 4,39 e mínimo de 0,33% e Fe₂O_{3t} de 91,29 a 95,76 %. No MN verificou-se que a perda de SiO₂ foi ainda maior que no JPA e JMA (2,75 a 0,51 %), e o Fe₂O_{3t} continuou aumentando de teor (94,35 a 97,71%).

Com relação aos elementos-traço, os mesmos demonstram leve diminuição de teor do JF ao MN, indicando comportamento móvel desses elementos no perfil de alteração, porém grande parte dos elementos (Co, Sc, Sr, Th, U, Ni) não apresentou qualquer padrão,

com exceção do Zn e Pb que apresentaram pequena diminuição de teor em direção aos produtos de alteração, demonstrando que são elementos móveis em condições superficiais. O Ba por outro lado demonstrou comportamento pouco móvel frente ao intemperismo.

No JF, os ETR mostraram média de Σ ETR de 6,7 ppm, passando para 15,2 ppm no MN, demonstrando a concentração desses elementos para o topo do perfil de alteração. Esse aumento pode ser devido o teor de ferro também aumentar nessa direção, já que os ETR estão presentes nos minerais de ferro no jaspilito. A anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* > 1$) está presente em todos os litotipos estudados; esse padrão é típico das BIF, indicando contribuição hidrotermal na origem das Formações Ferríferas Bandadas.

Com os dados petrográficos e geoquímicos foi possível inferir que a gênese das cavernas estudadas está inicialmente relacionada a processos químicos de dissolução e lixiviação da sílica. Essa dissolução é ocasionada pela percolação de fluidos de origem intempérica, canalizados através do próprio bandamento do jaspilito aliado, também, à inclinação das camadas, que serviram de caminhos preferenciais para essas soluções. Posteriormente, processos de erosão subterrânea aceleraram a redução da massa rochosa, com abatimentos do material residual e conseqüente formação das cavernas. Os processos iniciais que atuaram na formação das cavernas são os mesmos que condicionaram a formação do minério friável (Abreu *et al.*, 2016 e Cabral *et al.*, 2016) pois, à medida que a sílica é lixiviada formando as microcavidades de dissolução, o ferro (Fe_2O_3) é relativamente concentrado, chegando a um teor de até 98%.

O nível estratigráfico de formação das cavernas é o mesmo onde ocorre o minério mais pulverulento e fragmentado. É visível que da base para o topo do perfil houve maior intensidade dos processos de alteração, indicando que os fluidos responsáveis por essa alteração seja de origem supergênica, já que o intemperismo atua com maior intensidade próximo a superfície. Além disso, amostras de jaspilito fraturado ou brechado, em profundida ou não, estão sempre transformados em minério, indicando que com a entrada da água há dissolução da sílica e formação do minério, por processo de alteração supergênica.

As evidências químicas, mineralógicas e texturais indicam que os fluidos que transformaram o JF em MN e, paralelamente, geraram as cavernas, são de origem meteórica (Cabral *et al.*, 2016), sendo que a dissolução e lixiviação da sílica é um dos processos mais comuns, evidenciados pela presença constante das microcavidades de dissolução, atestando a passagem de um “líquido lixiviador”. Além disso, há diferenças marcantes no teor dos elementos, deixando claro o processo de evolução do intemperismo,

pois, quanto menor a profundidade, menor o teor de SiO_2 e maior o teor de Fe_2O_3 . Essa característica é típica de um perfil de laterização. Com relação aos ETR, o padrão de distribuição é o mesmo desde o JP até o MN, indicando que o fluido responsável pela alteração não adicionou novos elementos químicos no sistema, já que os fluídos hidrotermais são normalmente ricos em ETR. Caso eles tivessem atuado na formação do minério haviam assinaturas químicas mais evidentes do que as que foram observadas. Logo, há mais evidências que apontam a atuação de fluidos de origem intempérica para a formação das cavernas e do minério.

Embora outros fatores (estruturais, hidrológicos, litológicos, estratigráficos, rocha selante e abatimento-redução de volume) controlem a distribuição e localização do minério, certamente a lixiviação da sílica é o primeiro e importante fator, pois cria espaço para mais e maior penetração de água meteórica.

REFERÊNCIAS

- Abreu S.A, Macambira J.B, Cabral E.S. 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas com ênfase na Gênese de cavidades em Serra Norte, Carajás-pa. *Espeleo-Tema.*, v. 27 n. 1, p 33-44.
- Albuquerque A.R.L., Gonçalves D.F., Santos Junior A.E.A. 2015. Petrografia e geoquímica de espeleotemas em cavidades naturais, N4E-08 e N4WS-72, em formações ferríferas da região de Carajás – Unidade Geomorfológica serra norte. *In: SBE 33º Congresso Brasileiro de Espeleologia, Anais...* Campinas, p 615-622.
- Auler A, Piló Luís B, Parker C.W, Senko J. M., Sasowsky I D. 2014. Hypogene cave patterns in iron caves: convergence of forms or process? *Hypogene Morphologies*, Karst Waters institute Special Publication 18, p 15-19.
- Auler A, Piló L.B. 2005. Introdução às cavernas em minério de ferro e canga. *O Carste*, Belo Horizonte, **17**(3): 70-72.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. Projeto espacial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; *Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A, Serra dos Carajás-Pa*, DNPM/CPRM. Relatório Final, Rio de Janeiro, p.136.
- Balashov Y.U.A, Ronov A.B, Migdinov A. A, Turanskaya N. V. 1964. The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earth during sedimentation. *Geochemistry (USSR)*, **5**: 951-969.
- Beisiegel V.R. 1982. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. *In: SBG 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais*, Belém, p 21-46.
- Boaventura R.S. 1974. Geomorfologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins. *In: Projeto RADAM. Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC. 22 Tocantins*. Rio de Janeiro, PIN; DNPM. v. 4.
- Braga A.A.J. 2014. *Caracterização estrutural das áreas de ocorrência de cavidades naturais subterrâneas na unidade Espeleológica de Carajás*. Trabalho de Conclusão de Curso, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 91p.
- Cabral E.S. 2016. *Petrografia, geoquímica e assinatura isotópica de Pb de formações ferríferas associadas à gênese das cavernas da Serra Sul, Carajás – Pa*. DS Mestrado, Programa de pós-graduação em geologia e geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém-Pa.
- Cabral E.S, Macambira J.B, Abreu S.S. 2016. Geologia e petrografia de formações ferríferas bandadas (FFB) em cavernas da Serra Sul, Carajás – PA. *Espeleo-Tema*, **27**(1): 45-56.
- Calux A.S. 2013. *Gênese e desenvolvimento de cavidades naturais subterrâneas em formação ferrífera no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. DS, Mestrado em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 218 p.
- Condie K. C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**: 1-37.

Costa U.A.P. 2006. *Avaliação dos processos geradores do minério de ferro da Serra Norte de Carajás, Sudeste do Pará*. DS Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 110 p.

Companhia Vale do Rio Doce (CVRD). 1999. *Relatório Anual do ano de 1999*. 200 p.

Companhia Vale do Rio Doce (CVRD. CMM). 1972. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: SBGNúcleo Norte 26º Congresso Brasileiro de Geologia, *Resumos das Comunicações*. Belém, v. 2, p. 78-80

Dall'Agnol. R, Oliveira D.C, Lamarão, C.N. 2013. Magmatismo granitoide arqueano e evolução geológica do Subdomínio de Transição da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico, Brasil. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciênc. Nat.*, Belém, v. 8, n 3, p251-256.

Derry L.A, Jacobsen, S.B. 1990. The chemical evolution of Precambrian seawater: Evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p 2965-2977.

DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Anais, Belém, SBG: p 10-54.

Dutra G.M. 2013. Síntese dos Processos de Gênese de Cavidades em Litologias de Ferro. *Anais do 32º Congresso Brasileiro de Espeleologia*. Barreiras-BA, p 415-426.

Feio G.R.L, Dall'Agnol R, Danta E.L, Macambira M.J.B, Santos J.O.S, Althoff F.J, Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil.

Feio G.R.L, Dall'Agnol R, Dantas E.L, Macambira M.J.B, Santos J.O.S, Althoff F.J. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos* 151: 57-73.

Ford D, Williams. P. 2007. *Karst hydrology and geomorphology*. wiley, england, 562p.

Gibbs A.K, Wirth, K.R, Hirata, W.K, Olszewski JR, W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* 16: 201–211.

Goldstein, S.J, Jacobsen, S.B. 1988. Rare earth elements in river waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* 89:35-47.

Gomes A.M. 2014. Aspectos morfológicos e mineralógicos de espeleotemas em cavidades em formações ferríferas/lateríticas da região de Carajás-PA. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá, p 97.

Gonçalves D.F, Sousa D.L. 2011. Aspectos morfológicos de espeleotemas em feições pseudocársticas da região de Carajás – PA. In: *Anais do 31º congresso brasileiro de espeleologia*, Paraná, p 143.

Hardt R, Pinto S.A. F. 2009. Carste em Litologias não Carbonáticas. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, p 99-105.

Harmsworth R.A, Kneeshaw M, Mossis, R.C, Robinson, C.J, Srivastava, P. K. 1990. BIF Derived Iron of Hamersley Province. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea* p 617-642.

Kempe S, Halliday, W. 1997. Report of the discussion on pseudokarst. *In: Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*, vol. 6, Basel, Switzerland: Speleo Projects: 107.

Lobato L.M, Rosière, C.A, Baars, F.J, Figueiredo e Silva R.C, Zucchetti M, Rios F.J, Seoane J.C.S, Pimentel M, Lindenmayer Z.G, Mendes G.E, and Maciel, A.L. 2004. Timing of hydrothermal iron mineralization, Carajás Province, PA [abs.]: *Simpósio Brasileiro Exploração Mineral*, 1st, Ouro Preto, Brazil, Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), CD-ROM.

Lobato L. M, Figueiredo 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.

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

Macambira E.M.B, João X.S.J, and Souza E.C. 1996, Geological and petrochemical aspects of the Plaquê granite – Southern of the Pará State, in Symposium on Archean terranes of the south American platform, Extended Abstracts p73-75.

Macambira J.B, Ramos J.F.F, Assis J.F.P, Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte, Projeto Pojua: *relatório final*. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM. 150p. Inédito.

Machado N, Lindenmayer Z.G, Krogh T.E, Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research* 49, 329-354.

Maurity C.W, Kotschoubey B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no Platô N1-Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocristificação, espeleotemas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, v.7, p.331-362.

Mason B. 1966. Principles of geochemistry. 3^o ed. New York Wiley.

Meirelles M.R, Dardene M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1991. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 5: 2164-2174.

Meireles E. M, Hirata, W. K., Amaral, A. F., Meideiros Filho, C. A., Gato, W. C., 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33 Rio de Janeiro, *Anais*, 5:2164-3174.

Morgan J.W. Higuchi H, Takahashi, H. and Hertogen, J. (1978). Chondritic Eucrite Parent Body - Inference from Trace-Elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42(1): 27-38.

Morris R.C. Genesis of iron ore in Banded Iron Formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model. In: WOLF, K.H. (ed). Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. Amsterdam, *Elsevier*. v.13, p. 73-235. 1985.

Murthy P.S.N. 1990. Origin of the Cyclothermic Patterns in the Precambrian banded Iron Formation of Donimalai área in Sandur Belt, Karnataka State, Índia. In J-J Chauvel *et. al* (eds.) Ancient Banded Iron Formation. Athens, Theophrastus Publication, 337-350.

Oliveira A.N, Lameira M.H, Pinheiro V.R. 2015. Contribuição geoespeleológica na formação e evolução das cavidades naturais da Serra Leste, Carajás-PA. In: RASTEIRO, M.A.; SALLUN FILHO, W. (orgs.) Congresso Brasileiro DE Espeleologia, 33, 2015. Eldorado. *Anais...* Campinas: SBE,. p.481-493.

Oliveira D.C, Santos P.J.L, Gabriel E.O, Rodrigues D.S, Faresin A.C, Silva M.L.T, Sousa S.D, Santos R.V, Silva A.C, Souza M.C, Santos R.D, Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. Em: SBG, Anais 45º do Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, CDrom.

Piló L.B. & Auler, A. 2009. Geoespeleologia das cavidades em rochas ferríferas da região de Carajás, PA. *Anais do 30º Congresso Brasileiro de Espeleologia*. Montes Claros. SBE, p 181-186.

Pinheiro T.G.C, Gonçalves D.F, Santos Júnior A.E.A. 2015. Caracterização petrográfica de espeleotemas em formações ferríferas/lateríticas das cavidades N4WS-067 e S11D-83 da região de Carajás. In: Rasteiro, M.A.; Sallun Filho, W. (orgs.) *Congresso Brasileiro De Espeleologia, 33. Eldorado. Anais...* Campinas: SBE, 2015. p 445-453.

Pinheiro R.V.L, Maurity, C.W. 1985. *Considerações Preliminares sobre a Espeleologia da Serra dos Carajás (PA)*. Grupo Espeleológico Paraense - GEP. Relatório inédito, 38p.

Pinheiro R.V.L, Maurity, C. W. 1988. As cavidades em rochas intempéricas da Serra dos Carajás Brasil. *Congresso de Espeleologia da América Latina e do Caribe*. 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBE, p 179-186.

Queiroz R.S, Santos Junior A.E.A. 2015. Petrografia e análise de “espeleotemas” do testemunho de sondagem n4ws 1495, das Formações Ferríferas Bandadas, província mineral de Carajás (PA). In: Rasteiro, M.A.; Sallun Filho, W. (orgs.) *Congresso Brasileiro De Espeleologia, 33. Eldorado. Anais...* Campinas: SBE, 2015. p 581-591.

Ramos J.N. 2012. Caracterização de Feições Sedimentares nos Jaspilitos da Formação Carajás. TCC (Graduação) Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém-PA, p 32-62.

Resende N.P & Barbosa A.L.M. 1972. *Relatório de Pesquisa de Minério de Ferro, Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás*. Pará, 119p.

Ribeiro D.T. 2003. *Enriquecimento Supergênico de Formações Ferríferas Bandadas: Estruturas de Colapso e desordem*. p 30-100. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Rio de Janeiro, 123p.

Rimstidh J.D, 1997. Quartz solubility at low temperatures. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, No 13, p 2553-2558.

Ross J.L.S. 1990. Geomorfologia: Ambiente e Planejamento. São Paulo: Contexto. 85p

Santos P.A.S, Feio G.R.L, Dall’Agnol R, Costi H.T, Lamarão C.N, Galarza M.A. 2013. Petrography, magnetic susceptibility and geochemistry of the Rio Branco Granite, Carajás Province, southeast of Pará, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 43(1):876-889.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A., Schobbenhaus, C, Vidotti, R.M, Gonçalves, J.H. (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Companhia de Recursos Minerais/CPRM, p 169-226.

Santos J.O.S, Hartmann L.A, Gaudette H.E, Groves D.I, Mcnaughton N.J, Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration. *Gondwana Research*, **3** (4): 453-488, Oct.

Silva I.C.R, Santos Junior A.E.A. Petrografia e caracterização de espeleotemas em formações ferríferas bandadas, cavidade N4E-29, Serra Norte de Carajás-PA. In: Rasteiro, M.A.; Sallun Filho, W. (orgs.) *Congresso Brasileiro de Espeleologia*, 33, 2015. Eldorado. Anais... Campinas: SBE, 2015. p 593-601.

Silva G.H. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p 309-320.

Simmons G.C. 1963. Canga caves in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *The National Speleological Society Bulletin* 25: 66-72.

Sobrinho F.C. 2012. Contribuição ao estudo da gênese de minério de ferro na mina N4E, Carajás. 95p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Marabá.

Tassinari C.C.G, Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, v. 28, p. 471-485.

Teixeira J.B.G, Egglar, D.H. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Acta Geology Leopoldensia* 17, 71-114.

Tolbert G. E, Tremaine J. W, Melcher G. C., Gomes C. B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economic Geology*. **66** (2): 00-00.

Trendall A. F, Basei M. A. S, Laeter J. R. de Nelson D. R. 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.

Valentim R. F, Olivito J. P. R. 2011. Unidade Espeleológica Carajás: delimitação dos enfoques regional e local, conforme metodologia da IN-02/2009 MMA. *Espeleotema*, **22**(1): 41-60.

Vasconcelos P.M, Becker T.A, Renne P.R., Brimhall G.H. 1992. Age and duration of weathering by ^{40}K - ^{40}Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of potassium-manganese oxides. *Science* **258** (451).

Vasquez M.L. et al. 2008. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção Meridional da Província Maroni-Itacaiunas- Sudeste do Cráton Amazônico*. TS Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2008, 193p.

Wirth K.R, Gibbs A. K, Olszewski Jr. W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2): 195-200.

ANEXOS

ANEXO A – GLOSSÁRIO DE ESPELEOLOGIA

Carste: Um tipo específico de paisagem que contém cavernas e extensos sistemas de drenagens subterrâneas, produtos da interação de sistemas hidrológicos e geoquímicos que culminam na dissolução ou corrosão da rocha. O termo carste pode se estender para rochas não-carbonáticas, desde que a dissolução tenha sido um processo importante para sua gênese (Hardt & Pinto, 2009).

Caverna: Entende-se por cavidade natural subterrânea todo e qualquer espaço subterrâneo acessível pelo ser humano, com ou sem abertura identificada, popularmente conhecida como **caverna, gruta, lapa, toca, abismo, furna ou buraco**, incluindo seu ambiente, conteúdo mineral e hídrico, a fauna e a flora ali encontrados e o corpo rochoso onde os mesmos se inserem, desde que tenham sido formados por processos naturais, independentemente de suas dimensões ou tipo de rocha encaixante.

Clarabóia: Orifício situado normalmente no teto da caverna, que comunica-se com o exterior.

Dolina: Conhecida popularmente com sumidouro, é uma depressão circular formada pelo abatimento do solo em regiões de rochas carbonáticas (mármore, calcáreo). O diâmetro e profundidade podem variar de poucos a dezenas de metros.

Entrada ou Boca: Orifício de formas variadas que, nas cavernas, põe em comunicação o interior com o exterior. Quando existir mais de um orifício, a boca será aquela de maiores dimensões, promovendo mais fácil acesso.

Espeleologia: Ramo da Geologia que dedica-se ao estudo das cavernas.

Espeleotema: São depósitos formados no interior da caverna, por precipitação, a partir de uma solução química. Exemplos de espeleotemas: crosta (branca, verde etc.), *pop corns*, coralóides, cortinas dentre outros.

Galeria ou corredor: Parte da caverna, de forma alongada, onde uma das dimensões (comprimento) sobrepuja as duas outras (largura e altura).

Pseudocarste: São paisagens com morfologias semelhantes às cársticas, no entanto o processo de formação não é a dissolução, mas sim a erosão mecânica (Kempe e Halliday, 1997).

Unidade Espeleológica: Entende-se por unidade espeleológica a área com homogeneidade fisiográfica, geralmente associada à ocorrência de rochas solúveis, que pode congrega diversas formas do relevo cárstico e pseudocárstico tais como dolinas, sumidouros, ressurgências, vale cegos, lapiás e cavernas, delimitada por um conjunto de fatores ambientais específicos para a sua formação (Valentim e Olivito, 2009).

Unidade Geomorfológica: Áreas menores, dentro da unidade espeleológica que apresente continuidade espacial, podendo abranger feições como serras, morrotes ou sistema cárstico, o que for mais restritivo em termos de área, desde que contemplada a área de influência da cavidade”.

ANEXO B – CARTA DE SUBMISSÃO DE ARTIGO

[GEOUSP] Agradecimento pela submissão



Daniel Machado <portalderevistas@usp.br>

sex 14/07/2017 15:00

Para: Senhorita SORAIA DA SILVA ABREU (sol_111_5@hotmail.com) ↗



Responder | ▾

Senhorita SORAIA DA SILVA ABREU,

Agradecemos a submissão do trabalho "Petrografia e Geoquímica de Formações Ferríferas Bandadas e Gênese de Cavernas da Serra Norte, Carajás, Pará," para a revista Geologia USP. Série Científica. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://www.revistas.usp.br/guspvc/author/submission/134441>

Login: soraia-abreu

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Daniel Machado
Geologia USP. Série Científica

Geologia USP. Série Científica
<http://www.revistas.usp.br/guspvc>