

CAPÍTULO II

A MINERALIZAÇÃO HIDROTERMAL DE FERRO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – CONTROLE ESTRUTURAL E CONTEXTO NA EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA DA PROVÍNCIA

*LYDIA MARIA LOBATO
CARLOS ALBERTO ROSIÈRE
ROSALINE CRISTINA FIGUEIREDO E SILVA
MÁRCIA ZUCCHETTI
FRANCISCUS JACOBUS BAARS
JOSÉ CARLOS SÍCOLI SEOANE
FRANCISCO JAVIER RIOS
MÁRCIO PIMENTEL
GIUBRÁZ EWERTON MENDES
ARONI M. MONTEIRO*

SUMÁRIO

CAPÍTULO II

A MINERALIZAÇÃO HIDROTHERMAL DE FERRO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – CONTROLE ESTRUTURAL E CONTEXTO NA EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA DA PROVÍNCIA

RESUMO	25
ABSTRACT	26
I. INTRODUÇÃO	27
Apresentação	27
Contexto do Trabalho	29
II. GEOLOGIA REGIONAL	30
Arcabouço Litoestratigráfico	30
O Problema Estratigráfico	32
As Sequências Vulcanossedimentares	32
As Formações Ferríferas do Grupo Grão Pará	32
O Complexo Pium	33
Complexos Máficos-Ultramáficos	33
O Complexo Granítico Estrela	33
A Suíte Granítica Plaquê	33
O Granito Central Carajás e Suítes Granitóides Associadas	33
III. A ESTRUTURA DA PROVÍNCIA DE CARAJÁS	34
Arquitetura Regional da Dobra de Carajás	34
Zonas de Cisalhamento Regionais	35
Domos Estruturais	35
IV. OS DEPÓSITOS DE FERRO	35
Descrição dos Depósitos Estudados	37
V. ESTUDOS PETROGRÁFICOS	39
Jaspilitos e Minérios	42
Óxidos de Ferro de Jaspilitos & Minérios	42
Minerais Transparentes	42
Características dos Jaspilitos	44
Jaspilitos venulados e brechados	44
Características e Classificação dos Minérios de Ferro	46
Rochas Máficas Encaixantes	46
Rochas Metamáficas	46
Rochas Metamáficas Hematitizadas	50
VI. ESTUDOS DE QUÍMICA MINERAL	53
Análises por Microsonda Eletrônica	53
Carbonato	53
Clorita	54
Mössbauer em Magnetita	54

VII. ESTUDOS GEOQUÍMICOS	55
Jaspilitos e Minérios	55
Elementos Maiores	55
Elementos Traços	56
Elementos de Terras Raras	57
Jaspilitos dos depósitos N4W e N5E	58
Minérios de N1, N4E e N5E	58
Rochas Máficas	58
Discussão	60
Trabalhos Anteriores	60
Jaspilitos e Minérios de Alto Teor	60
Rochas Máficas	62
VIII. ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM HEMATITA E CARBONATO	62
Etapas de Trabalho	62
Métodos de Trabalho	62
Microscopia e Microtermometria de Infravermelho	62
Análises no Sincronon	63
Resultados	63
Em Hematita	63
Em Carbonato	64
IX. ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO EM CARBONATOS	64
Apresentação dos Dados	64
Jaspilitos	64
Minérios	64
Discussão	67
Implicações para a Origem do Fluido Hidrotermal	68
X. ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS	69
Sistema Sm-Nd	69
Jaspilitos	69
Rochas Máficas Hematitizadas	70
Sistema U-Pb em Gabro Hematitizado	70
XI. A QUESTÃO DA GÊNESE DE MINÉRIOS DE FERRO	71
XII. INTERPRETAÇÃO ESTRUTURAL, TECTÔNICA E METALOGENÉTICA	72
Mapa Geológico da Província de Carajás	72
Geometria e Cinemática da Deformação Arqueana	74
Geometria de Domo e Quilha	74
Contexto Geotectônico e Metalogenético no Arqueano e Paleoproterozóico	74
XIII. RELAÇÃO ESTRUTURA – MINERALIZAÇÃO EM FERRO	75
XIV. EVOLUÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MINERALIZAÇÃO EM FERRO	77
Zonas e/ou Estágios de Alteração	77
Jaspilitos	77
Rochas Máficas	77
Outras Feições Hidrotermais	77
XV. MODELO DE MINERALIZAÇÃO EM FERRO DE CARAJÁS	79
Relação com o Sistema Mineralizador dos Depósitos Óxidos de Ferro-Cobre-Ouro	84
XVI. CRITÉRIOS PROSPECTIVOS PARA MEGADEPÓSITOS DE FERRO NO CRÁTION AMAZÔNICO E NA PROVÍNCIA DE CARAJÁS	85
AGRADECIMENTOS	87
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87

A MINERALIZAÇÃO HIDROTERMAL DE FERRO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS – CONTROLE ESTRUTURAL E CONTEXTO NA EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA DA PROVÍNCIA

LYDIA MARIA LOBATO¹, CARLOS ALBERTO ROSIÈRE¹, ROSALINE CRISTINA FIGUEIREDO E SILVA¹, MÁRCIA ZUCCHETTI^{1,2}, FRANCISCUS JACOBUS BAARS³, JOSÉ CARLOS SÍCOLI SEOANE⁴, FRANCISCO JAVIER RIOS⁵, MÁRCIO PIMENTEL⁶, GIUBRÁZ EWERTON MENDES⁷, ARONI M. MONTEIRO⁸

¹Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG. Belo Horizonte. lobato@netuno.lcc.ufmg.br

²CPRM, Belo Horizonte - MG.

³Roots Rock Ltda., Belo Horizonte - MG.

⁴UFRJ, Rio de Janeiro - RJ.

⁵Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear-CNEN, Belo Horizonte - MG.

⁶UnB, Brasília - DF.

⁷Bolsista DTI-CNPq, ora atuando na MBR, Nova Lima - MG.

⁸CVRD-GAJAN, Carajás - PA.

RESUMO

Os depósitos de ferro de Carajás inserem-se na seqüência metavulcanossedimentar arqueana do Grupo Grão Pará, Supergrupo Itacaiúnas. Jaspilitos e minérios de alto teor (> 65% Fe) compõem a denominada Formação Carajás, sobreposta e sotoposta por rochas máficas. A presença de feições sedimentares e de texturas ígneas preservadas atestam para condições de baixo grau metamórfico. O conjunto jaspilitos-máficas apresenta características peculiares, distanciando-se da já antiga e exaurida classificação em tipos Lago Superior e Algoma.

A estrutura da Província de Carajás desenvolveu-se em nível crustal raso, com seqüências vulcanossedimentares neo-arqueanas intrudidas por corpos magmáticos cálcio-alcálicos sintectônicos e interagindo com seqüências metamórficas infracrustais pré-existentes. Nas unidades vulcanossedimentares, formaram-se dobras flexurais achatadas, com eixos de caimento WNW, intersectadas por diversas falhas transcorrentes subparalelas ao plano axial. A Serra dos Carajás representa um par sinformal-antiformal em forma de “S” (Dobra de Carajás), rompida pela Zona de Cisalhamento de Carajás, que divide a região em serras Norte e Sul, e que, provavelmente, também preparou o terreno para a percolação dos fluidos hidrotermais mineralizadores que deram origem aos depósitos de minério de ferro de alto teor. O ambiente geotectônico pode ser caracterizado por uma bacia retro-arco ou intra-arco, com fechamento em um cinturão colisional oblíquo, com encurtamento segundo a direção N-S em condições rasas, paralelo a subparalelo à direção geral da estratigrafia.

Jaspilitos caracterizam-se por apresentarem microbandamento e mesobandamento dados pela alternância de jaspe e óxidos de ferro e algum carbonato. Veios-vênulas de quartzo + carbonato, com hematita microlamelar, goethita e sulfetos associados, caracterizam jaspilito brechado. Os minérios podem ser bandados, maciços e/ou brechados e ocorrem com associações à hematita (± martita), localmente com carbonato. A seqüência mineralógica dos óxidos de ferro é definida como: hematita microcristalina-*Hm* → magnetita-*Mg* (kenomagnetita-*Kmg*) → martita-*Mt* → hematita

microlamelar-*Hml* → hematita anédrica-*Ha* → hematita euédrica-tabular-*He-Ht*. A hematita microcristalina parece corresponder ao óxido mais primitivo e a euédrica e/ou tabular, ao óxido mais tardio, ocorrendo tanto em veios-vênulas concordantes e discordantes como na forma de preenchimento de matriz de minério brechado. Os carbonatos são classificados como dolomita, kutnahorita e calcita subordinada. Partículas de ouro ocorrem associadas a sulfetos e carbonatos com hematita.

São distintos dois principais padrões de distribuição de elementos terras raras (ETR) em jaspilitos e minérios: (i) baixos conteúdos totais (Σ ETR), com enriquecimento em ETR leves, além de anomalia positiva de európio ($Eu/Eu^{*} > 1$), característica típica de formações ferríferas bandadas arqueanas (jaspilitos de N4W e N5E e minérios de N1 e N4E); (ii) concentração total relativamente elevada de ETR e ausência de anomalia positiva de európio, apresentando padrão quase horizontal de ETR (minérios de N5E).

As unidades máficas associadas são representadas por basaltos espilitizados, preservando diversas texturas ígneas, rochas vulcanoclásticas e gabros. Na lapa do minério em N4E e N5E, os basaltos encontram-se hematitizados e cloritizados, compostos principalmente por massa fina de talco, clorita (domina Fe-clinocloro), mica branca, hematita lamelar e martita. A alteração hidrotermal a hematita nos basaltos é nucleada pelas amígdalas, que atuaram como principal canal para a passagem e difusão do fluido hidrotermal. Constitui estágio de alteração a clorita com pouca hematita, restrita a amígdalas e a hematita com clorita, dispersa na rocha e em fraturas e vênulas geradas pelo rompimento das amígdalas.

Com o aumento de Fe, o conjunto das rochas máficas mostra progressivo aumento em Mg e diminuição em SiO₂ e Ca, que refletem mudanças causadas pela alteração hidrotermal em condições de altas razões fluido:rocha. Em relação ao padrão dos ETR, o comportamento de todas as amostras é homogêneo, com teores totais enriquecidos, anomalia negativa de Eu e enriquecimento de ETRL, de forma semelhante a outras rochas máficas do Grupo Grão Pará.

Através do estudo de inclusões fluidas, por microscopia de infravermelho, são identificadas quatro gerações de hematita em veios. Dados obtidos na hematita sugerem fluidos mineralizadores primários, com temperaturas mínimas entre 160° e 200°C e, aparentemente, de baixa salinidade (< 4% em peso de NaCl). Já as inclusões primárias, em cristais de carbonato, apontam para fluidos de altíssima salinidade (salmouras), em temperatura inferior às obtidas na hematita. A salinidade não pode ser expressa em termos de NaCl, tendo a presença de Ca²⁺ no fluido sido sugerida por estudo em μ XRF-Síncrotron, que também detecta a possível presença de manganês. Se for considerado um fluido no sistema CaCl₂-H₂O, os valores de salinidade devem ultrapassar 30 wt% CaCl₂. As temperaturas de homogeneização em carbonatos têm um pico principal em torno de 165°-170°C, considerada como temperatura mínima de formação desse mineral no setor estudado da Mina N4.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de calcita, encontrada em uma amostra de jaspilito, indicam uma origem marinha para essas rochas. Os $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das amostras de minério, dos depósitos N4 e N5, exibem afastamento dos valores isotópicos da calcita do jaspilito, com tendência geral de progressivo empobrecimento em $\delta^{13}\text{C}$ e enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$, indicando que o fluido hidrotermal mineralizador é proveniente de uma fonte externa. Esses valores mais leves em C sugerem que a dolomita formou-se de fluido advindo de reservatório de carbono compatível com uma origem profunda, de possível fonte magmática. Com base na equação dolomita-água, são obtidos $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ de +4,7‰ (a 160°C), +6,2 (a 180°C) e +7,5‰_{SMOW} (a 200°C), faixa de valores compatível com a de fluidos metamórficos, sendo os dois últimos também compatíveis com o $\delta^{18}\text{O}$ de fluidos magmáticos.

Dados Sm-Nd em jaspilitos indicam idade 2593 ± 260 Ma, com valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ de -4,2 e $MSWD = 2,3$. Em rochas máficas hematitizadas, a técnica Sm-Nd obtém idade de 1701 ± 97 Ma, com $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -14,3$ e $MSWD = 11,6$, interpretada como a melhor estimativa disponível até o momento para a época do evento hidrotermal mineralizador em ferro. O valor fortemente negativo de $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ sugere que o Nd e, possivelmente, outros metais como o Fe, derivaram das rochas arqueanas de Carajás. Os dados de isótopos de Nd são interpretados como indicativos de que o evento mineralizador teria resultado da reconcentração do ferro, das rochas vulcânicas máficas e jaspilitos. Por outro lado, é possível que os fluidos mineralizadores tenham derivado de, ou interagido fortemente com, rochas ígneas (granitóides) do Paleoproterozóico, as quais, regionalmente, possuem assinaturas isotópicas de Nd indistintas das rochas arqueanas de Carajás. Dados U-Pb em cristais de titanita e zircão hidrotermais, de gabros hematitizados, fornecem idade muito discordante de 1692 ± 150 Ma, com $MSWD$ elevado, idade que é similar àquela obtida por Sm-Nd.

A mineralização de ferro se desenvolveu no Paleoproterozóico sobre rochas exumadas da seqüência metavulcanossedimentar arqueana. A preparação estrutural arqueana aumentou localmente a permeabilidade das rochas, permitindo e facilitando o fluxo de fluido mineralizador em ferro e o desenvolvimento diferenciado de corpos de alto teor. O conjunto de dados obtidos permite propor que um único fluido mineralizador em ferro era predominantemente rico em H₂O-Fe-CO₂, alcalino, relativamente redutor (f_{O_2} no equilíbrio com magnetita) e mais quente que as rochas encaixantes, contendo espécies como S±U±Au, e que interagiu com essas rochas ao longo de canais de fluxo de fluido em regime de deformação dúctil-dúctil, em condições crustais epitermais. A força motora, capaz de gerar esses depósitos de ferro do Paleoproterozóico de classe mundial, foi um sistema hidrotermal ígneo, relativamente raso. Dessa forma, os depósitos de ferro de Carajás podem representar um membro de baixa temperatura do sistema hidrotermal óxidos de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits-IOCG*)

da Província, envolvendo fluidos de origem ígnea, como também, possivelmente, de origem meteórica.

Os estudos do Projeto Ferro Carajás incorporam novos paradigmas, com conseqüências econômicas para a utilização de critérios prospectivos, deduzidos da metalogênese hidrotermal de ferro, que são imediatas e positivas. Por um lado, modifica-se a noção de que os megadepósitos de ferro têm sua origem relacionada à deposição sedimentar química, no Arqueano, da seqüência de jaspilitos junto aos derrames vulcânicos, com posterior enriquecimento supergênico. Por outro lado, fica estabelecido que a mineralização de ferro relaciona-se à extensa alteração hidrotermal, associada a fluidos advindos de intrusões magmáticas alcalinas, possivelmente distais e do Paleoproterozóico.

ABSTRACT

The Carajás iron deposits are hosted by the Archean metavolcano-sedimentary sequence of the Grão Pará Group, Itacaiúnas Supergroup. Jaspilites and high-grade iron ores (> 65% Fe) constitute the Carajás Formation, under- and overlain by mafic rocks. Preserved sedimentary and igneous textures attest to low-grade metamorphic conditions. The characteristics of jaspilite-mafic rocks do not allow their classification according to the old Lake-Superior- or Algoma-type classes of banded iron formations.

The framework of the Carajás Province was structured at shallow crustal levels, with Neo-Archean volcano-sedimentary units intruded by syntectonic, calc-alkaline intrusives and overlying pre-existing infracrustal rocks. The structure of the volcano-sedimentary units is dominated by flattened flexural folds with axes moderately dipping WNW, intersected by several strike-slip faults sub-parallel to their axial plane. The Serra dos Carajás represents a s-shaped synform-antiform pair, named the Carajás fold. This regional structure is partially disrupted by the Carajás Shear Zone that divides it in the northern (Serra Norte) and southern (Serra Sul) ranges, and also probably prepared the terrane with the development of pathways for mineralizing hydrothermal fluids forming large high-grade massive iron bodies. The lithostructural data suggest continental-margin back-arc basin development and closure in an oblique collision belt, with N-S shallow crustal shortening, parallel to the inferred pre-existing strike of the stratigraphy.

Jaspilites are characterized by micro- and mesobanding imposed by alternating jasper and iron oxides. Cherty and/or quartz haloes are common amidst jasper bands. Quartz + carbonate veins and veinlets, with associated microlamellar hematite, goethite and sulfides typify brecciated jaspilites. The iron ores can be banded, massive and/or brecciated and occur associated with hematite (\pm martite), and locally with carbonate. The mineralogical sequence of iron oxides is defined as: microcrystalline hematite \rightarrow magnetite (kenomagnetite) \rightarrow martite \rightarrow microlamellar hematite \rightarrow anhedral hematite \rightarrow euhedral-tabular hematite. Microcrystalline hematite seems to be the most primitive oxide, while euhedral-tabular hematite is the late-stage oxide that occurs both in banding-parallel and discordant veins-veinlets and filling the matrix of brecciated ore. Carbonates are classified as dolomite, kutnahorite and subordinate calcite. Gold particles occur in association with sulfides, carbonates and hematite.

The distribution of the rare earth elements (REE) follows two main patterns that are distinctive for jaspilites and ores: (i) low total REE content (ΣREE), with enrichment in the light REE, and exhibiting a positive europium anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$), a characteristic that is typical of Archean banded iron formations (N4W & N5E jaspilites and N1 & N4E ores); (ii) relatively high ΣETR concentration and absence of the positive europium anomaly, with a near-horizontal pattern (defined by N5E ores).

The associated mafic units are represented by spilitized basalts, with a variety of igneous textures, volcanoclastic rocks and gabbros. Hematite-chlorite-rich basalts are the footwall rocks to ore in N4E and N5E, containing a fine-grained matrix of talc, chlorite (mainly Fe-clinocllore), white mica, lamellar hematite and martite. Iron-associated hydrothermal alteration of mafic rocks was induced by fluid infiltration in amygdales, which acted as the main fluid channel with subsequent diffusion, giving place to chlorite- and hematite-dominated alteration zones.

With increasing Fe, mafic rocks display progressive increase in Mg and decrease in SiO₂ and Ca, which reflect changes due to alteration under high fluid:rock ratios. The REE behavior of all samples is overall homogeneous, with relatively high Σ ETR, negative europium anomaly and LREE enrichment, similarly to other mafic rocks of the Grão Pará Group.

Infrared microscopic studies of fluid inclusions identify four generations of vein hematite. Data obtained on hematite suggest primary mineralizing fluids to have had apparently low salinity (< 4% NaCl eq.), and minimum temperatures around 160° - 200°C. Primary inclusions in carbonate point to highly saline (brines) fluids, at somewhat lower temperatures. The salinity values cannot be expressed as NaCl eq., with the presence of Ca²⁺ in the fluid having been suggested by μ XRF-Sincrotron analyses that also detect manganese. If a CaCl₂-H₂O fluid is considered, the salinity values must be over 30 wt% CaCl₂. The homogenization temperatures have a peak at 165° - 170°C.

The $\delta^{13}\text{C}$ values for calcite of one jaspilite sample indicate a marine origin for these rocks. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of ore dolomites plot away from the isotopic values of calcite, with progressive $\delta^{13}\text{C}$ depletion and $\delta^{18}\text{O}$ enrichment, indicating a fluid of external source. These lighter C values suggest that dolomite formed from a deep-sourced carbon reservoir, and was possibly a magmatic fluid. Based on the dolomite-water equation, fluid $\delta^{18}\text{O}$ values are obtained: +4.7‰ (at 160°C), +6.2 (at 180°C) and +7.5‰_{SMOW} (at 200°C), which are compatible with metamorphic fluids, with the two latter values being compatible with magmatic fluids.

Sm-Nd data of jaspilites yield an age of 2593 ± 260 Ma, with $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ at -4.2 and MSWD = 2.3. For hematitized mafic rocks, Sm-Nd data yield an age of 1701 ± 97 Ma, with $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -14.3$ and MSWD = 11.6, interpreted as the best available estimate for the

iron-mineralizing epoch. The strongly negative $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ suggests that Nd, and possibly other metals such as Fe, were extracted from the Carajás Archean rocks. The Nd isotopic data are interpreted to indicate that the mineralizing event resulted from iron reconcentration of jaspilites-mafic rocks; alternatively, it is possible that the mineralizing fluid derived from, or interacted with, Paleoproterozoic igneous rocks (granitoids) that register the same Nd isotopic signature of the Archean rocks. U-Pb data obtained in hydrothermal titanite and zircon from hematitized gabbros yield a highly discordant age of 1692 ± 150 Ma, with a high MSWD value, which is similar to the Sm-Nd age.

Paleoproterozoic iron mineralization developed over the exhumed Archean, metavolcano-sedimentary sequence. The Archean structural preparation locally enhanced rock permeability, allowing and facilitating fluid percolation and development of high-grade iron ores. Based on the data obtained in the present study, we propose that the iron mineralizing fluid was dominantly rich in H₂O-Fe-CO₂, alkaline, relatively reducing (f_{O_2} at magnetite equilibrium conditions), and hotter than the wall rocks, containing species like S±Cu±Au, having interacted with these rocks along channelways controlled by a brittle-ductile deformation, under epithermal crustal conditions.

The immense driving force for these Paleoproterozoic, world-class iron deposits was a relatively shallow, igneous-related hydrothermal system. If such a model is correct, the Carajás iron deposits could represent a low-temperature end-member of the iron oxide-copper-gold hydrothermal (IOCG) system in the Province, having probably involved fluids of igneous, as well as of meteoric origin.

The results obtained by the Carajás Iron Project incorporate new paradigms, with economic consequences for the use of prospective criteria deduced from the hydrothermal iron metallogeny, which are immediate and positive. These results have changed the notion that the iron megadeposits originated together with the Archean, chemical-sedimentary deposition of the jaspilite sequence together with the volcanic flows, followed by supergene enrichment. In contrast, it is now established that the iron mineralization is related to extensive hydrothermal alteration associated with fluids derived from possibly distal and Paleoproterozoic, alkaline, magmatic intrusions.

I. INTRODUÇÃO

Apresentação

O presente trabalho descreve as atividades desenvolvidas e os resultados obtidos ao longo do Projeto intitulado “Caracterização de distritos mineiros da Amazônia – Área-Alvo Ferro Carajás, Pará”, também conhecido como Projeto Ferro Carajás. O Projeto foi aprovado pela FI-NEP, em finais de 2001, e iniciado em janeiro de 2002, estendendo-se até junho de 2005.

As investigações nos depósitos de ferro da Serra Norte envolveram uma equipe de diversos pesquisadores coordenados pelos profs. Dra. Lydia Maria Lobato e Dr. Carlos Alberto Rosière, vinculados ao Departamento de Geologia e pesquisadores do Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências,

Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). A equipe completa do Projeto incluiu:

Participantes Principais

- Professores
 - Lydia Maria Lobato – coordenadora;
 - Carlos Alberto Rosière – vice-coordenador;
 - José Carlos Sícoli Seoane, Prof. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dept. Geologia;
 - Márcio Pimentel, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Outros
 - Franciscus Jacobus Baars, M.Sc., Diretor da Roots Rock Ltda., Belo Horizonte;
 - Francisco Javier Rios, Ph.D., pesquisador do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear- Comissão Nacional de Energia Nuclear, Belo Horizonte;

- Giubráz Ewerton Mendes, Bolsista de Desenvolvimento Tecnológico e Industrial-DTI do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq;
- Aroni Maciel Monteiro, geólogo da Companhia Vale do Rio Doce-CVRD, na Gerência de Planejamento de Mina e Geologia, Diretoria de Ferrosos Norte.
- Estudantes-UFMG de Pós-Graduação
 - Mestranda Rosaline Cristina Figueiredo e Silva (2002-2004, com bolsa da CAPES);
 - Doutorandas Rosaline Cristina Figueiredo e Silva (desde 2004, com bolsa da CAPES) & Márcia Zucchetti (desde 2003, geóloga da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Belo Horizonte CPRM).

Outros Participantes:

- Estudantes de Graduação UFMG
 - Ana Luíza Maciel e Leonardo L. da Silva (bolsistas de iniciação científica-BICs do CNPq, UFMG);
 - Sebastião R. C. de Souza, Ricardo Pagung, Vinícius L. Moreira.
- Bolsista DTI-CNPq Danielle Piuzana (em 2002).
- Profa. Zara G. Lindenmayer (UNISINOS).

Colaboradores Eventuais:

- CVRD, GEMIN-GAJAN (Carajás): geólogos Celso A. Henning Júnior, Gilberto L. P. Silva, Henrile Meireles (entre 2002-2003), Lambertus Schardt, Paulo H. Matias e Sérgio Guedes (até início 2005), além dos técnicos Ana Rogéria Brito, João Bezerra, João Freitas.

O financiamento dos custos das atividades de pesquisa foi realizado através da Financiadora de Estudos e Projetos-FINEP do Ministério de Ciência e Tecnologia, com apoio financeiro adicional do Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM e de diversas empresas de mineração, sob a coordenação da Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira-ADIMB. Os recursos cobriram despesas referentes à períodos de campo, confecção de lâminas delgadas e seções polidas, análises químicas, inclusões fluidas, isótopos estáveis e radiogênicos, inclusive com obtenção de dados geocronológicos e análises minerais por microsonda eletrônica. Recursos adicionais da Companhia Vale do Rio Doce ainda custearam parcialmente os trabalhos de campo da equipe (alimentação, hospedagem e combustível).

A pesquisa contou ainda com o apoio de diversas instituições nacionais e internacionais de fomento à pesquisa:

- Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq, através de Bolsa de Produtividade de Pesquisa dos coordenadores e outros

pesquisadores, Bolsas de Iniciação Científica e DTI.

- CVRD, que colocou à disposição todo material necessário à realização dos trabalhos de campo, bem como arquivos históricos, de rochas e lâminas, além de autorizar o acompanhamento de seus geólogos e técnicos em todas as etapas necessárias.
- UFMG, cujas instalações foram utilizadas durante os trabalhos. Pesquisadores desta instituição participaram na orientação de alunos.
- UnB, UFRJ, em cujos institutos de geociências foram realizadas análises de isótopos radiogênicos (UnB) e interpretação de imagens (UFRJ).
- Para as mais diversas análises realizadas, estiveram envolvidos laboratórios de mais alta qualidade, no Brasil e no exterior:
 - (i) de Inclusões Fluidas e Metalogênese (LIFM-EC4), Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear-CDTN (CNEN) – em cooperação;
 - (ii) de Mössbauer, sob responsabilidade do Dr. Waldemar Macedo, no CDTN-CNEN, que realizou análises em magnetita em cerca de 15 amostras – em cooperação;
 - (iii) do Council for Geosciences em Pretoria, África do Sul, pela pessoa do U. Horstman, que realizou as análises de isótopos de carbono e oxigênio, com apoio de Jens Gutzmer da Rand Afrikaans Universiteit – em cooperação;
 - (iv) Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília, sob responsabilidade do Prof. Dr. Márcio Pimentel – em cooperação;
 - (v) de Microanálises-LMA, do consórcio dos departamentos de Física-Geologia-Química e CDTN, instalado no Instituto de Ciências Exatas da UFMG, onde as análises por microsonda eletrônica foram realizadas pela atuação técnica de Willian Tito – como prestação de serviços;
 - (vi) de análises geoquímicas ACME Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver, Canadá, onde foram realizadas análises de rocha, para elementos maiores, traços e terras raras.

Os períodos de campo em Carajás foram realizados entre os anos de 2002 a 2004. Em maio de 2002, foram coletadas cerca de 60 amostras de furos de sondagem. No mês de outubro do mesmo ano, foram realizados 10 dias de campo, objetivando o reconhecimento dos depósitos N4E, N4W e N5E, com amostragem de três furos de sondagem, e o mapeamento da região entre os depósitos N1 e N2.

Nos 10 dias de campo em maio de 2003, foram detalhados os contatos entre protominério e minério, minério e rochas encaixantes, nos depósitos N4E, N4W e N5E. Diversos furos de sondagem foram investigados para nova amostragem, objetivando caracterizar zonas de alteração em jaspilitos e rochas máficas.

A seleção de amostras para laminação foi realizada a partir de furos de sondagem amostrados em maio/outubro de 2002, complementada em maio de 2003. Entre amostras de jaspilitos e minérios, foram preparadas cerca de 120 lâminas delgadas polidas, cinco seções polidas e lâminas delgadas de diversas rochas dos depósitos N4E, N4W e N5E. Foram cerca de 100 lâminas delgadas polidas de rochas máficas, em diferentes estágios de alteração. Estas foram preparadas no laboratório do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa pelo técnico Fernando Soares de Souza.

As descrições petrográficas microscópicas vêm sendo realizadas desde dezembro de 2002. O estudo petrográfico foi realizado utilizando microscópios, em luz transmitida e luz refletida, das marcas LEICA (adquirido através do CnPq, com recursos do Projeto, em 2003) e Zeiss, pelas objetivas de 2,5X, 5X, 10X, 20X e 50X, e ocular 10X.

As análises de química mineral em amostras de jaspilitos, minérios de ferro e rochas máficas, previamente preparadas, foram realizadas em microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8900RL.

As cerca de 90 amostras submetidas à análise geoquímica foram britadas e pulverizadas no Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia (LOPAG) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, coordenado pelo Prof. Maurício Carneiro. Posteriormente, foram realizadas análises geoquímicas e pelo método ICP-MS no laboratório ACME Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver, Canadá.

No tratamento dos dados analíticos de rocha e mineiros, utilizou-se o programa Minpet® Mineralogical and Petrological Data Processing System versão 2.02, de autoria de Linda R. Richard. Os cálculos de razões entre ETR foram efetuados no Excel 2000®.

Contexto do trabalho

A Província Mineral de Carajás situa-se na parte oriental do Cráton Amazônico, no leste-sudeste do estado do Pará (Figura I.1 a), e é considerada uma das principais províncias mineraiis do mundo, com produção e potencial crescentes para Fe, Mn, Cu, Au, Ni, U, Ag, Pd, Pt e Os, entre outros.

Ocorrências de minério de ferro na Serra dos Carajás foram descobertas em agosto de 1967, pela Companhia

Meridional de Mineração, sendo o denominado Depósito N1 a primeira área. Em 1969, 18 áreas de pesquisas foram requeridas, abrangendo um total de 160.000 ha. De 1970 a 1972, um intenso programa de pesquisa foi realizado (Beisegel *et al.* 1973).

Os depósitos de ferro são hospedados pelas rochas da Formação Carajás, ao longo da serra homônima de 400 a 700 m de altitude. São tradicionalmente classificados em três distritos, a saber, as serras Norte, Sul e Leste onde ocorrem 39 corpos descontínuos de minério de alto teor. No distrito mineiro da Serra Norte, acham-se as minas a céu aberto N4 e N5, além dos depósitos N1 a N3 e N6 a N9. A espessura do pacote mineralizado varia entre 250 e 300 m, o comprimento entre 200 m (N3, N6, N7 e N9) até 10 km (N4) e a terceira dimensão (extensão em profundidade, segundo o mergulho) pode atingir até 600 m. Inúmeros depósitos de ferro, não explotados, também são distribuídos nas serras Leste, SL1 a SL3, e Serra Sul, S11 a S45. Os depósitos N1, N4 e N5, alvos do presente trabalho, têm Parauapebas como município referente (Figura I.1 b).

A mineralização de ferro enquadra-se na seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Grão Pará, onde predominam rochas máficas vulcânicas sobrepostas e soto-postas a jaspilitos e corpos descontínuos de minério de ferro de alto teor (> 64% Fe) da Formação Carajás. A mina N4E foi a primeira a entrar em operação em 1985 e a mina N5 também está em atividade.

Durante o projeto, foram desenvolvidos trabalhos de reconhecimento regional, mapeamento e análise estrutural, tanto em afloramentos de superfície dentro e fora da área de mineração, quanto nas cavas das minas. A amostragem para estudos petrográficos, texturais, geoquímicos e geocronológicos foi feita em material de superfície e testemunhos de sondagem.

Para a interpretação de produtos de processamento digital de imagens de sensores remotos, foram executados levantamentos de campo para a interpretação do arcabouço litoestrutural e elaboração de um mapa geológico integrado em 1:200.000 da Serra dos Carajás, com detalhes na escala de 1:50.000. A utilização de sistema de informação geográficas (SIG), em ambiente 3D, permitiu ainda a integração e avaliação de dados disponíveis, juntamente com aqueles adquiridos durante a execução do projeto.

O desenvolvimento recente, no Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear-CDTN (CNEN), do método de estudo de mineraiis opacos de ferro utilizando radiação NIR (*near infrared*; Rios *et al.* 2000), que permite que mineraiis como hematita, wolframita e sulfetos comportem-se como transparentes, está permitindo pesquisar, pela primeira vez no Brasil e na América do Sul, os

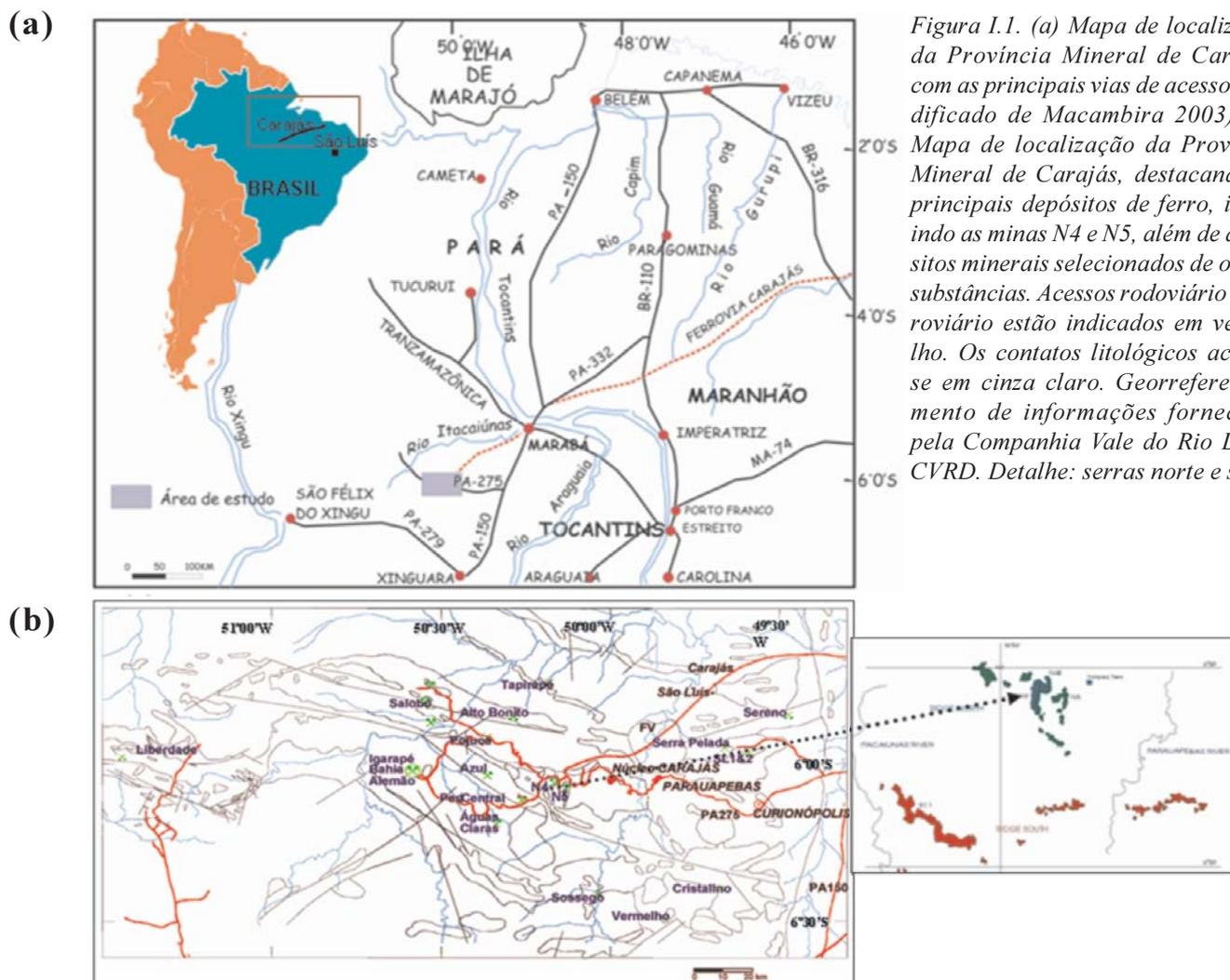


Figura 1.1. (a) Mapa de localização da Província Mineral de Carajás, com as principais vias de acesso (modificado de Macambira 2003). (b) Mapa de localização da Província Mineral de Carajás, destacando os principais depósitos de ferro, incluindo as minas N4 e N5, além de depósitos minerais selecionados de outras substâncias. Acessos rodoviário e ferroviário estão indicados em vermelho. Os contatos litológicos acham-se em cinza claro. Georreferenciamento de informações fornecidas pela Companhia Vale do Rio Doce-CVRD. Detalhe: serras norte e sul.

paleofluidos geradores dos gigantescos depósitos de hematita da Serra dos Carajás do Pará, assim como do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. A implementação do primeiro estágio de um sistema de microscopia e microtermometria utilizando radiação NIR do laboratório de inclusões fluidas, LIFM-CDTN, foi possível, em boa parte, pelo apoio da FAPEMIG, através dos Projetos CRA 175-02 e CRA 594-04. Não são mais de 4 ou 5 os laboratórios do mundo inteiro que possuem um sistema MIV em rotina.

Alguns dos resultados obtidos ao longo do desenvolvimento do Projeto foram apresentados em palestras e *workshops* e sintetizados em publicações, tais como anais de congressos e periódicos nacionais e internacionais. Parte significativa dos resultados obtidos pelo Projeto Ferro Carajás, apresentados no presente artigo, é fruto de pesquisas ligadas à pós-graduação do Departamento de Geologia da UFMG, incluindo Seminários de Qualificação (Guedes 2000, Zucchetti 2005), uma dissertação de mestrado já defendida (Figueiredo e Silva 2004) e duas teses de doutorado em andamento de R. C. Figueiredo e

Silva & M. Zucchetti. Entre os trabalhos publicados estão Guedes *et al.* (2002), Lobato *et al.* (2004, 2005), Rosière *et al.* (2004, 2005), Zucchetti & Lobato (2004, 2005), Figueiredo e Silva *et al.* (2004, 2005), Rios *et al.* (2004), Seoane *et al.* (2004). São também importantes fontes de referência documentos internos da CVRD, assim como informações diversas fornecidas pelos geólogos e técnicos da GAJAN-Planejamento de Mina e Geologia, Diretoria de Ferrosos Norte.

II. GEOLOGIA REGIONAL

Arcabouço Litoestratigráfico

A região da Província Mineral de Carajás é considerada como a área limitada a leste pelos rios Araguaia-Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, a norte pela Serra do Bacajá, e a sul pela Serra dos Gradaús (DOCEGEO 1988). Sua designação como província deve-se à sua enorme riqueza mineral, incluindo os depósitos de ferro das

serras Norte (N1 a N9), Sul (S1 a S45) e Leste; os depósitos da classe óxidos de Fe-Cu-Au, Salobo, Pojuca, Alemão, Igarapé Bahia, Cristalino, Sossego, Alvo 118, Gameleira; Manganês Azul; e de níquel Vermelho. A área coberta por esses depósitos constitui rochas metavulcanossedimentares. A mesma é tida como uma bacia neoarqueana, sobreposta a um embasamento mesoarqueano a neoarqueano, e contém rochas de complexos ígneos e metamórficos (Tassinari *et al.* 2000).

Terrenos granito-gnáissicos tipo tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) são tidos como pertencentes ao Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974) e considerados por grande parte dos autores como embasamento, sendo sotopostos às seqüências metavulcanossedimentares. Este complexo vem sendo subdividido em unidades geológicas independentes, em função de maior detalhamento da cartografia geológica. A cartografia geológica mais atual é parte do sistema de informações geográficas (SIG) de Bizzi *et al.* (2001) em escala 1:2.500.000, que pode ser representada em 1:1.000.000 (Figura II.1).

Na parte sul da região encontra-se o *greenstone belt* Rio Maria (3,2 a 2,9 Ga; Figura II.1), que contém importantes mineralizações auríferas. DOCEGEO (1988) propõe o termo Supergrupo Andorinhas para nomear todas as seqüências tipo *greenstone* da região da Província Mineral de Carajás. A unidade é composta por rochas vulcânicas máficas a ultramáficas (incluindo komatiitos), intercaladas com rochas sedimentares (pelitos, formação ferrífera bandada-FFB, *chert*) na base (Grupo Babaçu),

gradando para rochas vulcânicas intermediárias a félsicas associadas com folhelho, gravaca e FFB, no topo (Grupo Lagoa Seca). O resultado da datação, pelo método U-Pb em zircão de rochas vulcânicas félsicas do Grupo Lagoa Seca (Supergrupo Andorinhas) da região de Rio Maria, indica idades de 2,9 Ga (Macambira 1992) e 3,0 Ga (Pimentel & Machado 1994).

Vários corpos graníticos arqueanos também cortam a região, como os granitos e dioritos da Suíte Plaquê (aproximadamente 2,74 Ga, Huhn *et al.* 1999), e os álcali-granitos foliados Planalto (2,75 Ga - Huhn *et al.* 1999; 2.736±24 Ma - Avelar *et al.* 1999). Os complexos ígneos são atualmente individualizados geologicamente e geocronologicamente, identificando-se então outras suítes neoarqueanas pertencentes ao embasamento. Nessa região, dados geocronológicos e relações de campo têm mostrado que estes plútons granitóides são mais novos que as seqüências *greenstone belt*. A exceção é o tonalito Arco Verde, que é contemporâneo com as seqüências tipo *greenstone belt* (idades de 2,9 Ga, segundo Althoff *et al.* 1991).

Segundo Araújo *et al.* (1988), a parte norte da Província é constituída pelo chamado Cinturão Itacaiúnas (Figura II.1), com rochas mais antigas pertencentes ao Complexo Pium ou ao Complexo Xingu. Segundo Araújo & Maia (1991), as rochas granulíticas do Complexo Pium (3,0 Ga, Rodrigues *et al.* 1992) ocorrem como numerosos corpos alongados (comprimento máximo de 35 km), subparalelos à foliação regional E-W. São interpretados

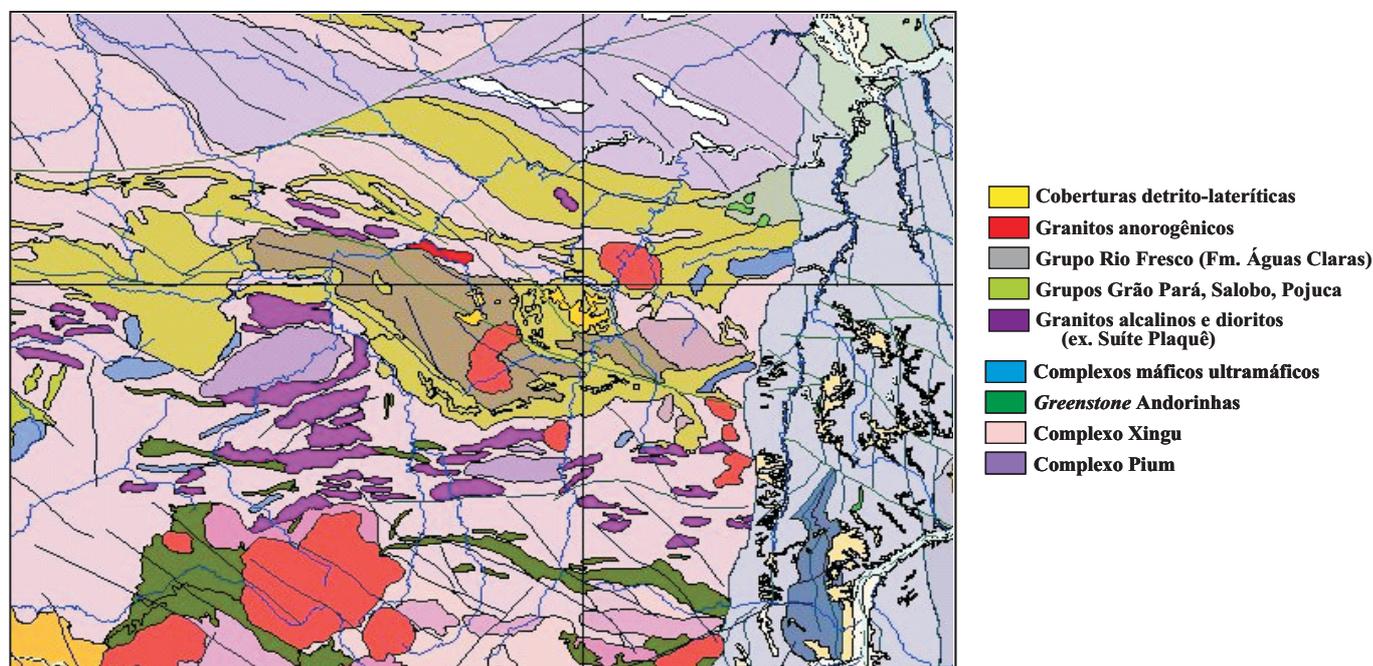


Figura II.1. Mapa geológico da Província Mineral de Carajás e terrenos adjacentes (extraído de Bizzi *et al.* 2001), com resolução na escala 1:2.500.000. Consultar sistema de informações geográficas (SIG, Seoane & Baars 2002) para detalhes litoestratigráficos e, para legenda, Bizzi *et al.* (2001).

como fragmentos de crosta inferior, colocados ao longo de zonas de cisalhamento (Araújo *et al.* 1988) ao sul da bacia.

A Serra dos Carajás, propriamente dita, é constituída de dois conjuntos rochosos maiores, sendo um conjunto metavulcanossedimentar e outro metassedimentar. Junto com outras seqüências metavulcanossedimentares, compõem o Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988). O mesmo inclui seqüências litoestratigraficamente contemporâneas ou pene-contemporâneas, previamente descritas e agrupadas como os grupos Igarapé Bahia, Aquiri e Grão Pará na porção sul, em fácies metamórfica xisto verde, e grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca em fácies metamórfica anfíbolito na porção norte da Província. Estes grupos foram assim caracterizados em função da posição geográfica dos depósitos homônimos, descritas em igarapés que cortam a região. DOCEGEO (1988) englobou ainda o Grupo Buritirama no Supergrupo Itacaiúnas.

O Problema Estratigráfico

A Província Mineral de Carajás é definida por seqüências vulcanossedimentares que experimentaram os efeitos de dobramento regional, falhamento transcorrente, metamorfismo de contato e/ou metassomatismo ao redor de domos graníticos, além de alteração hidrotermal relacionada a diversos eventos de mineralização.

A soma de todos esses fatores afetaram as seqüências de forma heterogênea resultando no contato de litologias semelhantes, mas com graus distintos de alteração hidrotermal, metamorfismo térmico e intensidade de deformação, resultando em um Supergrupo Itacaiúnas mal definido.

As Seqüências Vulcanossedimentares

O Grupo Grão Pará (Beisiegel *et al.* 1973), de idade 2,76 Ga (Santos 2003), compreende rochas vulcânicas máficas e félsicas associadas a sedimentos e lentes de FFB, incluindo jaspilitos. Macambira *et al.* (1990) enquadraram as rochas metavulcânicas superiores aos jaspilitos do Grupo Grão Pará como uma unidade independente, denominada Formação Igarapé Cigarra. O grau metamórfico é muito baixo, de fácies xisto verde muito baixo a baixo. As rochas ígneas foram consideradas co-originárias de vulcanismo marinho toleítico, embora Meirelles & Dardenne (1991) as tenham interpretado como shoshonitos de um arco magmático. Os grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca são seqüências vulcanossedimentares semelhantes que têm sido comparadas ao Grão Pará por

diversos autores (*e.g.*, Hutchinson 1979, Lindenmayer & Fyfe 1992). Santos (2003) elaborou um sumário de dados geocronológicos que indicam que o Grupo Igarapé Pojuca é aproximadamente 30 Ma mais jovem que os grupos Grão Pará e Igarapé Salobo. A presente pesquisa conclui que, embora uma rigorosa correlação estratigráfica entre estas unidades não seja no momento clara, as mesmas devem ter tido, provavelmente, seu desenvolvimento em um único sistema de arco magmático em evolução. Cada uma das idades de deposição vulcanossedimentar está diretamente associada a plutonismo máfico e granitogênese de idades correspondentes, refletindo períodos de evolução do arco.

A posição estratigráfica de outras unidades, tais como os grupos Buritirama e Aquiri, ainda representa uma questão em aberto para a compreensão da evolução geológica da Província de Carajás.

Silva *et al.* (1974) denominaram Formação Rio Fresco uma seqüência de sedimentos psamo-pelíticos, com metagrauvas e arenitos, siltitos e conglomerados, em aparente discordância com o Grupo Grão Pará. Araújo & Maia (1991), entretanto, a renomearam como Formação Águas Claras, pertencentes ao Grupo Grão Pará. Zircões detriticos da camada superior dessa unidade forneceram uma idade de 2,68 Ga (Trendall *et al.* 1998). Os mesmos foram interpretados como produto de vulcanismo sin-sedimentar relacionado a diques máficos de idade 2,64 Ga que cortam toda a seqüência.

As Formações Ferríferas do Grupo Grão Pará

Na Serra Norte, as formações ferríferas do Grupo Grão Pará são principalmente jaspilitos. Estas rochas têm composição variável com 17,11-43,30% Fe e 35,10-60,845 SiO₂ (Tolbert *et al.* 1971, Beisiegel *et al.* 1973). Apresentam típica intercalação de bandas claras e escuras, de espessura centimétrica (mesobandas), e microbandamento com lâminas de óxido de ferro intercaladas com lâminas vermelho brilhante a claras, constituídas de SiO₂ microcristalina (jaspe e *chert*) com inclusões de hematita microcristalina. As mesobandas escuras são constituídas por óxidos de ferro apresentando uma variedade de texturas. As fases dominantes são hematita fina a microcristalina e magnetita martitizada. Localmente, desenvolvem-se cristais maiores de quartzo apresentando típica textura granoblástica. Figueiredo e Silva (2004) e Figueiredo e Silva *et al.* (2005) descreveram em detalhe texturas sedimentares e hidrotermais preservadas no minério e nas rochas encaixantes nos depósitos da Serra Norte.

Corpos de formação ferrífera são lenticulares, descontínuos, sendo melhor conhecidos e caracterizados nas

zonas de ocorrência de corpos de minério de alto teor (Fe > 65%). A presença de formações ferríferas, minérios de alto teor e outros corpos monominerálicos de óxido de ferro de origem hidrotermal, tais como magnetitos, é comum na região, embora tais corpos não sejam obrigatoriamente de mesma idade ou sequer correlacionáveis entre si, tanto no tempo como no espaço. Corpos maciços de óxidos de ferro estão também associados a corpos mineralizados em Fe-Cu-Au, Au e Cu em áreas distintas, tais como Igarapé-Bahia-Alemão, Cristalino, Serra do Rabo, Serra Pelada, Serra do Salobo e Sossego.

O Complexo Pium

O Complexo Pium compreende rochas metamórficas de alto grau de origem magmática e vulcanossedimentar, cujo protólito mais antigo está datado em 3,0 Ga, pelo menos, com registro metamórfico de 2,85 Ga (Pidgeon *et al.* 2000). Embora este último dado seja proveniente de amostra de origem incerta, nota-se que é coincidente com as idades dos cinturões de rochas verdes localizados ao sul da Província Carajás, tais como os grupos Rio Maria e Andorinhas.

Complexos Máficos-Ultramáficos

Na Serra dos Carajás ainda ocorrem complexos máficos-ultramáficos, como os de Luanga ($2,763 \pm 0,006$ Ga; Machado *et al.* 1991), Serra das Onças, Vermelho e Santa Inês. Os mesmos truncam todas as seqüências meta-vulcanossedimentares.

O Complexo Granítico Estrela

O Complexo Granítico Estrela (Barros 1977), que inclui granitos, monzonito miarolítico, sienito e diorito, é sin-orogênico e intrusivo nas rochas vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, ao longo de eixo de alongamento E-W, em 2,76 Ga (Barros *et al.* 2001), produzindo uma espessa auréola de metamorfismo de contato. A deformação foi predominantemente por achatamento, com desenvolvimento de xistosidade de orientação E-W, e milonitização local nas margens do plúton e nas rochas encaixantes que incluem rochas metavulcânicas máficas, xistos de composição ultrabásica, FFBs, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas. Relações de campo e os trabalhos de petrografia metamórfica (Barros 1997) indicam que as rochas do Complexo Estrela, ou Suíte Estrela, intrudiram em ambiente crustal raso e tectonicamente ativo, aqui interpretado como associado ao fechamento das bacias do tipo retro-arco ou intra-arco, onde foram depositadas

as seqüências vulcanossedimentares. Esse representa o principal evento de deformação registrada na Província Carajás ao fim do Arqueano.

Dados geocronológicos que dão uma idade de 2,56 Ga, para a cristalização do Granito Estrela, podem ser interpretados como representativos de uma idade mínima Pb-Pb. Embora uma idade semelhante tenha sido encontrada para o Granito Pojuca (Souza & Dall'Agnol 1996). Machado *et al.* (1991) determinaram idade de 2,57 Ga para o Granito Salobro Velho e Tallarico *et al.* (2005) determinaram idades semelhantes para titanitas do Depósito Cu-Au Igarapé Bahia-Alemão.

A Suíte Granítica Plaquê

A suíte granítica cálcio-alcálica Plaquê compreende corpos intrusivos graníticos do tipo I, e de monzonito, alongados segundo a orientação E-W, incluindo variedades de trama variável entre equigranular e oftálmica, que intrudem as rochas encaixantes principalmente a sul e leste da Província de Carajás. Uma idade Pb-Pb de 2,74 Ga foi sugerida por Avelar *et al.* (1999) como a de intrusão. Os granitos Planato e Serra do Rabo, assim como o Diorito Cristalino, que hospedam parcialmente a mineralização Cu-Au, têm características semelhantes (Santos 2003). As relações de campo para essa suíte de rochas indicam uma intrusão sin-tectônica, semelhante ao Granito Estrela. As diferenças de textura são aqui interpretadas como diferenças de nível crustal e de erosão.

O Granito Central Carajás e Suítes Granitoides Associadas

O granitóide Central Carajás, Musa Cigano Pojuca e suítes similares compreendem corpos plutônicos de granitos, álcali-granitos, granodioritos e dioritos. Estas rochas são onipresentes no Cráton Amazônico, a leste do arco magmático do Tapajós (Santos *et al.* 2001, Santos 2003). Os plútons não apresentam orientação preferencial e não mostram indícios de terem experimentado metamorfismo. Os granitos são alcalinos a cálcio-alcálicos, de modo que alguns autores os classificaram como anorogênicos (*e.g.*, Dall'Agnol *et al.* 1999). Os presentes autores sugerem, como alternativa, que tais granitoides sejam as manifestações intracontinentais de colisão continental distal ao arco magmático propriamente dito, estes representados por ambiente crustal tectônico distensivo, com possível herança radiogênica da placa subductada rasa e da litosfera associada.

III. A ESTRUTURA DA PROVÍNCIA DE CARAJÁS

A proposta de evolução estrutural para a Província de Carajás (Rosière *et al.* 2004, 2005) resulta da integração de dados obtidos por trabalhos de campo dos autores com dados já existentes, além de interpretações de Imagens Landsat 7 (ETM+) e 5 (TM) de radar JERS-1, entre outros.

A estrutura dominante da Serra dos Carajás é definida por Beisegel *et al.* (1973) como um sinclinório de aproximadamente 1.000 km de comprimento e 100 km de largura, com eixo WNW-ESE. Araújo & Maia (1991) definiram o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, de orientação E-W, formado na porção norte pelos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento. O primeiro representa a descontinuidade mais destacada, com cerca de 130 km de comprimento (Pinheiro & Holdsworth 2000), e indicação cinemática predominantemente sinistral. Segundo Holdsworth & Pinheiro (2000), as deformações associadas à falha Carajás ocorreram em níveis crustais relativamente rasos (< 5 km), mas suas orientações seriam fortemente controladas por um *trend* de trama dúctil pré-existente nas rochas do embasamento (Pinheiro & Holdsworth 1997).

O domínio setentrional da falha contém corpos de minério de ferro dobrados, falhados e rotacionados, denominados N1 a N9 (na Serra Norte), além de corpos de minério na Serra Leste. Várias ramificações lítricas do tipo *splay*, de orientação N-S, controlam o posicionamento desses corpos. O domínio meridional inclui corpos de minério da Serra Sul, denominados S1 a S45, mergulhando para norte. Estes compõem um flanco sul da estrutura, sem aparente basculamento ou rotação de blocos.

Entretanto, a análise das estruturas em macro-escala e meso-escala (Rosière *et al.* 2005) indica uma superposição de eventos. Esses podem ser interpretados de forma errônea, em função da complexidade geológica, da escassez de afloramentos, em grande parte das áreas, e do pequeno volume de informação detalhada e de domínio público. Com a finalidade de entender a estrutura tectônica da Província de Carajás e sua importância na mineralização de ferro, os presentes autores consideram necessário abordar o problema de duas formas distintas:

- análise crítica da seqüência estratigráfica;
- análise estrutural detalhada combinando dados de campo e sensoriamento remoto.

A análise estrutural e integração de dados realizada pela equipe usa como base (i) o geoprocessamento e interpretação lito-estrutural dos dados espectrais Landsat ETM7, (ii) o modelo digital de terreno SRTM (NASA/JPL 2005, Seoane *et al.* 2004) e Imagem da Banda C de

radar (NASDA/MITI 1998). Os mapas litológicos produzidos foram integrados nos mapas existentes (Bizzi *et al.* 2002, Rezende & Barbosa 1972, Araújo & Maia 1991, Faraco *et al.* 1996).

São classificados, de acordo com o tipo de refletor (Figura III.1 a), os dados estruturais da interpretação de lineamentos de imagens de radar. A interpretação detalhada da banda C, de imagens JERS-1 de 80 m de resolução, privilegia refletores estruturais e revelou uma miríade de estruturas discretas e penetrativas que cortam toda a Província de Carajás. Estas estruturas permitem o reconhecimento preliminar de domínios que, em conjunto com interpretações litoestratigráficas e dados de campo, estabelecem relações estruturais e evolutivas para a região. As conclusões desses trabalhos são em grande parte abordadas em Rosière *et al.* (2005).

Arquitetura Regional da Dobra de Carajás

A continuidade regional das diferentes seqüências vulcanossedimentares na Província de Carajás apresenta uma estruturação aproximadamente NE-SW, dobrada, com o desenvolvimento de um sistema de eixo com caimento moderado, aproximadamente para WNW, intersectado por diversas falhas de orientação geral E-W, subparalelas ao plano axial (Figura III.1 b). A Serra Sul corresponde conseqüentemente ao flanco sul de um par sinforme-antiforme em forma de “S”, aqui denominado Dobra de Carajás. A zona de charneira desta estrutura sinformal é angulosa e corresponde ao Platô da Água Boa. A Serra Norte corresponde ao antiformal conjugado, cujos flancos foram estirados, sendo a zona de charneira desmembrada em diversos blocos, alguns rotacionados (Rosière *et al.* 2005).

As unidades metavulcanossedimentares, com mineralização em Cu e Au nos dioritos, FFBs e metabasaltos, vêm a constituir, por exemplo, o Depósito Cristalino, na Serra do Rabo, a leste da Serra dos Carajás. A seqüência da Serra do Rabo não apresenta continuidade física com a seqüência da Serra Sul e da Água Boa, mas os estratos apresentam orientação semelhante, aproximadamente N-S com dobras de eixo E-W. A continuidade para norte da seqüência da Serra do Rabo é interrompida pelo Granito Estrela. Suas características são semelhantes às unidades encontradas na seqüência vulcanossedimentar da Serra Leste, que nos leva a inferir uma correlação entre essas unidades e outras semelhantes localizadas a sul da Província de Carajás.

Outras seqüências vulcanossedimentares semelhantes não aparecem a leste da Serra do Rabo. Mapas geológicos regionais (p.ex. Bizzi *et al.* 2001) mostram que as seqüências arqueanas estão cobertas por sedimentos proterozóicos do Cinturão de dobramento e cavalgamen-

tos Araguaia. Trabalhos de mapeamento por um dos co-autores, F. J. Baars, mostram entretanto que nessa região afloram rochas magmáticas da infraestrutura crustal, semelhantes àquelas encontradas a sul da Província de Carajás, e que as unidades neoproterozóicas provavelmente afloram 30 km além para leste.

Zonas de Cisalhamento Regionais

As zonas de cisalhamento Carajás e Cinzento têm caráter rúptil-dúctil, sendo comumente acompanhadas de silicificação das rochas por elas cortadas, e apresentam orientação entre E-W e ESE-NNW, sub-paralela ao plano axial das dobras E-W. Associada e restrita a essas zonas, ocorre ainda uma fina xistosidade penetrativa encontrada nas rochas metavulcânicas e metapelíticas. A Zona de Carajás apresenta cinemática sinistral e acompanha o flanco rompido que divide o par antiformal-siniformal que caracteriza a Dobra de Carajás. Trata-se provavelmente do produto de amplificação da dobra durante os estágios tardios do encurtamento N-S. Similarmente, a Zona de Cisalhamento do Cinzento aparenta ter se desenvolvido ao longo de outro par antiformal-siniformal entre as serras Norte e do Salobro, com o flanco comum rompido e deslocado paralelamente ao plano axial.

Domos Estruturais

A análise das estruturas regionais, registradas nas seqüências vulcanossedimentares em torno do Complexo Pium, indica que as unidades supracrustais envolvem o complexo magmático e metamórfico mais velho como um bloco resistente. Na Serra Sul, na parte nordeste do complexo, grandes dobras isoclinais têm eixo com caimento para NNW, orientação esta distinta do *trend* regional E-W dos corpos encontrados na porção mais oriental da serra. As unidades do Grupo Grão Pará, particularmente a Formação Carajás, encontram-se nesta região mais deformada, com estruturas planares sub-paralelas à Zona de Cisalhamento de Carajás.

Esta variação na estruturação é provavelmente resultado de achatamento e rotação, no sentido horário para a direção NW da seqüência, em função da interferência tectônica do dobramento contra a borda nordeste do bloco constituído pelas rochas do Complexo Pium e corpos graníticos da suíte Plaquê, denominada Domo de Xikrim neste trabalho. Mais a oeste, e a norte do Domo de Xikrim (fora da área mapeada nesta fase do trabalho), as unidades do Grupo Aquirí também apresentam dobras de perfil apertado a isoclinal com eixos de orientação E-W. Estas estruturas são produto de encurtamento segundo N-S, mas seu perfil apertado resulta provavelmente de terem sido igualmente

achatadas, comprimidas contra a estrutura dômica. Por outro lado, dobras mais abertas, de estilo estrutural semelhante ao restante da Dobra de Carajás, estão preservadas na extremidade oeste, na região de sombra de deformação do Domo de Xikrim.

A origem do Domo de Xikrim ainda deve ser pesquisada com maior detalhe. Em princípio, supomos que ele represente um sistema tipo *core complex* erodido, posicionado tectonicamente contra a seqüência vulcanossedimentar do Supergrupo Itacaiúnas. O mecanismo de posicionamento deste domo também não está esclarecido, embora em primeira aproximação possa-se supor que os granitos da Suíte Plaquê, que o envolvem na região, tenham contribuído para sua ascensão.

Unidades supracrustais também envolvem o Complexo Estrela na porção oriental da região de trabalho, assim como outros corpos magmáticos ainda não caracterizados e comumente agregados de forma indiscriminada em torno do nome de Complexo Xingu, tanto na Serra do Salobro quanto nas porções noroeste da região. Este fato fica particularmente ressaltado quando da análise das texturas das imagens de radar, que são completamente distintas daquelas relacionadas aos granitos intrusivos Central Carajás, Seringa e Cigano de idade 1,88 Ga (Figura III.1 a).

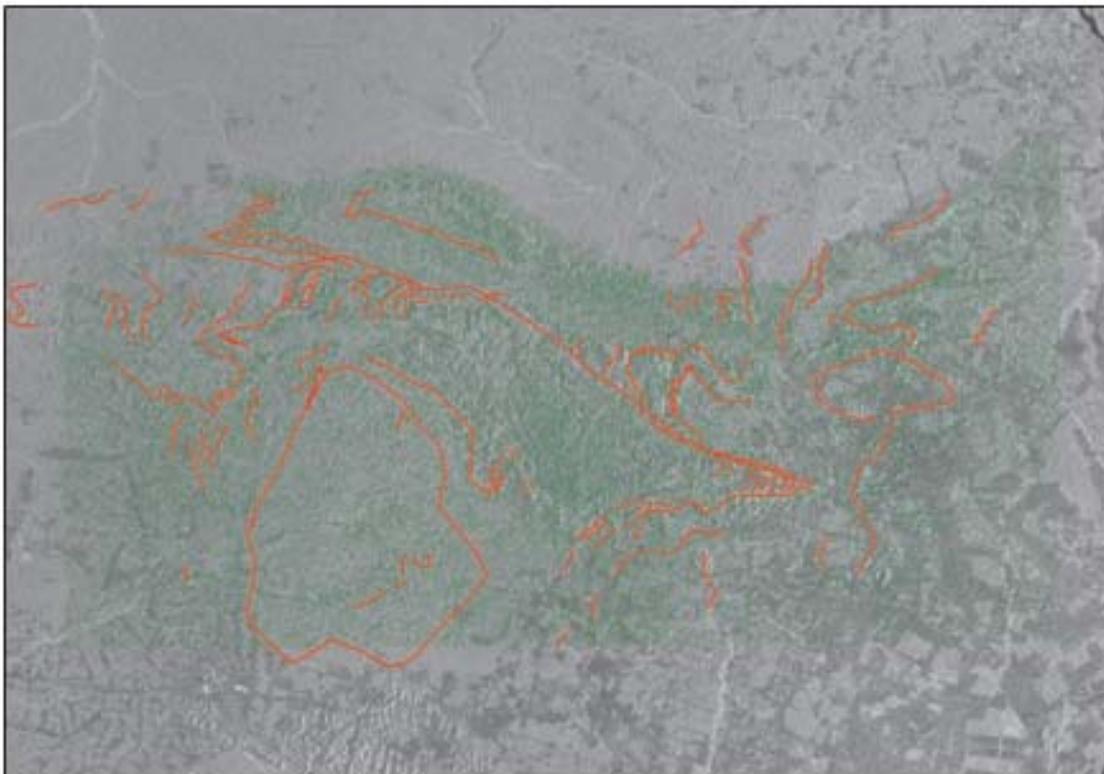
IV. OS DEPÓSITOS DE FERRO

Os depósitos de ferro da Província Mineral de Carajás distribuem-se ao longo da Dobra de Carajás, contendo jaspilitos e minérios a hematita friável e compacta, contornados por rochas máficas vulcânicas.

O minério hematítico ocorre como corpos friáveis de formato tabular a lenticular e irregular que envolvem lentes de corpos de minério duro, ambos inclusos em jaspilito (Jp). Na Serra Norte, correspondem a nove corpos (N1 a N9) com espessura aproximada de 250 a 300 metros e comprimento variando de centenas de metros a dezenas de quilômetros. Diques e *sills* de rocha máfica (diabásio) são comuns, com espessura de até algumas dezenas de centímetros, intercalados no minério (CVRD 1996). A nomenclatura utilizada por geólogos e técnicos da CVRD em descrições de testemunhos de sondagem para fins de lavra é apresentada na Tabela IV.1.

Os minérios de alto teor podem ser do tipo hematita mole-macia (**HM**) e do tipo duro e compacto (**HD**). Os corpos de minério **HD** têm forma tabular e lenticular com espessura de até 50 m, em contatos abruptos e gradacionais. Acham-se, preferencialmente, em contato com rocha máfica da base. Têm cor cinza azulada e brilho metálico, sendo bastante densos com baixa porosidade. São comumente bandados, mimetizando a estrutura original do jaspilito. No minério, o bandamento é definido por níveis

(a)



(b)

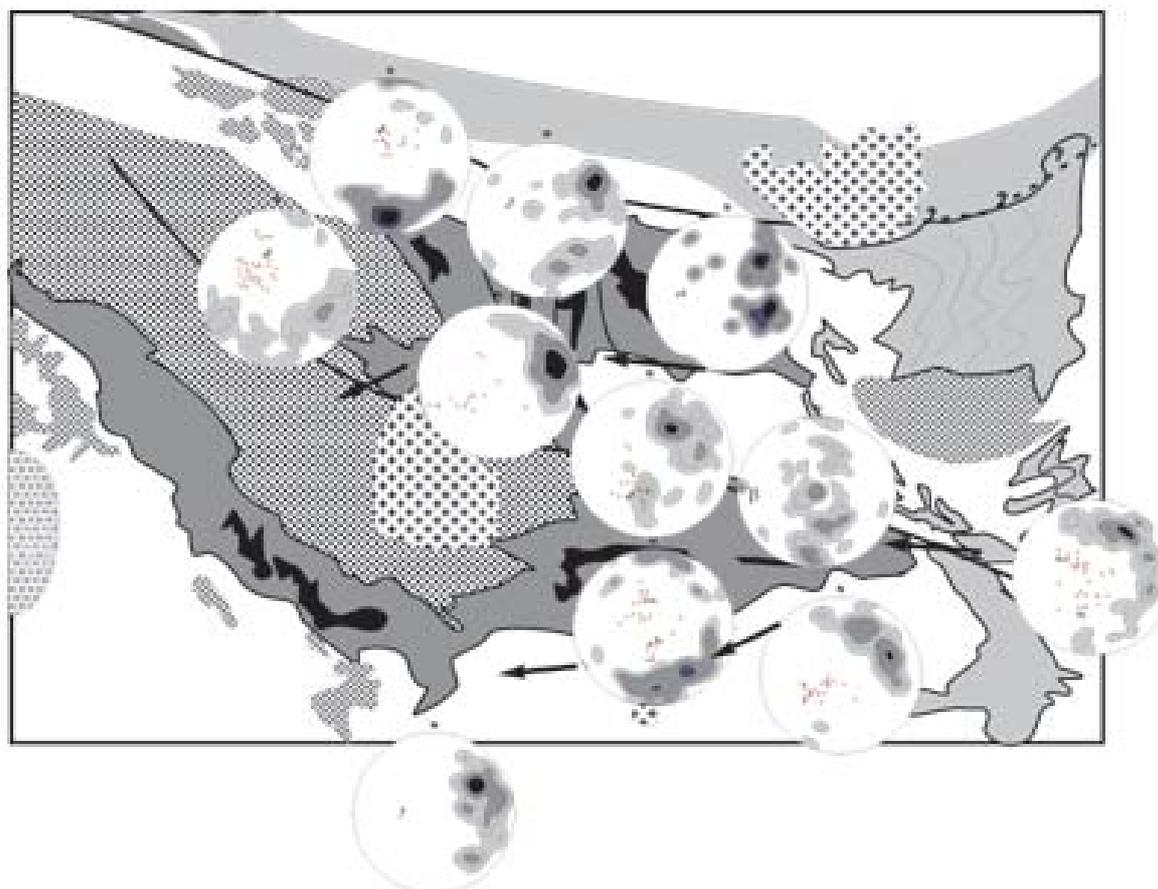


Figura III.1. (a) Lineamentos obtidos da interpretação de imagens radar, classificados de acordo o tipo de refletor. (b) Mapa estrutural da Província de Carajás e arredores. Estereogramas são representativos de domínios distintos ao longo das serras Norte e Sul.

Tabela IV.1. Classificação dos litotipos presentes na área das minas de ferro, segundo designação da CVRD. Alguns dados são extraídos de Pereira (1999), Lopes (1997), Medeiros Filho et al. (1994).

Sigla	Denominação	Características Principais
CQ	Canga química	Material superficial, produto de intemperismo, que recobre rocha máfica e não possui continuidade estrutural com esta. O cimento da canga é goethita com estruturas coliformes e abundantes poros e cavidades. O teor de Fe é baixo, e o de fósforo e alumina altos.
CM	Canga de minério	Essa canga superficial recobre minério de ferro, e é formada por blocos de hematita cimentados por óxidos hidratados de ferro. Bom indicador na pesquisa para localizar corpos de minério. Tem espessura de 15 a 20 metros. Possui teor de ferro mais alto que a CQ e menor teor de alumina.
Jp	Jaspilito	Bandamento definido por jaspe e opacos, com teor de ferro entre 20 e 40% e sílica de 38% a 60%.
HM	Hematita mole (macia)	Minério friável, que pode ser pulverulento, de fácil desagregação em fragmentos placóides, com teor de ferro de 66% e fracamente magnético
HML	HM laterítica	Minério friável a pulverulento laterítico.
HMSi	HM silicosa	Minério friável a pulverulento com sílica.
HMMn	HM manganesífera	Fe >60%, Mn >1%.
HMAI	HM aluminosa	Fe >60%, Al > 1%.
HD	Hematita dura	Minério compacto com teor de 65% a 69% de ferro.
MD	Máfica decomposta	Rocha máfica intemperizada de coloração clara, geralmente amarela, bastante argilosa, mole e aluminosa. Tem grande espessura, podendo formar diques e soleiras.
MS	Máfica sã	Rocha máfica pouco intemperizada, verde escura, cloritizada, com estruturas vulcânicas típicas como amígdalas de quartzo. Está hidrotermalizada.
MBT	Minério de baixo teor	Minérios com contaminantes (Si <1%; P <0,07%; Al <1,2%; Mn <1%) e teor de ferro entre 50 e 60%.

compactos alternados por níveis porosos (Rosière & Chemale Jr. 2000). Minérios brechados ocorrem localmente. Minérios também podem ser maciços, com a trama original totalmente destruída, e compostos por agregados de cristais de hematita. O teor deste tipo de minério é maior que 67% em ferro.

Os minérios acham-se localmente contaminados, com enriquecimento em: manganês, na região de contato entre o corpo de minério e a rocha máfica inferior; alumina e fósforo, no contato entre minério e rocha máfica superior; sílica, em profundidade; manganês e fósforo em faixas de cisalhamento (CVRD 1996).

Os minérios de alto teor do tipo mole-macio-**HM** são comumente bandados, localmente exibindo planos de laminação primária. Podem alcançar até 350 m de espessura e apresentar contaminação em alumínio, manganês e fósforo. Consistem em material hematítico friável de cor cinza e brilho metálico, com alta porosidade; podem ser pulverulentos e se desagregam em pequenos fragmentos (placóides ou não). Caracterizam-se por teor médio de 64%.

O minério classificado como de baixo teor-**MBT** apresenta uma alta contaminação (Tabela IV.1), com valores de silício > 1%, fósforo > 0,07%, alumínio > 1,2%, óxido de manganês > 1% e valores de ferro entre 50 e 60% (Lopes 1997). As características das minas N4 e N5 e seus dados de produção são apresentados na Tabela IV.2.

Minérios de ferro e rocha máfica decomposta são recobertos por canga, material limonítico pobre em fragmentos detríticos, formado nas camadas mais superficiais dos depósitos.

Descrição dos Depósitos Estudados

N1 e N2. Os depósitos N1 e N2 têm um platô como expressão morfológica, onde a Formação Carajás apresenta-se com mergulhos superiores a 45° até subverticais. Trabalhos de mapeamento pela equipe do projeto Ferro Carajás permitiram a elaboração do mapa geológico desses depósitos, através dos dados litológicos e estruturais levantados em campo e compilados de bibliografias da região (Figura IV.1). Em N1 dominam, principalmente, afloramentos de minério **HM**, hematita mole laterítica-**HML** ou canga de minério-**CM**. Minério compacto (**HD**) ocorre em pequenas dimensões, comumente em associação com **HM**. Na porção nordeste, as exposições de **HD** encontram-se discordantes ao bandamento definido por **HM**. Na borda sul do platô N1, ocorrem exposições de **HD** concordantes à direção do bandamento. O Depósito N2 não foi objeto de investigação pela equipe.

O Depósito N4 compreende dois corpos de minério principais, **N4E** e **N4W** (Figura IV.2), separados por uma falha de orientação N-S. O corpo de minério N4E foi o primeiro a entrar em operação de lavra, em setembro de 1985, e é o mais importante atualmente no Distrito Ferrífero de Carajás, com reserva total superior a um bilhão de toneladas de minério friável e minério compacto, este último em menor proporção. De maneira geral, há predomínio de **HM**, e corpos de **HD** ocorrem nas proximidades de grandes falhas. Jaspilitos afloram na porção norte do Depósito N4E, e pequenos corpos podem ainda aparecer aleatoriamente dentro do corpo de minério acompanhados de um aumento gradativo no teor em sílica.

Tabela IV.2. Características e produção das minas de ferro N4 e N5, com base em dados de outubro de 2005 (fonte: CVRD).

Depósito	Principais características	Tipos de minério				
N4E	<ul style="list-style-type: none"> • Forma em J • 4,5 km de extensão • 350 m espessura • 500 m profundidade 	<ul style="list-style-type: none"> • Domínio Norte HM laminado e corpos irregulares de Jp (35% Fe); • Domínio Sul JPs dolomitizados e lentes de manganês em minério friável a pulverulento. 				
N4W	<ul style="list-style-type: none"> • 7 km comprimento • 200-500 m largura • 400 m profundidade 	HM (HD escasso)				
N5E	aspecto podiforme	JPs e HD totalmente envolvidos pelas rochas vulcânicas máficas.				
	N4W	N5E				
PERÍMETRO	6.465 m	PERÍMETRO	7.652 m			
LARGURA	890 m	LARGURA	1.199 m			
BANCO INFERIOR	535 m	BANCO INFERIOR	475 m			
BANCO SUPERIOR	730 m	BANCO SUPERIOR	715 m			
	N4WC	N5W				
PERÍMETRO	2.3872 m	PERÍMETRO	9.393 m			
LARGURA MÁXIMA	650 m	LARGURA	1.200 m			
BANCO INFERIOR	700 m	BANCO INFERIOR	490 m			
BANCO SUPERIOR	760 m	BANCO SUPERIOR	655 m			
	N4WC					
PERÍMETRO	11.840 m					
LARGURA	2.820 m					
BANCO INFERIOR	430 m					
BANCO SUPERIOR	730 m					
PRODUÇÃO POR MINA EM Mt						
				N5C: 0,33 & 1, 56 Mt (04 & 05)		
ANO	N4E	N4W-N	N4W-C	N5W	N5E	TOTAL
2000	32,61	15,02	0	0,56	7,83	56,02
2001	30,95	17,36	0,32	2,24	11,26	62,13
2002	20,1	13,86	0,64	7,14	19,26	61
2003	24,27	15,04	–	7,02	20,49	67,34
2004	24,65	21,87	–	5,63	24,38	78,09

Nas proximidades da capa superficial de canga, ocorre contaminação por fósforo e os teores em alumina e manganês aumentam nos contatos com rochas vulcânicas e próximo aos diques (CVRD 2004).

N4E. Em planta, este corpo tem forma aproximada de um J (jota) (Figura IV.2 a; Tabela IV.2), com 5 km de extensão, 500 m segundo o mergulho e espessura média de 350 m. Este corpo pode ser dividido em dois domínios principais:

→ domínio norte, onde predomina minério friável, laminado (Figura IV.3 a), com diversos corpos irregulares de Jp (35% Fe). Nos jaspilitos, ocorrem veios de quartzo intrabanda e discordantes (banco 610 metros), além de vênulas de hematita com quartzo no centro (banco 625 m - Figura IV.3 b). Pequenos corpos de minério do tipo compacto-**HD** ocorrem em meio ao **HM** (Figura IV.3 c). No contato inferior do minério **HM** com rocha máfica, esta apresenta vênulas de hematita e aspecto brechado (Figura IV.3 d). Na porção leste deste domínio, ocorre uma rocha rica em hematita que representa a máfica

hematizada no contato inferior da seqüência jaspilito-minério e que corresponde ao chamado minério de baixo teor-**MBT** (Figura IV.3 e). Rocha máfica não intemperizada, denominada pela CVRD como máfica sã, aflora localmente apresentando vênulas de quartzo e carbonato.

→ domínio sul, com jaspilitos dolomitizados e lentes de manganês dentro de minério friável a pulverulento e minério bandado com carbonato (Figura IV.3 f). O bandamento tem direção NE-SW com mergulhos para NW.

N4W. Esta mina entrou em operação em 1994, em sua parte central, enquanto o setor norte está sendo lavrado desde 1996. No corpo N4W predomina **HM** pulverulento, sendo possível distinguir-se ainda diversos corpos ricos em manganês (Figura IV.2 b). Minério do tipo **HD** é escasso. A mina tem aproximadamente 7 km de comprimento, com largura variável de 200 a 500 metros e profundidade de 400 metros (CVRD 1996). O bandamento nos jaspilitos e nos corpos de minérios é

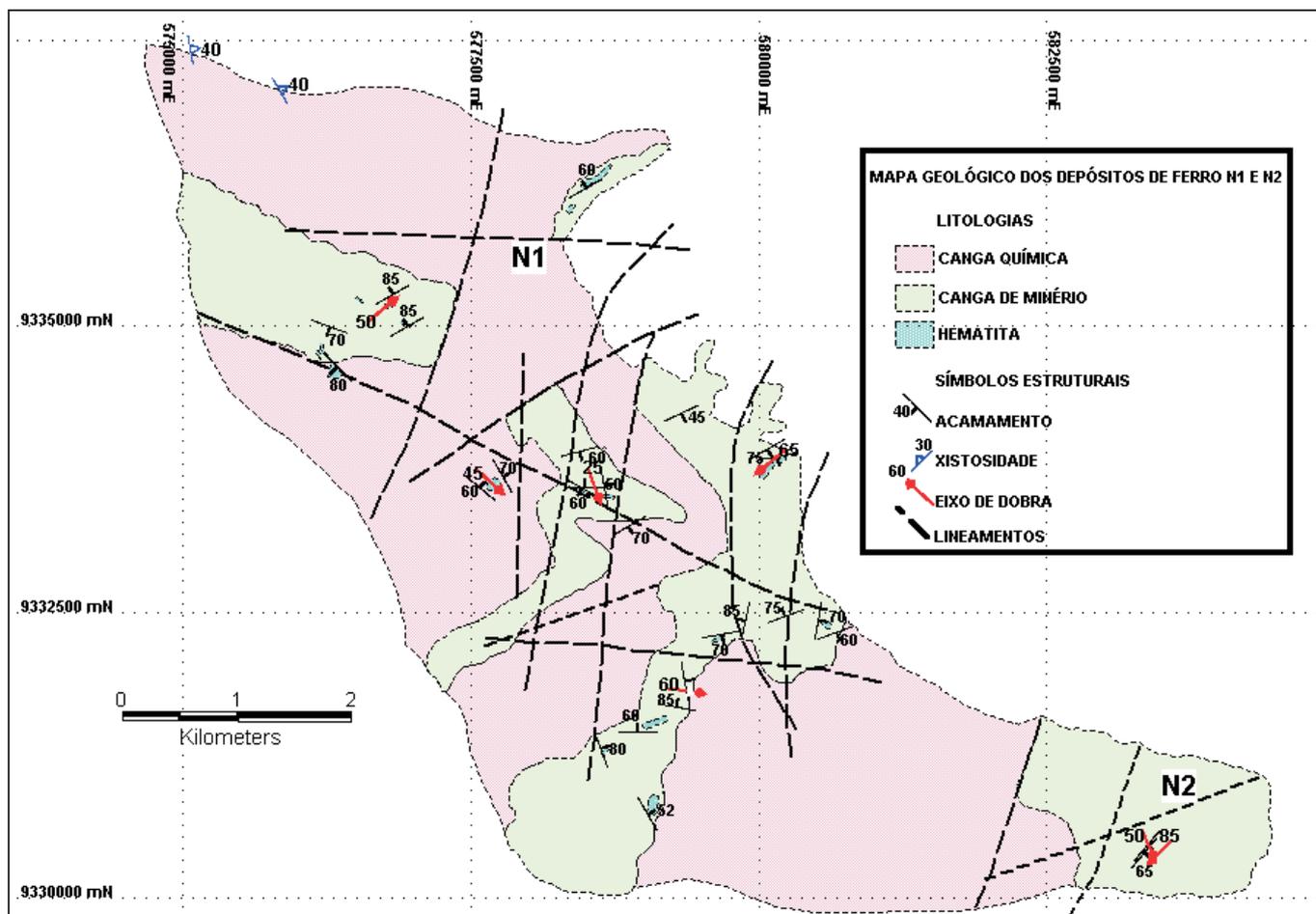


Figura IV.1. Mapa geológico dos depósitos de ferro N1 e N2 preparado pela equipe do Projeto Fe Carajás.

concordante, com orientação entre NW-SE (subvertical) e NW-SW, mergulhando 40-50 para SW na cava central, e direção N20-30E, mergulhando 40-50 para NW na cava norte (Pinheiro *et al.* 2001). A relação de contato gradacional entre minério friável e jaspilito (Figura IV.3 g, h) é observada em diversas bancadas da mina, sendo caracterizada por aumento no teor de sílica do minério (**HMSi**).

N5. Neste depósito, as rochas apresentam direções predominantemente N40W e N80W, com mergulho em torno de 50-60 para SW (Pinheiro *et al.* 2001). Os trabalhos de lavra de N5E e N5W iniciaram-se em 1998. O corpo apresenta características bastante distintas de N4 (Figura IV.2 c), possuindo aspecto podiforme, com jaspilitos e minério de alto teor totalmente envolvidos pelas rochas vulcânicas máficas das formações Parauapebas/Igarapé Cigarra (Figura IV.2 d).

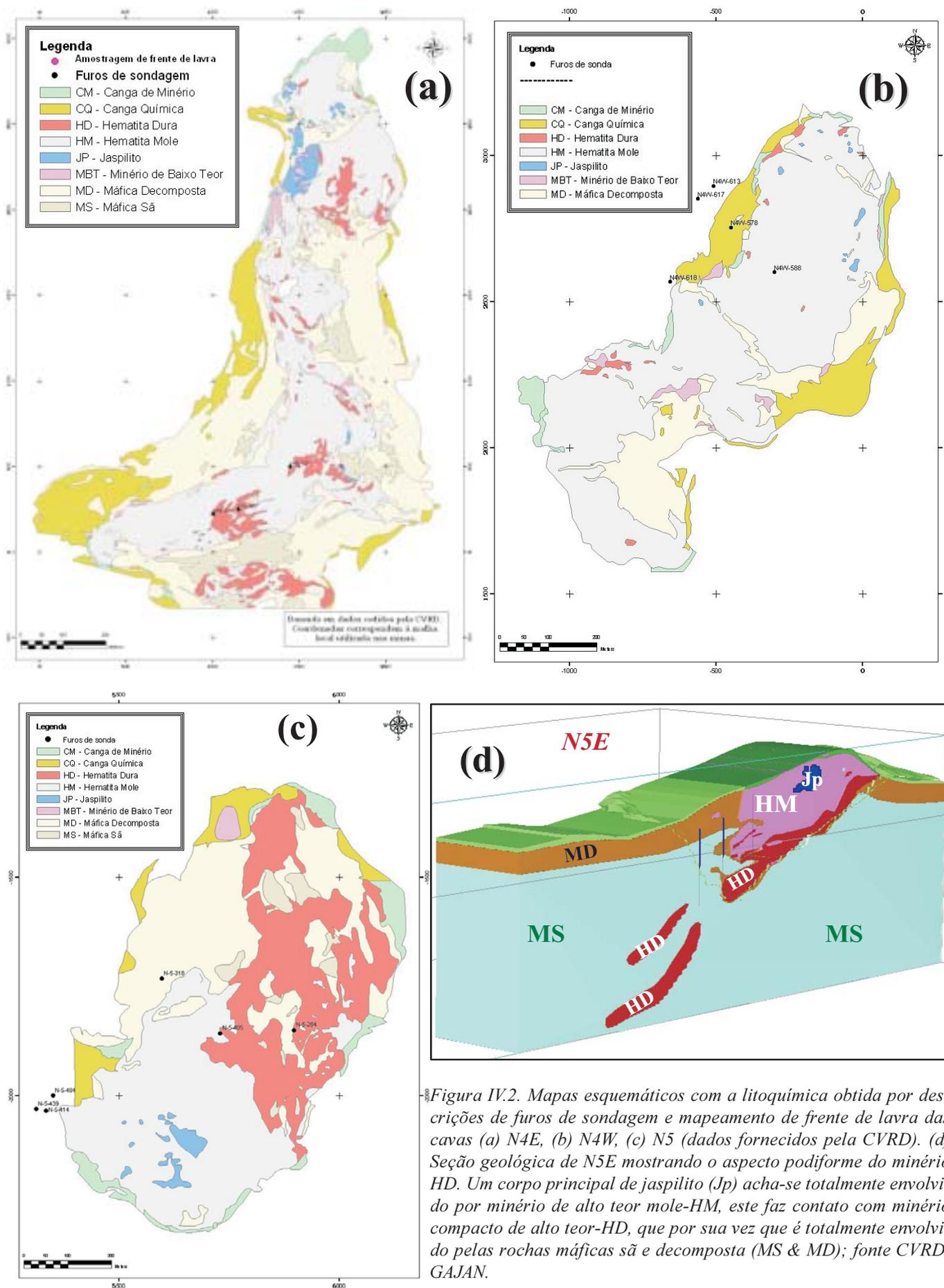
O minério é constituído essencialmente de hematita, com predomínio de minério do tipo **HD** que é compacto, cinza-metálico, em contraste com N4 onde o minério é poroso e cinza escuro. Vênulas são abundantes, ocorrendo corpos discordantes do tipo árvore de natal (similares às descritas por Taylor *et al.* 2001) subordinadamente em meio a **HM** (Guedes 2000) (Figura IV.3 i, j). O minério

friável (**HM**) apresenta-se interdigitado com jaspilito, com continuidade do bandamento entre ambos (Figura IV.3 i), e também com o minério compacto (**HD**). Localmente, as rochas encaixantes também se encontram hematitizadas. Evidências de dolomitização são ainda observadas em amostras de furos de sondagem, com vênulas de carbonato que atravessam e/ou penetram o bandamento, resultando localmente em brechas.

V. ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Jaspilitos, diferentes tipos de minério e rochas máficas em diferentes graus de alteração são os tipos petrográficos estudados. Os jaspilitos são caracterizados essencialmente por intercalação de bandas de jaspe e *chert* (e/ou carbonato) com bandas de minerais opacos e por serem venulados e/ou brechados. Os minérios são classificados conforme a composição mineralógica em associações à hematita ± martita; martita-hematita venulada; hematita e carbonato. As rochas máficas são cloritizadas e hematitizadas.

A descrição que se segue está condensada principalmente por Figueiredo e Silva (2004), Figueiredo e Silva *et al.* (2004, 2005), enquanto que, para o caso das



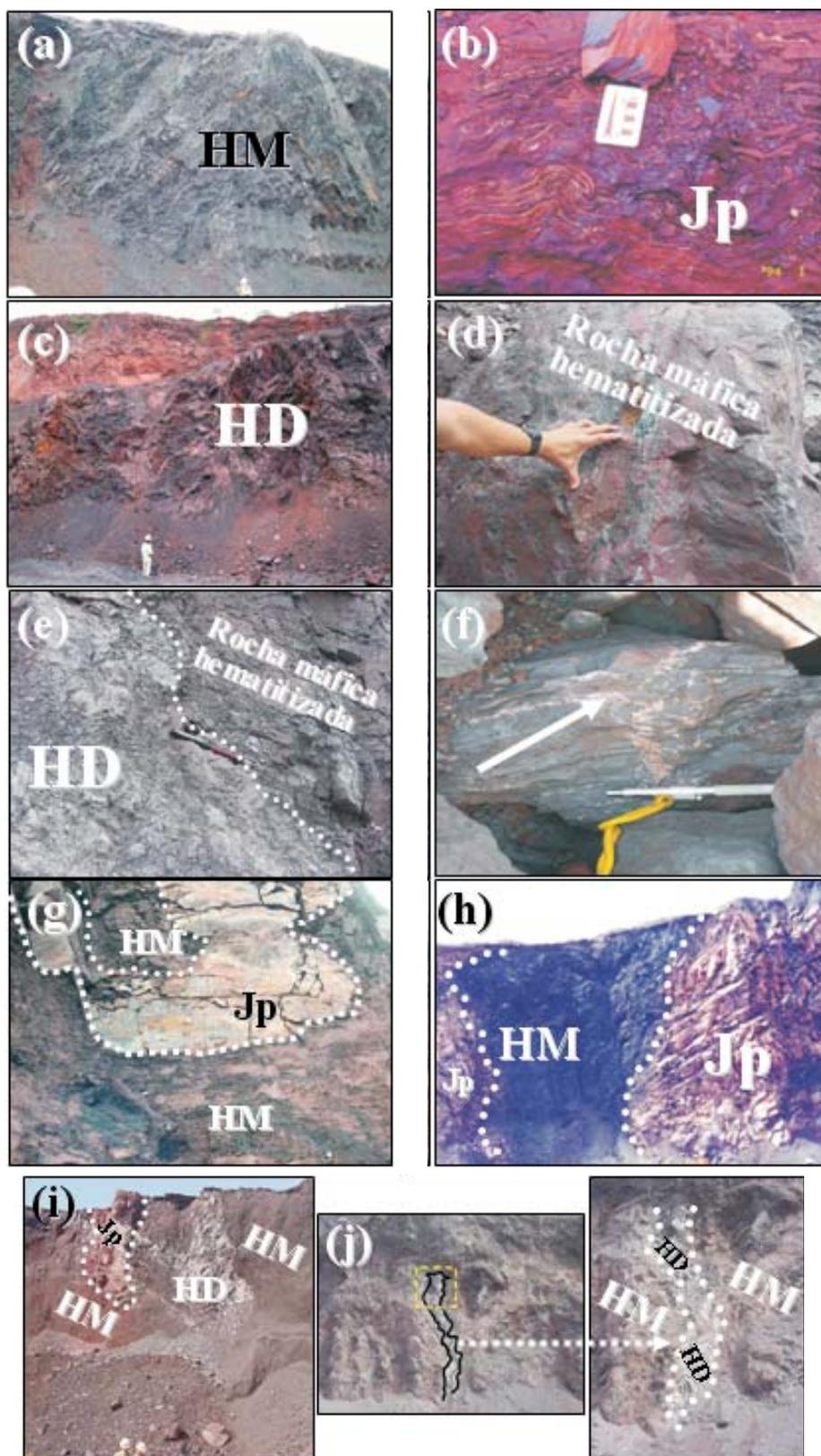


Figura IV.3. (a) HM laminado em N4E Norte, banco 550 metros. (b) Jaspilite em N4E Norte, banco 610 metros. (c) HD laminado, fraturado em blocos de N4E Norte, banco 550 m. (d) Rocha máfica da base parcialmente hematizada com vênulas de hematita, N4E. (e) Contato da rocha máfica hematizada, no contato inferior da seqüência jaspilite-minério, e que corresponde ao chamado minério de baixo teor-MBT, N4E. (f) Minério compacto de alto teor-HD com veios de carbonato no Depósito N4E sul. Carbonatação intrabanda a partir de veios discordantes (seta) pode ser observada. (g) Contato gradacional entre jaspilite (Jp) e minério de alto teor mole-HM em (g) N4W e (h) N5E. (i) Faixas discordantes de HD em veios, em meio a HM e Jp, do tipo árvore de natal, N5E. (j) Idem, em meio a HM, N5E.

rochas máficas, são os trabalhos de Zucchetti (2005) e Zucchetti & Lobato (2004, 2005). Outros estudos recentes também abordam jaspilitos e minérios de ferro, dos depósitos N1, N4 e N5, e são apresentados em Rosière *et al.* (2005, 2004), Rios *et al.* (2004), Seoane *et al.* (2004).

Diversos trabalhos anteriores tratam igualmente das características petrográficas de jaspilitos da Formação Carajás (Meirelles 1986, Silva 1994, Lopes 1997, Pereira 1999, Guedes 2000, Macambira 2003), mas raros discutem a petrografia dos minérios de ferro (Figueiredo e Silva 2004, Figueiredo e Silva *et al.* 2004, Dalstra & Guedes 2004, Lobato *et al.* 2004, 2005).

Jaspilitos e Minérios

Os estudos petrográficos de jaspilitos e minérios de ferro baseiam-se na descrição microscópica de 122 lâminas delgadas polidas, sendo 54 provenientes do Depósito N4E, 39 do Depósito N4W, 20 correspondentes ao Depósito N5E e 9 do Depósito N1.

As amostras foram coletadas em testemunhos de furos de sondagem e, para o caso da mina N4E, também em frentes de lavra.

Óxidos de Ferro de Jaspilitos & Minérios

Os principais componentes mineralógicos dos jaspilitos e minérios de ferro estudados são óxidos de ferro, jaspe, *chert* e quartzo, além de carbonatos subordinados. Hematita e magnetita são os opacos predominantes, sendo que hematita ocorre nas seguintes formas e texturas (Figura V.1 a-h):

– **hematita microcristalina (Hm)** – cristais extremamente finos (< 0,004 mm), intercrescidos e de contornos irregulares. Estes cristais são característicos de jaspilitos, compondo suas bandas originais de óxido; acham-se presentes em todos os tipos de minérios (Figura V.1 a);

– **hematita (micro)lamelar (Hml)** – cristais placóides apresentam-se comumente em seção losangular com comprimento até *ca.* de 4-8 μm (**microlamelar**) e, onde mais grossos (100 a 200 μm , excepcionalmente 400 μm), são denominados de **lamelares (Hl)** (Figura V.1 b). Formam cristais lamelares delgados, ou ainda aciculares e fibrosos, e se desenvolvem aproveitando espaços para se cristalizar (paredes de veios e cavidades), crescendo às custas de **martita-Mt** ou **Hm**. O termo **Hml** é utilizado para minérios de ferro de alto teor em depósitos da bacia de Hamersley, na Austrália (Harmsworth *et al.* 1990, Barley *et al.* 1999, Hagemann *et al.* 1999, Taylor *et al.* 2001, Thorne *et al.* 2004) e na região do Quadrilátero

Ferrífero (Rosière *et al.* 2001). Ocorre em jaspilitos, minérios & rochas máficas;

– **hematita anédrica-subédrica (Ha)** – cristais com granulação fina ($\pm 0,02$ mm) que ocorrem comumente como agregados em mosaicos ou agregados ocellares-lenticulares, ou em bandas contínuas, em cristais lobados (Figura V.1 c). Essa geração de hematita é formada pela recristalização de **(i) Hm**; e **(ii) martita-Mt**. Cristais mais grossos (até 0,15 mm), comumente crescidos em veios-vênulas, podem exibir lamelas de crescimento, o que indica sua precipitação direta do fluido (*open-space filling*). Ocorre em minérios e menos comumente em jaspilitos;

– **hematita euédrica-subédrica (He) & hematita tabular (Ht)** – cristais com granulação fina (até $\pm 0,3$ mm, raramente 0,5 mm), onde lamelas de crescimento são comuns. Pode ocorrer como cristais com hábito tabular, de granulação fina a média ($\pm 0,2-0,3$ mm), sendo esses denominados hematita tabular (**Ht**). Pode exibir textura em pente (*comb texture*). É típica de alguns tipos de minério, principalmente em N5 (Figura V.1 d, e);

– **magnetita (Mg)** – óxido pouco comum, pois em quase todos os setores amostrados mostra-se martitizada, com relictos de **kenomagnetita**. Forma blastos de 100 a 300 μm , excepcionalmente 600 μm (Figura V.1 f). Desenvolve-se às custas de **Hm**; observada apenas em jaspilitos;

– **martita (Mt)** – pseudomorfos de **Mg** formados de agregados de cristais anédricos de hematita, ou ao longo dos planos (111) da **Mg**. A **Mt** é comumente subédrica-euédrica com tamanho variando entre 0,1 e 0,3 mm (Figura V.1 g). Pode sobrecrescer hematita **Hm**. Presente em jaspilitos e minérios. Pode conter relictos de kenomagnetita-**Kmg**, goethitizados ou não. A martita é uma fase entre magnetita e maghemita (hematita cúbica) deficiente em Fe^{+2} , caracterizada por cor castanho róseo;

– **kenomagnetita (Kmg)** – fase deficiente em Fe^{2+} entre magnetita e maghemita (hematita cúbica), caracterizada por cor castanho-róseo (Figura V.1). Ocorre nos “esqueletos” de blastos de magnetita. Esta fase foi definida originalmente por Kullerud *et al.* (1969) e é descrita em depósitos de ferro de Hamersley, Austrália (Morris 1983, Harmsworth *et al.* 1990) e da região do Quadrilátero Ferrífero (Rosière 1981, Rosière *et al.* 2001, Spier *et al.* 2003, Rosière & Rios 2005).

Minerais Transparentes

Jaspe (*chert* impregnado por poeira de hematita microcristalina) (Figura V.2 a, b), *chert* (Figura V.2 c, d) e quartzo fino predominam em bandas de jaspilitos. O quartzo ocorre principalmente em jaspilitos (Figura V.2 c, d) e minérios na forma de vênulas e veios, dominando: **(i)** anédrico em agregados; **(ii)** com textura em pente (Figura

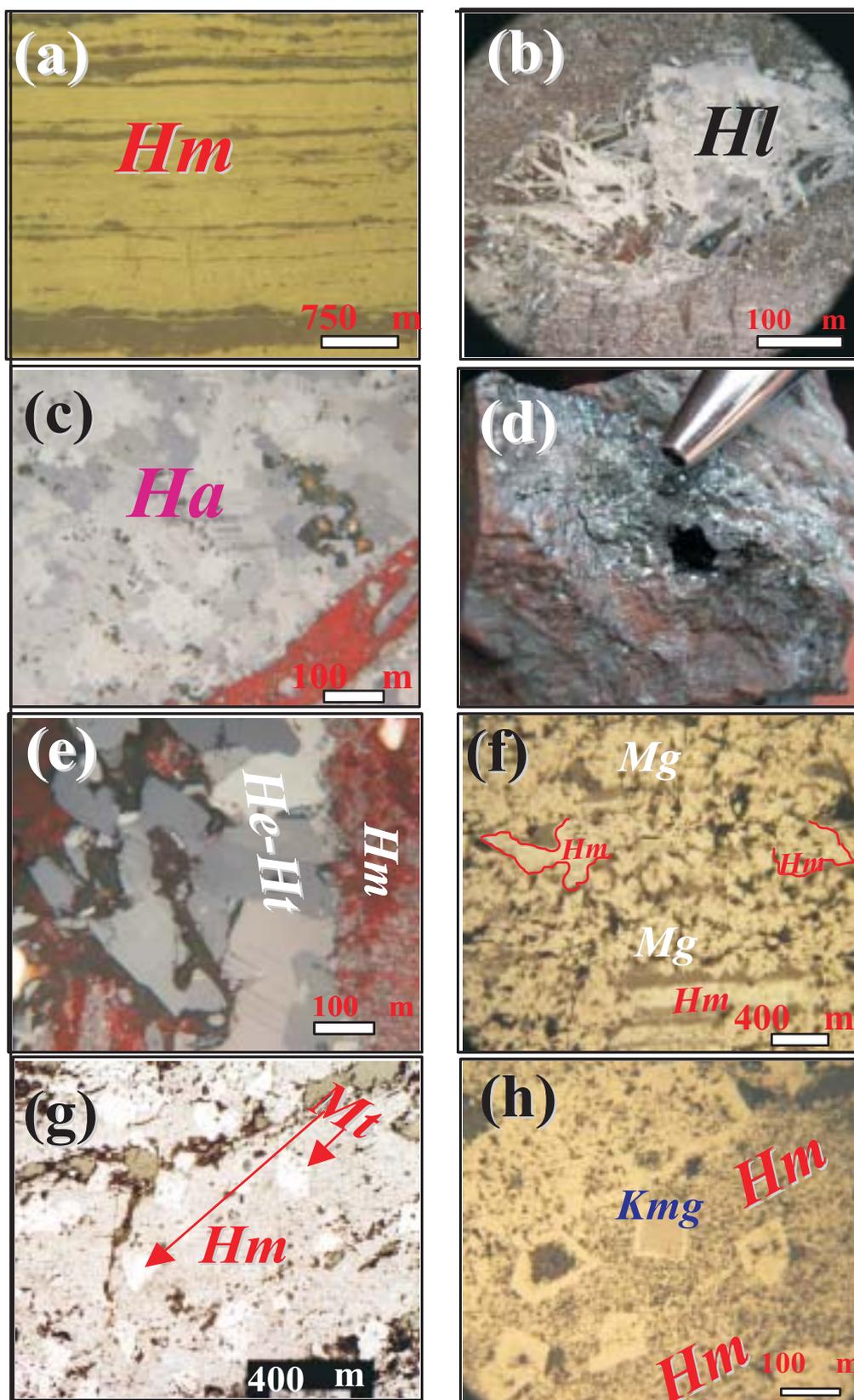


Figura V.1. Fotomicrografias em luz refletida. (a) Bandas de hematita microcristalina-Hm em jaspilito de N4W. (b) Hematita lamelar-Hl e microlamelar-Hml preenchendo parcialmente cavidade em minério duro-HD de N1. (c) Hematita anédrica-subédrica-Ha em HD de N5E. (d) Amostra de minério brechado de N5E, exibindo preenchimento de espaços por hematita euédrica-subédrica-He & hematita tabular-Ht. (e) HD brechado de N5E, com fragmentos de bandas de Hm, cimentados por He-Ht. (f) Magnetita-Mg jaspilito de N4E, onde este mineral cresce às custas de Hm. (g) Blastos de martita-Mt em HD de N4W, em meio a Hm. (h) Blastos de Mt em HD de N1, exibindo porções rosadas de kenomagnetita-Kmg em meio a Hm.

V.2 e, f), em vênulas-veios, sendo os cristais perpendiculares à face de cristais de magnetita (similar a quartzo de veio em depósitos epitermais (Morrison *et al.* 1990); (iii) em contatos poligonais, piramidais. A granulação do quartzo varia desde fina a muito grossa (8 mm). O carbonato também ocorre como cristais finos, anédricos, menos comumente esparíticos grossos (> 10 µm), variando de subédricos a euédricos em jaspilotos (Figura V.2 g) e minérios. A goethita granular ocorre principalmente em núcleos de martita, em veios-vênulas de quartzo e em cristais com textura em pente (veio em jaspilito; Figura V.2 h).

Características dos Jaspilotos

Os jaspilotos caracterizam-se pela presença de microdobramento e mesobandamento, onde intercalam-se bandas de *chert* impregnado por hematita fina (jaspe) e bandas de óxidos de ferro. A granulação é predominantemente fina e a textura granoblástica. O microbandamento é definido pela alternância de finos níveis de hematita em bandas de jaspe. Feições resultantes de compactação diferencial, como *pods* e afinamento de bandas, podem ser observadas. Esferulitos formados por hematita fina e *chert* ocorrem em bandas de jaspe. Hematita microcristalina-*Hm* e *chert* podem estar intercrescidos irregularmente. Rara hematita lamelar pode ocorrer associada a *chert* e hematita microcristalina. Finas faixas de agregados de hematita estão presentes. Neles são observadas lamelas de crescimento.

– As bandas de óxidos são compostas por *Mt* sobrecrecida em *Hm*. Os cristais de *Mt* são subédricos a anédricos e, menos comumente, euédricos. A presença de relictos (núcleos preservados) de *Kmg* de cor castanho róseo é comum, além de hematita exibindo-se como estruturas em treliça (vestígios de martitização). Ocorrem dois tipos de *Kmg*: (i) cristais muito finos (0,004-0,008 mm) fracamente martitizados; e (ii) cristais mais grossos (0,2 até 0,6 mm). Estes últimos podem apresentar hematita apenas ao longo das bordas (fraca martitização), mas, comumente, o processo é moderado. Os cristais podem ainda estar goethitizados ou formar aglomerados, não sendo possível identificar os contatos entre os cristais onde martitizados. Localmente, ocorrem faixas com agregados de cristais de *Mt* em forma circular, com quartzo ao centro.

– Sulfetos ocorrem em algumas amostras, incluindo pirita-Py, calcopirita-Cpy e covellita (Figura V.3 a, b, c). Os cristais de Py são finos (0,1-0,2 mm), subédricos a anédricos, e ocorrem em veios com *Hml* associada. Localmente, Py parece sobrecrecer *Kmg* ou estar inclusa em porfiroblasto de magnetita martitizada, além de sobrecrecida em borda de *Mt*. Alguns cristais podem estar alongados segundo o bandamento. Veios de Py com

Hm também ocorrem. A calcopirita caracteriza-se por finos cristais dispersos em meio a agregados de quartzo anédrico ou inclusos em *Kmg*, ou ainda em meio à banda de jaspe. Lamelas de covellita ocorrem associadas à goethita, hematita fina e Cpy. A covellita também ocorre em porção rica em quartzo em meio a cristais de *Mt*.

– Finíssimas partículas de ouro granular (Figura V.3 d) podem ocorrer em meio a agregado de *Mt* anédrica.

– Porções de aglomerados de cristais de quartzo e/ou *chert* ocorrem comumente em bandas de jaspe, podendo apresentar formas regulares (pseudomorfos de carbonato?) e irregulares (amendoadas). São cristais anédricos e livres de poeira de hematita fina. Localmente, essas porções de quartzo contêm núcleos de *Mt*, que podem estar goethitizados. Quartzo fino intrabanda também é comum. Megaquartzo ocorre no contato entre cristais de *Mt*, perpendicularmente à face do cristal, e como *pods*. Jaspilotos do Depósito N4E contêm também bandas de carbonato comumente como pequenas massas disformes em meio ao quartzo ou *chert*. Mica branca pode estar associada. Esferulitos de calcedônia ocorrem em bandas de jaspe e localmente em bandas de *chert* + quartzo fino com hematita fina subédrica (0,02 mm).

Jaspilotos Venulados e Brechados

– Inúmeras vênulas e veios de quartzo são discordantes ou paralelos ao bandamento. Localmente, se cruzam e podem estar discretamente dobradas. Os cristais atingem granulação fina, grossa a muito grossa (8 mm), exibindo contatos poligonais e formas piramidais. Observa-se associação de *Hml* que cresce a partir da borda de vênula de quartzo. Quartzo com textura em pente ocorre em veio e bordejando cristais de *Mt*. Juntamente com quartzo podem ocorrer goethita e *Hml*. Ocorrem, localmente, lamelas de crescimento em *Hml*. Ambas *Ht* e *Hml* também ocorrem, juntamente com hematita fina subédrica-anédrica nas bordas.

– Goethita forma uma massa discordante ou concordante ao bandamento, com hematita lamelar associada. Localmente, em veio, goethita apresenta textura em pente (Figura V.2 h).

– Vênulas de carbonato são identificadas em amostras de N4E. Cristais de carbonato são anédricos, límpidos, com granulação fina (0,2 mm) e podem conter inclusões de hematita. Em vênulas de quartzo, carbonato fino manchado pode ocorrer nas bordas (N4E1B). A seqüência jaspilitica do furo 703 (N4E), por exemplo, caracteriza-se pelo intenso desenvolvimento de vênulas/veios de carbonato + quartzo, que resultam em porções brechadas. Cristais de carbonato manchados, subédricos a euédricos e com granulação fina (0,2 mm), podem constituir até 60% da rocha, como cimento de brecha. Podem estar zonados,

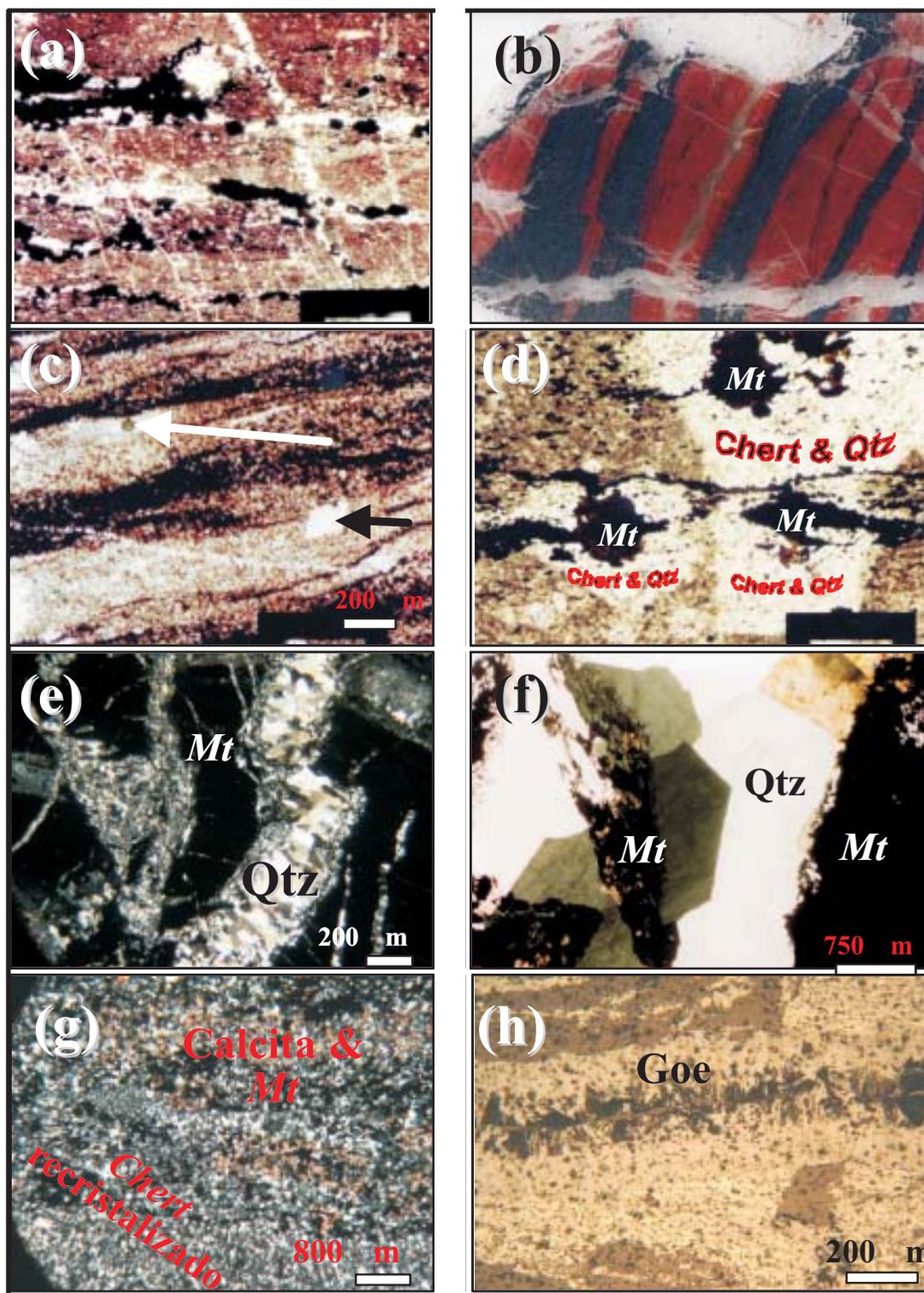


Figura V.2. Fotomicrografias em luz transmitida (a, c, d, e, f, g) e refletida (h). (a) Jaspilite de N4W exibindo bandas vermelhas de jaspe, faixas de martita-Mt (em negro) e venulações delgadas, discordantes, de quartzo. Notar que as bandas estão localmente mais claras, devido à recristalização de chert que gera quartzo fino livre de hematita microcristalina-Hm (NP). (b) Superfície de lâmina de jaspilite de N4W exibindo bandas de jaspe alternadas com bandas de Hm. (c) Similar a (a), com setas apontando os aglomerados recristalizados (NP). (d) Chert-jaspe recristalizado a quartzo fino em jaspilite de N4W, contornando relictos de blastos de Mt, com “expulsão” da hematita microcristalina-Hm (NP). (e) Veios de quartzo (Qtz) em jaspilite mineralizado de N4E, brechado. No veio mais espesso, quartzo exhibe textura em pente (NC). (f) Veio de quartzo em minério duro-HD brechado de N5E, com quartzo exibindo textura em pente (NC). (g) Jaspilite bandado de N4E, exibindo bandas de quartzo-chert com carbonato (calcita) e Mt (NC). (h) Veios de goethita (Goe) em pente em jaspilite de N4W. NP: nicóis paralelos; NC: nicóis cruzados.

zonamento este dado por fina poeira de hematita em formas triangulares e romboédricas (Figura V.3 g). Localmente, carbonato ocorre como agregados de cristais, com granulação fina a média (1,2 mm), subédricos-euédricos e manchados. Estes agregados encontram-se bordejados por cristais de pirita subédricos ($\pm 0,2$ mm). Quartzo ocorre em pequenas massas em meio a carbonato. Localmente, pode apresentar-se fino (0,03 mm) em bordas de vênula, com carbonato mais grosso (0,3 mm) no centro.

Também ocorrem vênulas de clorita, cortadas por vênulas de carbonato + quartzo. As palhetas apresentam cor de interferência roxa e verde (rica em ferro e magnésio).

– Sulfetos consistem em cristais de pirita euédricos a anédricos em meio à porção de *chert* em fragmento de jaspilito ou inclusa em *Kmg*, e rara covellita associada a porções de quartzo em meio a cristais de *Mt*. Cristais de pirita associam-se a veios de quartzo + carbonato e a veios de clorita. Os cristais são finos (0,02 mm) e euédricos (hábito cúbico). Também ocorrem em forma de vênulas, no contato, microbanda de jaspilito – porção quartzo-carbonática. Calcopirita fina pode estar associada a pirita ou inclusa em magnetita. Cristais grossos de calcopirita (até 4 mm) ocorrem localmente em meio a carbonato

– Partículas de ouro são raras e ocorrem inclusas em quartzo, em meio a agregado de *Mt* (quase só *Kmg* preservada), que parece corresponder a fragmento de minério.

Características e Classificação dos Minérios de Ferro

A nomenclatura petrográfica utilizada para a classificação dos minérios de ferro de N1, N4 e N5 toma por base as associações mineralógicas dos mesmos (Figueiredo e Silva 2004, Figueiredo e Silva *et al.* 2004). São assim classificados, por exemplo, nas associações à hematita, ou a carbonato onde um desses minerais predomina. Para cada tipo de minério acrescenta-se, em parênteses, a sigla utilizada pela CVRD.

A classificação mineralógica dos minérios (Tabela V.1) inclui as *associações à martita-hematita (HD bandado)*, *martita-hematita venulada (HD brechado)*, *carbonato e hematita-martita (HD bandado e brechado)*, *hematita venulada (HD bandado e/ou brechado)*, *à hematita (HD brechado)*.

No Depósito N1, minérios de alto teor são bandados ou compactos, caracterizados pela *associação à martita-hematita*. Em N4 são classificados tipos de minérios com diferentes gerações de hematita, com martita-*Mt*, e um outro conjunto com carbonato em proporções variadas. Os minérios sem carbonato classificam-se em *associações à hematita-martita e martita-hematita venulada*. Os minérios que contêm

carbonato são divididos em *associação à carbonato e hematita-martita*. Os minérios do Depósito N5E diferenciam-se dos outros por serem compostos essencialmente por hematita. São minérios maciços, porosos ou não.

Os estudos petrográficos de jaspilitos e minérios também permitem estabelecer a seqüência de formação dos óxidos de ferro descritos (Figura V.4).

Rochas Máficas Encaixantes

Rochas Metamáficas

Foram coletadas ainda 117 amostras de rochas máficas, sendo a maior parte em furos de sondagem de N4 (30) e N5 (62) e o restante nas cavas, com preparação de 108 lâminas delgadas polidas.

Na área dos depósitos N4 e N5, as rochas máficas do Grupo Grão Pará são constituídas por derrames intercalados com níveis piroclásticos, cortados por diques e soleiras de gabro/diabásio e estão em contato com o jaspilito hospedeiro da mineralização de ferro (Beisiegel *et al.* 1973). Riolitos, *lapilli* tufos e tufos à cristal e vítreos são descritos na literatura (Gibbs *et al.* 1986) evidenciando vulcanismo félsico associado. Nos testemunhos de sondagem e afloramentos de frente de lavra amostrados para este trabalho, entretanto, não são observadas rochas félsicas. O ambiente submarino de deposição é evidenciado pela associação com formações ferríferas, presença de hialoclastitos (Hirata *et al.* 1982), texturas características de espilitização (Meirelles 1986) e valores de isótopos de oxigênio que sugerem alteração por água do mar (Teixeira 1994). Trabalhos de detalhe sobre as rochas máficas, com petrografia, química mineral, geoquímica de rocha total e análises isotópicas, são apresentados por Lopes & Villas (1983), Meirelles *et al.* (1984), Meirelles (1986), Gibbs *et al.* (1986), Wirth *et al.* (1986), Gibbs & Wirth (1990), Meirelles & Dardenne (1991), Teixeira (1994), Teixeira *et al.* (1997) e Macambira (2003).

A maioria das amostras estudadas é composta por rochas vulcânicas (Figura V.5 a, b, c, e, g, h, i), com vulcanoclásticas (Figura V.5 a, d), gabros (Figura V.5 f) e diabásios subordinados. Localmente, observam-se níveis de *chert* e pelitos intercalados nos derrames máficos. O conjunto está metamorfisado na fácies xisto verde e texturas originais estão amplamente preservadas. As rochas máficas mostram-se afetadas por alteração hidrotermal, que vai desde a substituição dos constituintes primários, com preservação das texturas, até a transformação total da rocha original em hematita cloritito e cloritito. Estes últimos litotipos são formados por clorita, hematita, ilmenita/titanita e mica branca em diferentes

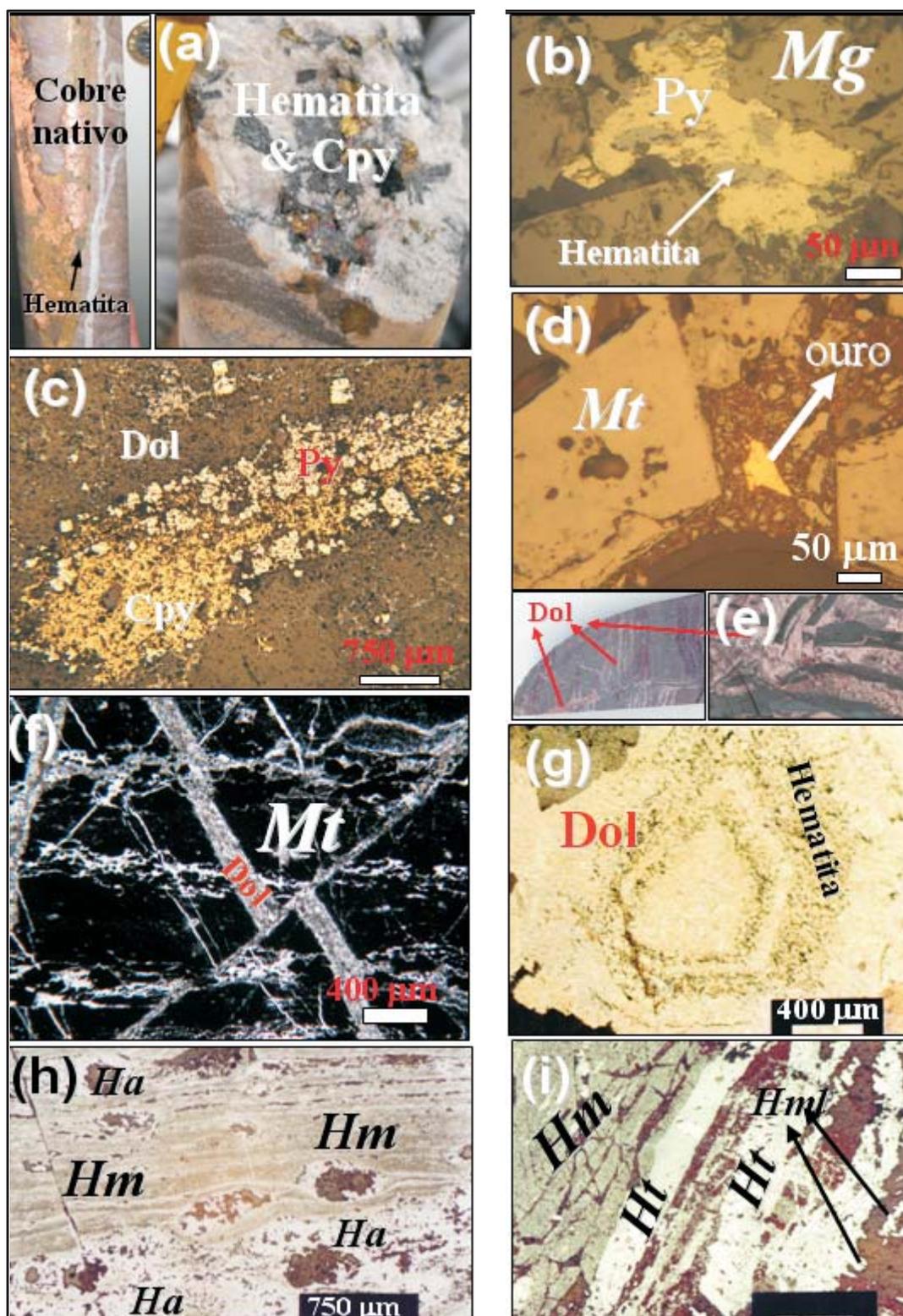


Figura V.3. Fotografias de amostras de mão (a, e). Fotomicrografias em luz transmitida (f) e refletida (b, c, d, g, h, i). (a) Amostras de jaspilito com cobre nativo em N5E (esquerda) e calcopirita (Cpy) em N1 (direita), ambos associados a hematita. (b) Pirita (Py) sobrecrecendo hematita, ambas contornadas por magnetita-Mg, em N4E. (c) Dolomita (Dol) com Cpy e pirita (Py) cimentando brecha de jaspilito, em N4W. (d) Partícula de ouro entre grãos de martita-Mt com restos de keno-magnetita-Kmg em minério mole-HM de N1. (e) Dolomita recortando amostras de minério. (f) Veios de dolomita que brecham jaspilito a Mt, em N4E (NC). (g) Zonamento (poeira de ferro) em dolomita, minério duro HD brechado de N4E. (h) Aglomerados levemente ocelares de hematita anédrica-Ha, recristalizada às custas de hematita microcristalina-Hm em HD de N5E. (i) Veios de hematita tabular-Ht preenchendo espaços em porções brechadas de HD de N5E, contendo fragmentos bandados de hematita microcristalina-Hm; hematita microlamelar-Hml também preenche cavidades. NC: nicóis cruzados.

Tabela V.1. Classificação petrográfica de minérios de ferro da Serra Norte, Carajás, em associações mineralógicas. *Ab* – albita; *Cb* – carbonato; *Goe* – goethite; *Ha* – hematita anédrica; *He* – hematita euédrica; *Hm* – hematita microcristalina; *Hl* – hematita lamelar; *Hml* – hematita microlamelar; *Ht* – hematita tabular; *Kmg* – kenomagnetita; *Mt* – martita; *Qtz* – quartzo. *HD* – minério hematítico duro de alto teor; *HM* – minério hematítico mole de alto teor.

Depósito	Associação a	Características
N1 & N4E	Hematita- <i>Mt</i> (HD bandado)	Bandamento preservado. Dominam <i>Hm-Mt-Hml</i> em níveis que podem ser dobrados e/ou brechados, esses com vênulas de <i>Ht-Ha-He</i> e <i>Hml</i> nas bordas. Hematita granoblástica (<i>Ha</i>) e <i>He</i> ainda ocorrem imprimindo aspecto maciço. <i>Ha</i> mais grossa (0,15 mm) tem lamelas de crescimento. Veios e vênulas de: (i) gibbsita, <i>Qtz</i> e calcidônia, com rara <i>Ab</i> fina; (ii) <i>Qtz</i> e <i>Cb</i> , com <i>Hl</i> , (iii) <i>Hl</i> ($\pm 0,3$ mm) em massas dobradas e discordantes. Em N4, <i>Hml</i> (<0,005-0,14 mm) e <i>Mt</i> podem dominar essa associação.
N4E	<i>Mt</i> -hematita venulada (HD brechado)	Bandamento definido por <i>Mt</i> (com relictos de <i>Kmg</i>) e <i>Hm</i> . Bandas maciças têm <i>Ha-Ht</i> . HDs são localmente brechados por veios de <i>Qtz</i> e <i>Cb</i> . <i>Hl</i> em geral em veios de <i>Qtz</i> e em cavidades junto a agregados de <i>Mt</i> . <i>Qtz</i> é: (i) anédrico (0,3-0,5 mm), pintalgado por <i>Cb</i> ; <i>Qtz</i> e <i>Cb</i> preenchem espaços intergranulares de agregados de hematita; (ii) piramidal em veios, (até ~4 mm).
	<i>Cb</i> & hematita- <i>Mt</i> (HD bandado e brechado)	HDs bandados, com bandas de <i>Cb</i> (0,1-0,8 mm e até 3 mm) e <i>Hm</i> com <i>Mt</i> e alguma <i>Hml</i> que podem estar cortadas por vênulas de <i>Cb</i> (Figura V.3 e). O <i>Cb</i> pode cimentar bandas de <i>Hm-Mt-Hml</i> e porções brechadas, constituindo até ~70% da rocha. Zonamento do <i>Cb</i> é definido por fina poeira de hematita (Figura V.3 f). <i>Hml</i> ocorre em finíssimas faixas bordejando bandas de <i>Hm+Mt</i> , além de crescer a partir de agregados de <i>Mt</i> . A <i>Mt</i> é localmente consumida por <i>Cb</i> . <i>Qtz</i> anédrico-subédrico fino pode ocorrer com <i>Cb</i> . <i>Qtz</i> piramidal ainda ocorre em veios com <i>Cb</i> associado.
N5E	Hematita venulada (HD bandado e/ou brechado)	HDs bandados, em que domina <i>Hm</i> (<0,004 mm); ainda <i>Ha</i> fina ($\pm 0,02$ mm), <i>Hml</i> , <i>He-Ht</i> mais grossas (até $\pm 0,3$ mm) com lamelas de crescimento. <i>Hm</i> é recristalizada no contato entre <i>Hm</i> e veios de <i>Hl-Ht</i> . Microbandamento tem finas faixas de agregados de <i>Ha</i> com núcleos porosos (Figura V.3 g). <i>Ha</i> impõe aspecto maciço às bandas. <i>Hl</i> forma agregados e cobre paredes de cavidades. <i>Hl</i> , <i>Ht</i> , <i>Ha</i> , <i>He</i> formam vênulas que adentram o bandamento. Em vênulas de <i>Ha</i> fina esta parece se desenvolver de vênulas de <i>Qtz</i> com <i>Hml</i> . <i>Qtz</i> é poligonal, até 1,2 m.
	Hematita (HD brechado)	HDs com porções brechadas. Junto com a associação a hematita-carbonato, correspondem aos HDs cujo bandamento original é o mais obliterado. Onde presente, o microbandamento é definido por níveis de <i>Ha</i> fina (0,03 mm) intercalados com <i>Hm</i> . <i>Hml</i> ocorre em espaços vazios intercalados com agregados de <i>Ha</i> (Figura V.3 h). <i>He</i> fina ($\pm 0,06$ mm) pode exibir lamelas de crescimento; atinge até 2 mm em veios. Vênulas de <i>Ht</i> e <i>Hl</i> atravessam bandas de <i>Hm</i> . <i>Ha</i> pode formar veios (Figura V.3 h). Rara calcopirita fina ocorre nos aglomerados de <i>Ha</i> (banda maciça). Partículas de ouro granular ocorrem inclusas em hematita de granulação fina.
	Hematita e carbonato (HD brechado)	HDs ricos em vênulas carbonáticas, resultando em porções brechadas. Domina a <i>Hm</i> com agregados oclares de <i>Ha</i> (\pm - <i>He</i>) ($\pm 0,03$ mm), como <i>pods</i> , <i>box works</i> e bandas maciças. <i>Hl</i> ocorre no centro dos aglomerados de <i>Ha</i> , preenchendo parcialmente poros. <i>Cb</i> fino (<1,2 mm) é manchado ou límpido, e constitui até ~10%. Dois tipos de carbonato: fino com <i>Hm</i> , intrabanda; mais grosso e límpido ($\pm 0,2$ mm) cimentando porções brechadas. Localmente, pode aparecer massa fina de clorita, com carbonato e hematita associados.

proporções. As observações a seguir são, em parte, reproduzidas de Zucchetti (2005) e Zucchetti & Lobato (2004, 2005).

Os **andesitos-basaltos** pouco alterados apresentam-se em derrames maciços definidos pela transição de níveis homogêneos para níveis amigdaloidais, núcleos de granulação média com bordas de grã fina e intercalações com rochas vulcanoclásticas e *chert* (Figura V.5 b, c). Localmente, as lavas mostram sinais de deformação tais como foliação, quartzo e albita com extinção ondulante e achatamento de amígdalas. Os **andesitos-basaltos** preservam as texturas variolítica, intergranular, porfirítica, glomeroporfirítica, ofítica/subofítica e, raramente, intercrescimento granofírico (Figura V.5 c). A granulação é fina, mas é comum a presença de fenocristais de grão médio. Com o aumento da profundidade nos furos de sondagem, as amostras podem exibir aumento na quantidade e no tamanho dos fenocristais e diminuição da

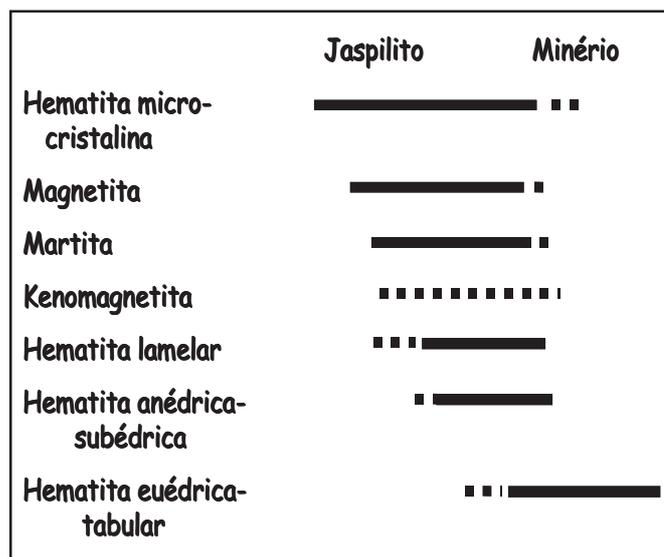


Figura V.4. Proposta geral de seqüência de formação de óxidos de ferro em jaspilitos e minérios de ferro.

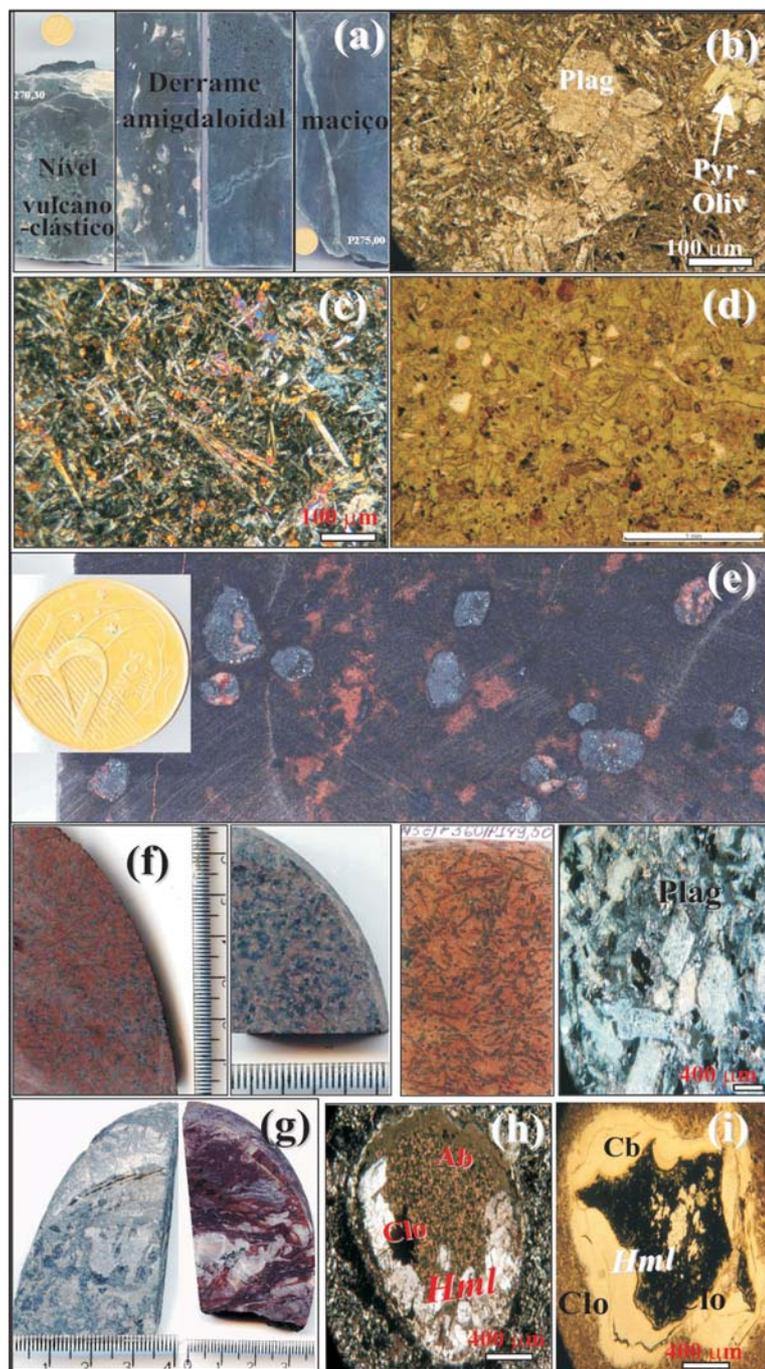


Figura V.5. Diferentes feições das rochas metamáficas. Texturas ígneas preservadas: (a) Amostras de andesito-basalto de N4W, de derrame maciço (nível homogêneo), amigdaloidal (núcleo de granulação média com bordas de grã fina) e de rocha vulcanoclástica. (b) Fotomicrografia de andesito-basalto de N4E com textura glomeroporfirítica com fenocristais de plagioclásio (Plag, centro) e mineral máfico cloritizado (piroxênio-Pyr ou olivina-Oliv; lado direito superior); luz transmitida, nicóis paralelos. (c) Fotomicrografia de andesito-basalto de N4E com plagioclásio e augita aciculares em textura variolítica; luz transmitida, nicóis cruzados. (d) Fotomicrografia de rocha vulcanoclástica de N4W com vidro vulcânico em cuspide e placóide; luz transmitida, nicóis paralelos. (e) Basalto de N5E com alteração hematítica em amígdalas e veios. (f) Amostras de gabro, com variados graus de hematitização. A terceira foto mostra a superfície de uma lâmina delgada. Na fotomicrografia na extrema direita, a amostra mostra-se praticamente inalterada, com plagioclásio-Plag preservado. (g) Basalto com alteração hidrotermal. Esquerda: amigdaloidal cloritizado (N4E furo 621, profund. 51,50 m); direita: transformado em hematita cloritito, com amígdalas preenchidas por calcedônia e quartzo (profund. 56,60 m). (h) Fotomicrografia de amígdala em basalto cloritizado e rico em hematita de N5E, preenchida por clorita (Clo) e albita (Ab) em pente que ocupam as paredes com a rocha – estágio incipiente de alteração; luz transmitida, nicóis cruzados. (i) Fotomicrografia de amígdala em basalto hematitizado de N5E preenchida por clorita (Clo) e hematita microlamelar-Hml, com veio de carbonato (Cb) – estágio avançado de alteração; luz transmitida, nicóis paralelos.

matriz, mostrando a passagem da borda para o interior do derrame, também representada pela mudança da textura porfirítica para textura ofítica/subofítica.

Plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e hornblenda são os principais constituintes primários dos **andesitos-basaltos**. A matriz é formada por clorita, albita, mica branca, quartzo, ilmenita/titanita, epidoto e variolitos com plagioclásio e piroxênio. A matriz está comumente recoberta por uma nuvem de óxidos de ferro ou é formada por um agregado criptocristalino de óxidos de ferro e minerais félsicos (quartzo e/ou albita), ambos produtos de recristalização de matriz vítrea. Ilmenita/titanita, albita, clorita, mica branca, quartzo, actinolita/tremolita, epidoto, calcedônia, hematita, rutilo, talco, sulfetos e carbonato são os minerais acessórios e/ou secundários. As amígdalas possuem tamanho de 1 mm a 1,5 cm, e variam desde formas aproximadamente esféricas a formas em cuspide.

– **Plagioclásio** apresenta-se em prismas curtos, isolados ou agregados, e em cristais aciculares dispostos aleatoriamente. Estes mostram delicadas feições, formadas por resfriamento rápido (*quench*), tais como variolitos esféricos ou em leque, núcleos vazios (textura intrafasciculada), cauda de andorinha e caráter *branching*. Os tamanhos variam de 0,8 mm a 1,6 mm. Os cristais estão albitizados e, parcialmente a totalmente, substituídos por clorita, mica branca, carbonato, epidoto, hematita alinhada segundo os planos de clivagem e recobertos por uma poeira de óxidos de ferro, dando-lhe um aspecto turvo avermelhado.

– **Augita** é pouco comum e aparece preservada principalmente nas rochas de granulação média e textura ofítica/subofítica; são cristais prismáticos, substituídos parcialmente por actinolita/tremolita, clorita e raro epidoto, com tamanho máximo de 1,7 mm. Augita também aparece em cristais aciculares variolíticos, intercalados com agulhas de plagioclásio formando leques.

– **Olivina** é rara e preserva apenas o hábito, estando totalmente substituída por clorita e raro carbonato. Ocorre, preferencialmente, na parte central do derrame, onde há um aumento na quantidade e no tamanho dos fenocristais de augita e olivina e também conseqüente diminuição na proporção de matriz.

– **Hornblenda** é rara e apresenta-se em prismas quase totalmente substituídos por epidoto + clorita, ou como restos em meio a cristais de clorita.

– **Ilmenita** encontra-se parcialmente a totalmente substituída por titanita, localmente na forma de cristais esqueletais.

Rochas **vulcanoclásticas máficas** (Cas & Wright 1988) ocorrem intercaladas nos derrames (Figura V.5 a, d). Estes litotipos têm fragmentos de **andesitos-basaltos**, fragmentos alterados para clorita + ilmenita/titanita e fragmentos angulosos cloritizados de vidro vulcânico

(*glass shards*) nas formas de Y, placóide e em cuspide (Figura V.5 d). Ocorrem veios preenchidos por quartzo + calcedônia + albita. A matriz é criptocristalina, ou formada por finos cristais de quartzo/albita + clorita + mica branca + hematita.

Níveis de **chert** ocorrem em camadas de espessura centimétrica, com microcristais de quartzo associados com clorita. O contato entre o **chert** e o derrame de **andesito-basalto** é concordante, normal e brusco, marcado por um filme de minerais opacos. Dentro da camada há um bandamento composicional milimétrico, marcado pela alternância de bandas de **andesito-basalto**, bandas com **chert** (quartzo fino) e bandas com quartzo mais grosso. Localmente, observa-se uma camada de espessura centimétrica formada por clorita, hematita e titanita subordinada, com bandamento composicional paralelo ao contato, e interpretada como níveis sedimentares de composição pelítica. Junto ao contato, os níveis sedimentares mostram autobrechação, provavelmente causada pela movimentação da lava.

Os **gabros** (Figura V.5 f) têm texturas ofítica e granular hipidiomórfica, e granulação média com cristais de até 4 mm. Alguns corpos apresentam bordas com granulação um pouco mais fina, com cristais de plagioclásio com tamanho máximo de 2,8 mm. Os constituintes primários são plagioclásio, olivina, piroxênio, ilmenita e quartzo. Os minerais acessórios são apatita e zircão.

Rochas Metamáficas Hematitizadas

As rochas vulcânicas localizadas junto ao contato com o minério mostram forte cloritização e estão parcialmente hematitizadas (mineralizadas), com cristalização de hematita em quantidades variadas, indicando que este contato foi um importante local de fluxo de fluido.

A alteração hidrotermal gerou **clorititos e hematita clorititos**, constituídos por um agregado microcristalino de clorita, hematita, mica branca e titanita. Localmente, observam-se apenas os contornos de amígdalas, como feições primárias preservadas. A alteração hidrotermal associada à mineralização hematítica foi primeiramente descrita por Teixeira (1994), que registrou forte cloritização e substituição do plagioclásio por hematita nas rochas máficas perto do contato com a FFB. Os efeitos desta alteração são visíveis principalmente na significativa cristalização de hematita nas rochas vulcânicas, que ocorre na forma de preenchimento de amígdalas e veios e substituição dos minerais primários (Figura V.5 e, i).

Nos andesitos-basaltos, os seguintes minerais de alteração estão presentes:

– **Clorita** é o mineral de alteração mais abundante, substituindo olivina, piroxênio, plagioclásio, hornblenda,

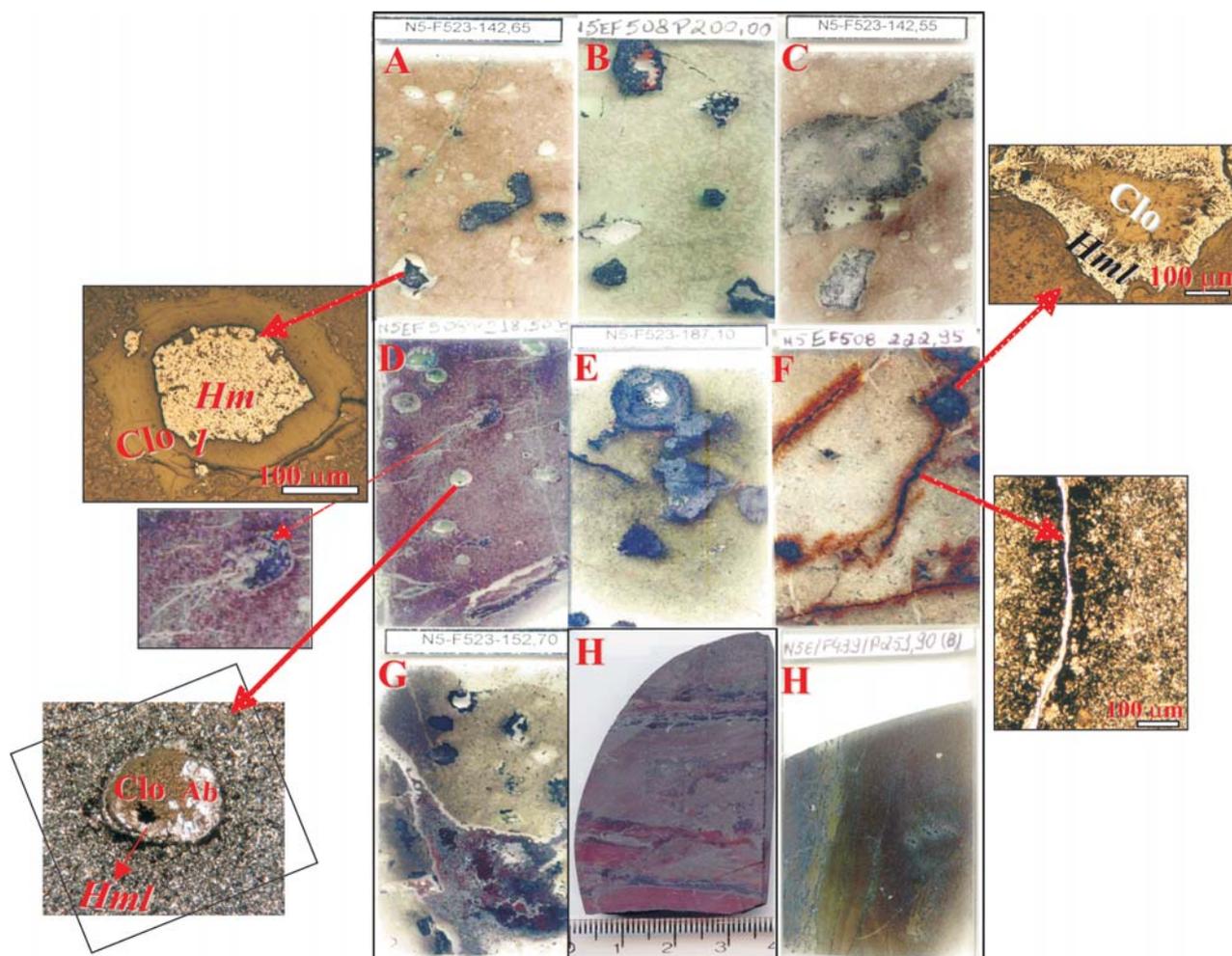


Figura V.6. Alteração progressiva das rochas vulcânicas máficas, que é iniciada por infiltração do fluido em amígdalas, mostrada na superfície de oito lâminas delgadas e cinco fotomicrografias de pontos selecionados nas lâminas. A (fotomicrografia em luz refletida), B, C e D: Alteração dominada pela clorita, com hematita microlamelar-Hml associada; matriz apresenta-se avermelhada devido ao recobrimento de hematita. Notar em D (fotomicrografias em luz transmitida, nicóis paralelo e cruzado) o rompimento típico de uma das amígdalas, o que permitiu a alteração para fora das mesmas. D, E, F (fotomicrografias luz refletida e transmitida-nicóis paralelo), G e H: Transição para alteração dominada pela hematita por ruptura das bordas das amígdalas, resultando em hematitização avançada, que se difunde de fraturas para a rocha (Depósito N5E); H representa um estágio de alteração mais avançado.

actinolita/tremolita e a matriz da rocha; ocorre também preenchendo amígdalas e veios.

– **Hematita** preenche veios e amígdalas e substitui a matriz da rocha.

– Os **sulfetos** são calcopirita, pirita e covellita e aparecem preferencialmente em amígdalas e veios.

– **Carbonato** preenche veios e amígdalas, invade a rocha e substitui plagioclásio e matriz.

Gabros alterados (Figura V.5 f) têm como minerais secundários clorita, mica branca, serpentina, titanita, epidoto, hematita, quartzo e albita. Onde hidrotermalmente alterados, os corpos transformam-se em uma massa de finos minerais: clorita predominante, titanita, minerais opacos e mica branca, principalmente nos estágios avançados. Os **gabros** são cortados por veios preenchidos

por clorita; quartzo e clorita; clorita e hematita; mica branca e hematita; quartzo, albita e clorita.

– **Quartzo** é intersticial aos cristais de plagioclásio e o mineral máfico original.

– **Ilmenita** ocorre em cristais esqueléticos bem desenvolvidos e bordejados por titanita.

– **Apatita** apresenta-se em cristais aciculares bem desenvolvidos. **Zircão** é raro e aparece em pequenos cristais euédricos.

– **Hematita** substitui plagioclásio, matriz e preenche veios. Dominam **Hml** e **Ha** (até cerca de 0,4 mm), com cristais anédricos de **Mt** associados. Agregados de **Ha** também podem ser observados. Em vênulas descontínuas, **Ht** pode exibir lamelas de crescimento.

Na alteração das rochas vulcânicas (Figura V.5), as amígdalas funcionaram como as células iniciais de penetração de fluido, com lixiviação do material que preenchia as amígdalas e substituição por minerais hidrotermais (Figura V.6). Serviram ainda como canais ou núcleos para a transmissão e passagem do fluido; em condições de alta razão fluido:rocha, o rompimento das amígdalas aumentou a porosidade, facilitou o desenvolvimento de fraturas e veios e permitiu a difusão do fluido para o interior das rochas.

Em consequência, estabeleceram-se as seguintes associações mineralógicas:

– *Clorita + mica branca + titanita ± albita ± carbonato* – Associação em que há preservação de feições primárias. Também inclui rochas plutônicas em diferentes graus de alteração.

– *Clorita + mica branca ± hematita* (clorititos).

– *Clorita + hematita ± mica branca* (hematita clorititos).

No caso das rochas vulcânicas máficas, a alteração a hematita ocorreu em dois estágios principais:

(i) **Incipiente** – dominado por clorita e albita, com pouca hematita. Ocorre de forma localizada, restrita a amígdalas, que preservam bordas nítidas (Figura V.5 e) e algumas vênulas. Também ocorrem quartzo/calcedônia, carbonato e sulfetos tanto em veios como nas amígdalas.

A preservação dos limites das amígdalas sugere que a transmissão de fluido para o interior das rochas deve ter sido dificultada; albita e quartzo podem exibir textura em pente (Figura V.5 h).

(ii) **Avançado** – dominado pela cristalização de *Hml* e clorita em amígdalas (figuras V.5 h e V.6) e veios. As amígdalas totalmente preenchidas por hematita e clorita têm limites rompidos, com fraturas desenvolvendo-se entre as amígdalas. As fraturas dão lugar a vênulas, que interligam as amígdalas, envolvidas por halos de alteração hidrotermal, com hematita substituindo plagioclásio e matriz por difusão, também com formação de talco, titanita e rutilo.

Duas gerações de carbonato estão presentes, uma concomitante com a precipitação de calcedônia e outra posterior, que substitui calcedônia e carbonato (Figura V.7 a, b, c), sugerindo a existência de estágio **tardio** de alteração. Brechação hidráulica é acompanhada de formação de quartzo subédrico; veios de quartzo são localmente bordejados por faixas de hematita. O quartzo pode ser zonado, ou exibir textura em pente (Figura V.7 d, e).

As amostras do Depósito N5E caracterizam-se pelo predomínio de clorita (60%), com rara mica branca, *Hml*

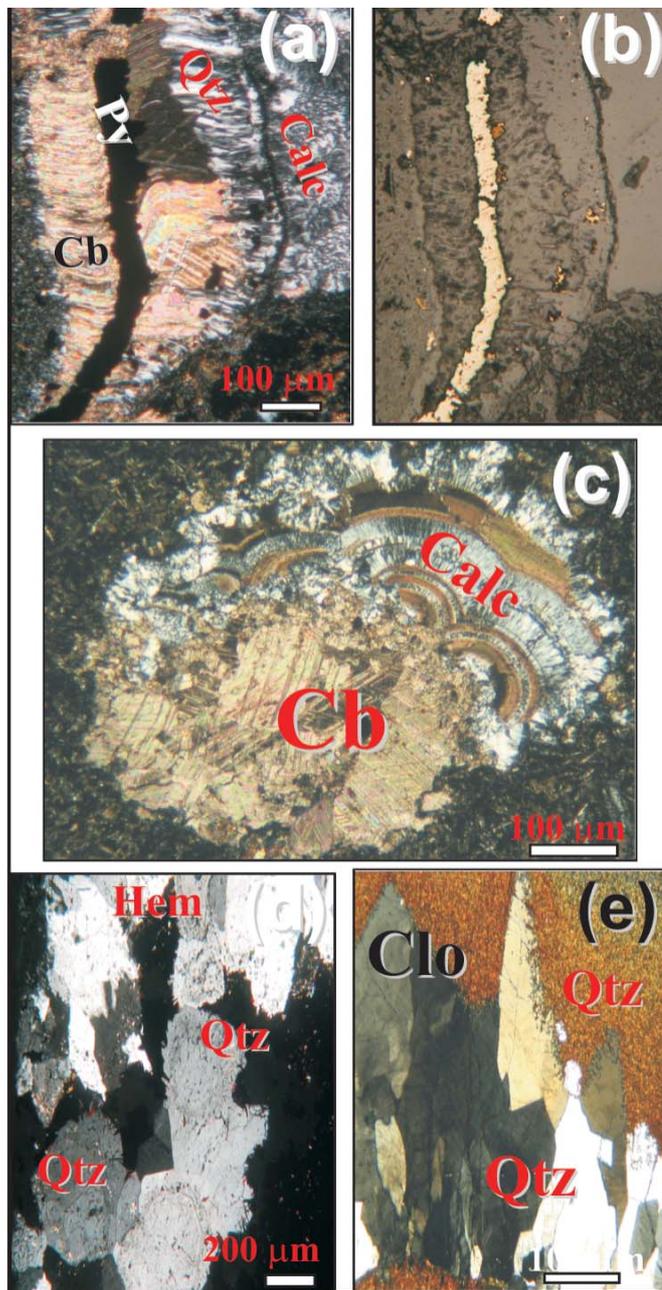


Figura V.7. Fotomicrografias das rochas metamáficas. (a) (luz transmitida, NP) & (b) (luz refletida) Veio com pirita (Py) bordejada por franjas de carbonato (Cb), este envolvido por calcedônia (Calc), ambos rotacionados (aumento 50X; N4E). (c) Amígdala com carbonato alternado a calcedônia em bandas concêntricas (coloforme). Carbonato ocorre disseminado na rocha (amostra de N4E) (luz transmitida, NC). (d) Quartzo-Qtz zonado e em pente (canto inferior esquerdo) co-precipitado com hematita (Hem) de N5E (luz transmitida, NC). (e) Veio de quartzo em pente em andesito-basalto cloritizado (Clo) de N5E (luz transmitida, NC).

(±35%) finamente dispersa e *Mt* (±5%). Localmente formam-se finas faixas descontínuas com agregados de cristais de *Mt* (hematita ±0,01 mm) com raro relicto de *Kmg*. Podem ocorrer microbandas de *Ha*(±*He*) (0,02 mm) fina, com raros cristais de *Mt* euédricos de granulação

fina (0,1 mm). Lamelas de hematita podem ter até 0,2 mm de comprimento, além de bandas com *Hm* e porções de hematita fina anédrica-subédrica, que parecem corresponder a banda de minério. Estas amostras representam o contato **HD**-rocha máfica.

Em amostras do Depósito N4E, correspondentes ao contato entre minério e basalto, são identificados **carbonato talcitos**. Caracterizam-se por uma massa fina composta por talco, carbonato e rara clorita. Cristais de quartzo anédrico, que podem atingir granulação grossa, ocorrem em meio à massa de talco, associados a minerais opacos. Clorita com cor de interferência verde-azulada, característica de clorita rica em ferro, ocorre em vênulas e como massas (substituição de mineral preexistente). Os cristais de carbonato são finos a médios (0,2 mm), subédricos a euédricos.

VI. ESTUDOS DE QUÍMICA MINERAL

Carbonato e clorita foram analisados por microsonda eletrônica. Cristais de magnetita, com fraca martitização, foram submetidos à análise Mössbauer (Figueiredo e Silva 2004, Zucchetti 2005).

Análises por Microsonda Eletrônica

Carbonato

A partir do estudo petrográfico das diversas rochas, foram identificados cristais de carbonatos em 17 amostras correspondentes aos depósitos N4E e N5E. Os carbonatos ocorrem em jaspilitos e minérios, na forma de: **(i)** vênulas; **(ii)** cimento de brecha; **(iii)** intrabanda. Podem constituir até *ca.* de 60% em minérios brechados. Inúmeros cristais foram analisados em microsonda eletrônica objetivando discriminar diferentes tipos de carbonato ou variações de composição, já que são comumente descritas fases límpidas e manchadas, em jaspilitos, minérios brechados e rocha máfica hematitizada. Os dados foram tratados no programa Minpet® e estão apresentados em diagramas ternários (Figura VI.1a).

A composição dos diversos cristais de carbonato analisados são bastante semelhantes, caracterizando **dolomita** com variações comumente na concentração de óxido de manganês, ferro e magnésio. Devido à presença de concentração anômala de óxido de manganês, na maior parte das amostras, as dolomitas são classificadas como **kutnahorita** (Figura VI.1 c). **Calcita** é identificada em seis amostras e ocorre na forma de veios contendo até 8% de óxido de manganês.

O carbonato predominante dos jaspilitos é a calcita que ocorre dispersa ou ainda paralela ao bandamento, com

composição média: FeO e MgO < 1% e MnO 4-5% (Figura VI.1 b); dolomita ocorre em apenas uma amostra. Em minérios do Depósito N4E, kutnahorita predomina, com composição média de FeO ~2% e de MnO ~4%. Já no Depósito N5E, dolomita predomina com composição média de FeO ~0,7%, e de MnO ~1,8%. Em uma amostra de rocha máfica hematitizada, MnO tem em média 6%, e FeO a 2%.

Em algumas amostras, outros minerais foram identificados pelo método qualitativo Energy Dispersive Spectrometer - EDS, como talco, gibbsita e sulfetos.

Pela análise das correlações entre os óxidos presentes nos carbonatos, verifica-se que MgO e CaO se mantêm constantes à medida que FeO aumenta na maioria das amostras. Com aumento do MnO, há uma discreta diminuição na concentração de MgO, enquanto CaO se mantêm constante. Ambos FeO e MnO têm as variações mais significativas. A dolomita do minério de N5E apresenta os menores conteúdos de FeO (Figura VI.1 d). Já minérios de N4E contêm carbonatos com os mais altos teores de FeO. Calcitas apresentam concentração de MnO de até *ca.* de 10%.

Nas dolomitas $[Ca(Mg,Fe,Mn)(CO_3)_2]$, as posições de cálcio são ocupadas por magnésio (Mg), podendo conter Fe^{2+} substituindo Mg, o que dá ao mineral uma cor marrom em amostra de mão. Também há uma substituição contínua de Mg por Fe^{2+} na ankerita. Segundo Deer *et al.* (1972), o termo dolomita é restrito a minerais com razões Mg:Fe > 4. Manganês também pode substituir Mg, e dolomita com concentração de MnO maior que 3% corresponde à série contínua da kutnahorita. Este mineral foi definido por Frondel & Bauer (1955), que analisaram amostras de Franklin e Sterling Hill, Nova Jersey. Segundo os autores, pequenas porções de Mg e Fe estão presentes em substituição por Mn. Tsikos *et al.* (2003) descreveram kutnahorita e calcita rica em manganês na formação ferrífera-FF paleoproterozóica Hotazel, no campo manganésífero Kalahari, África do Sul. Os autores consideraram a formação dos carbonatos como diagenética, com Mn^{4+} primário atuando como agente oxidante. No entanto, os autores não descartaram a hipótese de oxidação pervasiva e lixiviação da FF Hotazel, na geração de FF enriquecida e dolomitizada, como consequência de fluxo de fluidos ao longo de discordâncias na seqüência. Este argumento é similar ao postulado para a formação de minérios de ferro hematíticos nas bacias Mesabi, Minesota (EUA) (Morey 1999), Hamersley na Austrália (Martin *et al.* 1998, Powell *et al.* 1999) e no Supergrupo Transvaal, África do Sul (Van Schalkwyk & Beukes 1986).

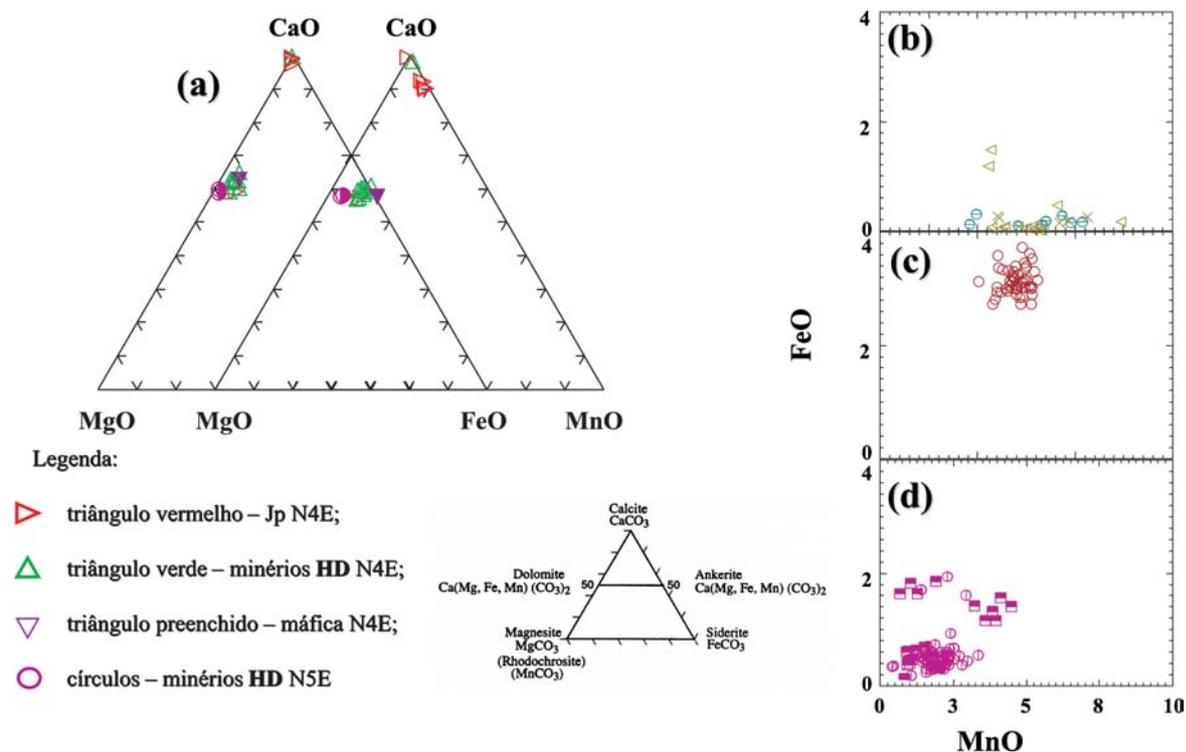


Figura VI.1. (a) Diagramas ternários mostrando composições de carbonatos (kutnahorita, dolomita e calcita) dos depósitos N4E (triângulos) e N5E (círculos). Diagrama com divisão de campos extraído de N'dah (1998 in Chown *et al.* 2000). Como referência, é mostrado o campo da dolomita na classificação de carbonatos. Diagramas de correlação FeO-MnO em: (b) calcita de jaspilito – amostra N4E2AeB(A); (c) kutnahorita de HD – amostra N4EF603P38,60; (d) dolomita de HD do Depósito N5 – amostras N5EF439P249,80 e N5EF439P247.

Clorita

A clorita é o mineral secundário mais abundante presente nas rochas máficas do Grupo Grão Pará e análises de microsonda eletrônica classificam a maioria dos cristais como Fe-clinoclóro (Figura VI. 2 a). Foram analisados cristais pertencentes a rochas vulcânicas e plutônicas em diferentes situações petrográficas: clorita substituindo fenocristais e matriz, preenchendo amígdalas e veios das rochas vulcânicas, e clorita substituindo o mineral máfico de uma amostra de gabro. O conjunto de cristais analisados não apresenta grande intervalo na razão Fe/(Fe+Mg) (0,32-0,57), porém tem ampla variação no conteúdo de Si (5,45-6,38) (Figura VI.2 b). Os veios apresentam dois tipos de clorita: a maior parte tem composição de Fe-clinoclóro; a composição Mg-chamosita, rica em ferro [$Fe/(Fe+Mg) > 0,50$] e pobre em Si, está presente somente em um veio.

Análises de clorita formada por alteração hidrotermal em gabro do Depósito Igarapé Bahia, da classe óxidos de ferro-cobre-ouro (Lindenmayer *et al.* 1998), mostram razões semelhantes de Fe/Fe+Mg daquelas do gabro de N5E (Fe-clinoclóro), porém com maior conteúdo de Si (Figura VI.2 a). Por outro lado, a clorita de Igarapé Bahia, formada nas zonas mineralizadas, mostra teores altos de Fe (Fe/Fe+Mg ~0,88), similares a clorita de formações

ferríferas (Dreher 2004). Diques de dolerito associados ao depósito de ferro Mount Tom Price, na Austrália, mostram-se intensamente alterados perto das zonas de minério e são constituídos por clorita, talco, leucoxênio e pirita (Taylor *et al.* 2001). A clorita pertencente ao dolerito do Depósito Tom Price apresenta composição de diabandita ($Si > 6,2$), enquanto que nos depósitos N4 e N5 poucas análises de clorita apresentam conteúdos de $Si > 6,2$.

A clorita apresenta correlação negativa entre Fe e Mg (Figura VI.2 b). A clorita do estágio incipiente de alteração é rica em ferro e a do estágio avançado rica em magnésio. Segundo Beaufort *et al.* (2005), em condições oxidantes a clorita tende a ser mais magnesiana (clinoclóro) e o ferro presente é fixado na hematita. As amostras analisadas mais ricas em Fe, com maior razão Fe/Mg, pertencem a um veio formado durante o estágio de alteração tardia. Portanto, é possível que a correlação negativa observada reflita variações no estado de oxidação do fluido.

Mössbauer em Magnetita

O método Mössbauer determina as fases de ferro presentes nos minerais. As fases da magnetita-Mg consistem em 8 sítios tetraédricos (Fe^{3+}) e 16 octaédricos

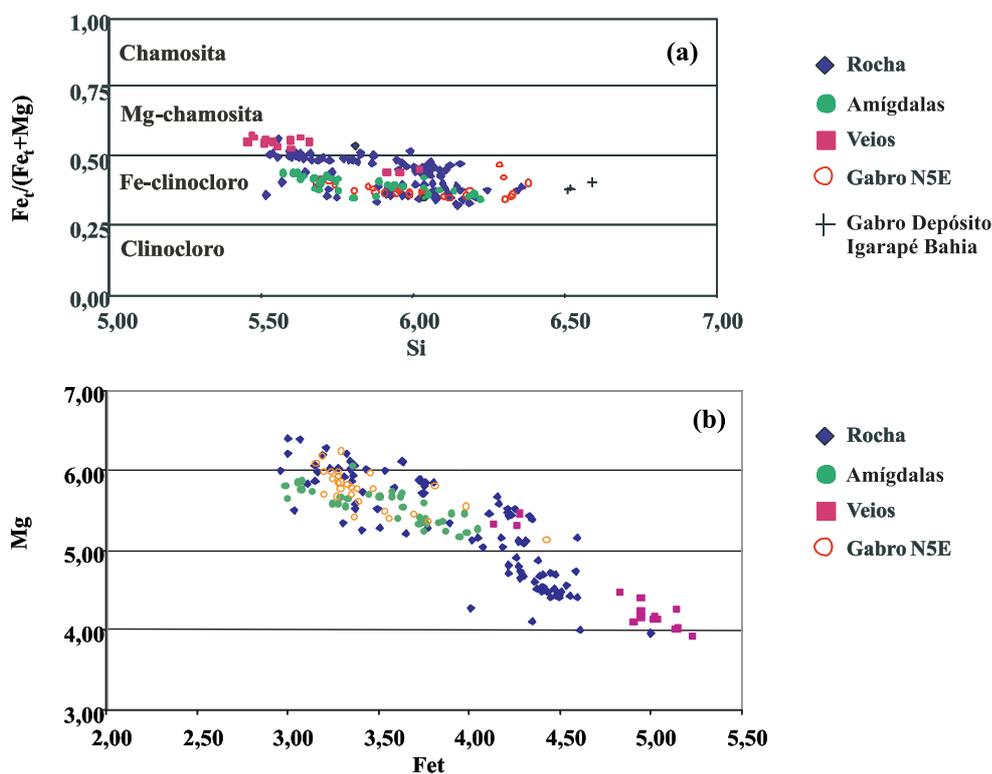


Figura VI.2. (a) Diagrama de classificação de clorita de rochas máficas, segundo Bayliss (1975), pela distribuição de Si versus $Fe/(Fe+Mg)$, mostrando que a maioria dos pontos de análise acham-se no campo do ferro-clinocloro. (b) Diagrama Fe versus Mg em clorita, incluindo cristais substituindo fenocristais e matriz; preenchendo amígdalas; em veios nas rochas vulcânicas; substituindo mineral máfico em uma amostra de gabro.

(Fe^{2+} e Fe^{3+}), sendo que uma fase pode apresentar mais de um subspectro (diferentes sítios). A razão entre a área dos sítios octaédricos e tetraédricos da magnetita padrão é aproximadamente 2,00. Razões menores podem indicar alterações na área do sítio octaédrico, ou seja, deficiência em Fe^{2+} , caracterizando kenomagnetita-*Kmg*.

Sete amostras com *Mg* de jaspilitos de N4E e N4W e de uma amostra de minério de N1 foram comparadas a uma amostra de magnetitito do Depósito Alemão, da classe óxidos de ferro-cobre-ouro, utilizada como padrão. A *Mg* dos jaspilitos de N4E ocorre em blastos, sobre faixas de hematita microcristalina-*Hm*. Em N4W, a *Mg* é fina e fracamente martitizada. Na amostra de minério de N1, ocorre como blastos martitizados sobre *Hm* e/ou *Hml*. A Figura VI.3 apresenta alguns espectros das amostras analisadas. Das sete amostras, cinco confirmam a presença da fase deficiente em Fe^{2+} , ou seja, *Kmg*.

VII. ESTUDOS GEOQUÍMICOS

Os dados geoquímicos, sua manipulação e interpretação, são baseados nos trabalhos de Figueiredo e Silva (2004), Figueiredo e Silva *et al.* (2004, 2005), Zucchetti (2005) e Zucchetti & Lobato (2005), além de interpretações adicionais de Lobato *et al.* (2004, 2005).

Jaspilitos e Minérios

Elementos Maiores

O diagrama dos elementos maiores Fe_2O_3 versus SiO_2 (Figura VII.1 a), de jaspilitos de N4W e N5E, exibe uma correlação negativa caracterizada pela diminuição progressiva de Fe_2O_3 à medida que SiO_2 aumenta. Conteúdos de Fe_2O_{3Total} variam entre 48, 68 e 63,24% (34,17 a 44,23% de Fe) e SiO_2 entre 35 e 50%. Este *trend* é geralmente utilizado na literatura para demonstrar a variação composicional entre bandas ricas em ferro e bandas ricas em sílica de variados tipos de formações ferríferas bandada-FFB.

Dois amostras de jaspilito de N4W exibem teores elevados de Fe_2O_3 , cerca de 80%, que equivale a aproximadamente 60% de Fe, tratando-se de amostras mineralizadas. Uma delas está brechada, com nódulo de minério do tipo **HD**, e a outra é de minério do tipo **HD**.

Os minérios apresentam alta concentração de ferro, com amostras de N1 exibindo teores entre 68,22 e 69,65% de Fe e de N5E entre 64 e 67,5%, e baixíssimo conteúdo em SiO_2 , com exceção de algumas amostras dos depósitos N4E e N5E que contêm carbonato e uma delas clorita (teores de Fe variam entre 43 e 47%).

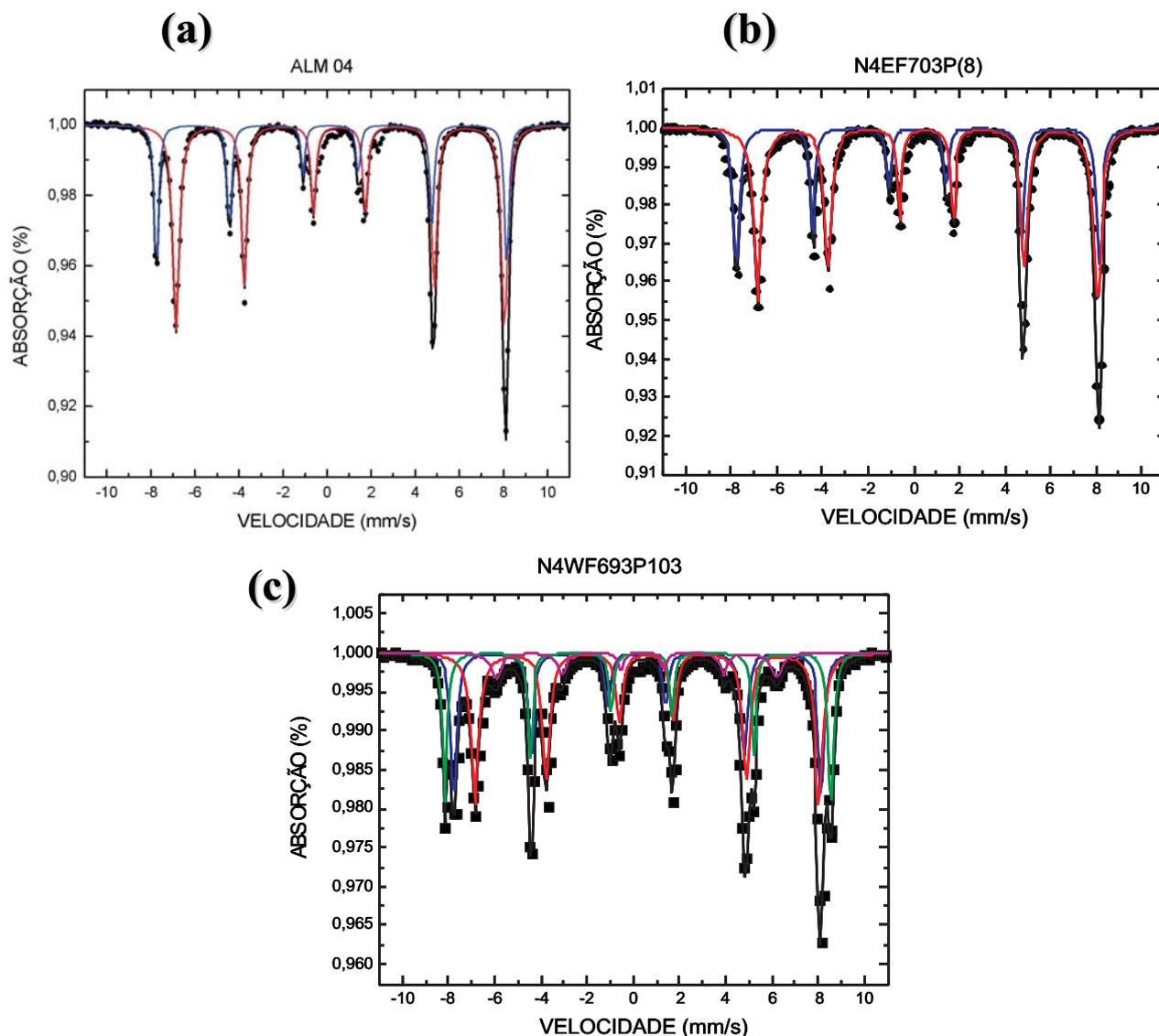


Figura VI.3. Espectros Mössbauer em cristais de magnetita. Amostras dos depósitos (a) Alemão -ALM 04; N4E (b) F703P77,60; e N4W (c) F693P103,00. Azul – sítio tetraédrico (Fe^{3+}); vermelho – sítio octaédrico (Fe^{2+} e Fe^{3+}); verde – hematita; rosa – goethita; preto – soma dos sítios.

Em relação à variação MnO versus Fe_2O_3 (Figura VII.1 b), nota-se uma semelhança entre as amostras de jaspilitos (círculo e quadrado), com concentração muito baixa de MnO , enquanto ocorre um aumento significativo de Fe_2O_3 . Já os minérios (triângulos) contêm até 0,5% de MnO , e uma amostra apresenta cerca de 1,5%, com teores elevados de Fe_2O_3 (entre 60 e 100%).

Jaspilitos da Formação Carajás analisados por Macambira (2003) contêm 27 a 65% em SiO_2 e 32 a 70% de Fe_2O_{3Total} . Segundo dados de Tolbert *et al.* (1971) e Beisiegel *et al.* (1973), jaspilitos dos depósitos de ferro de Carajás contêm 17,11 (24,44% Fe_2O_3) a 43,40% (62% Fe_2O_3) de Fe e 35,10 a 60,84% de SiO_2 .

Uma amostra de rocha máfica, muito rica em hematita, apresenta concentração de Fe_2O_3 de 54,28% (38% Fe) e cerca de 20% de SiO_2 .

Elementos Traço

A comparação do conteúdo de elementos traço, entre jaspilitos e minérios, mostra enriquecimento significativo de alguns elementos (Figura VII.1 c, d, e). Os elementos Ba, U, Nb e Y são enriquecidos em todos os tipos de minérios, sendo o U o mais abundante nos jaspilitos, com enriquecimento da ordem de 20 a 200 vezes em relação ao condrito (Taylor & McLennan 1985). Minérios correspondentes ao Depósito N5E têm valores de até 1000

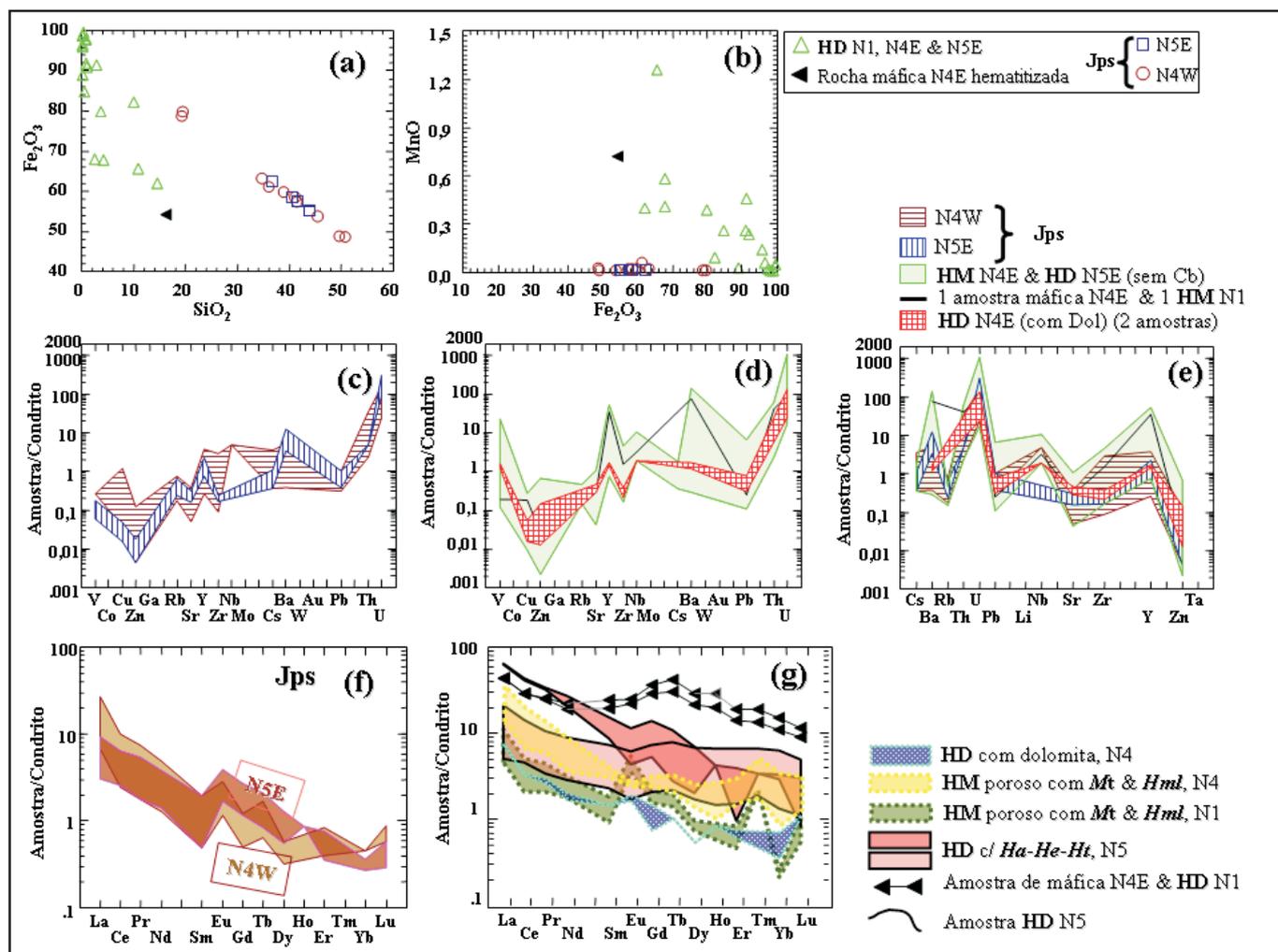


Figura VII.1. Dados geoquímicos de amostras de jaspilitos e minérios dos depósitos N1, N4 e N5. Diagramas binários, com distribuição de (a) SiO_2 versus Fe_2O_3 , (b) Fe_2O_3 versus MnO . Diagramas de distribuição de elementos traço em jaspilitos (c), minérios e uma amostra de rocha máfica hematizada (d) & jaspilitos e minérios (e). Padrões de distribuição de elementos terras raras em jaspilitos (f) e minérios (g).

vezes de U em relação ao condrito. A concentração de Ba atinge cerca de 100 vezes o valor do condrito em minérios e 10 vezes em jaspilitos. O Nb varia em até 10 vezes em relação ao condrito, exceto em jaspilitos de N5E que não exibem enriquecimento em Nb. Conteúdos de Y somente ultrapassam o valor padrão condritico em minérios e na rocha máfica hematizada.

Segundo estudos geoquímicos de FFB de Manykamba *et al.* (1993), os elementos Zr, Hf, Y, V, Ta, Nb, Rb e Sr refletem sedimentação terrígena, ou ainda conforme Rao & Naqvi (1995), são interpretados como derivados de intemperismo de rochas félsicas crustais.

Metais de transição como Cu, Zn, Ni, Co e V são comumente utilizados como indicadores de fonte vulcanogênica hidrotermal direta em precipitados químicos, incluindo FFB (Tsikos & Moore 1997). Nas amostras de jaspilitos e minérios estudados, estes elementos são empobrecidos, com exceção do V, que é anômalo com

cerca de 20 vezes em relação ao condrito (minérios de N5E). O Ni tem as mais baixas concentrações e, por esse motivo, não está representado no diagrama. Em jaspilitos estudados por Macambira (2003), este elemento também mostra valores baixos, enquanto Co, Cu & Zn têm valores similares à média da crosta (55, padrão utilizado pelo autor).

Elementos de Terras Raras

O estudo geoquímico acerca da distribuição dos elementos de terras raras-ETR foi realizado em 35 amostras características dos depósitos N1, N4E, N4W e N5E. Apesar de diversos autores utilizarem o padrão de folhelhos, através do North American Shale Composition – NASC para rochas sedimentares, para normalização, optou-se no presente trabalho pelo uso do condrito (Nakamura 1974), já que os jaspilitos e minérios

relacionam-se a processos vulcanogênicos arqueanos, não se comparando a folhelhos ou sedimentos terrígenos pós-arqueanos.

As razões $(La/Sm)_N$ e $(Gd/Lu)_N$ e desvios padrão de cada elemento foram calculados, assim como as anomalias de európio (Eu^* corresponde a $(Sm_N + Gd_N)_2$), através da seguinte fórmula (Grossi Sad & Dutra 1987): $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N + Gd_N)_2$.

O somatório dos ETR varia de 5,57 a 22,96 em jaspilitos de N4W; 4,46 a 13,76 de N5E; de 6,52 a 14,78 em minérios de N1 (exceto em duas amostras com ETR = 103,03 e 90,74 ppm); 8,12 a 44,25 de N4E; e em N5E com ampla variação, de 14,58 a 97,52. Os dados são apresentados nos diagramas conforme o tipo de rocha e por depósito (Figura VII.1 f, g).

Jaspilitos dos Depósitos N4W e N5E

Os padrões dos ETR normalizados a condrito (Nakamura 1974) das amostras de jaspilitos dos depósitos N4W são apresentados na Figura VII.1 f. As concentrações totais de ETR variam de 5,57 a 22,96 ppm em relação ao condrito, mostrando uma ampla variação. Todas as amostras exibem anomalia positiva de Eu fraca a moderada ($Eu/Eu^* = 1,54$ a $2,34$). Os padrões de fracionamento dos elementos de terras raras leves-ETRL são bastante similares nas cinco amostras. Há enriquecimento em ETRL, com $(La/Sm)_N = 9,53$ a $13,69$, e padrão relativamente horizontal dos elementos de terras raras pesados-ETRP, com baixo conteúdo destes elementos ($\Sigma ETRP < 1$ ppm).

Algumas amostras foram desconsideradas nos cálculos devido à escassez de resultados para alguns elementos que ficaram abaixo do limite de detecção. Estas amostras contêm os mais baixos conteúdos de ETR e, de um modo geral, poucos ETRP são detectados.

A Figura VII.1 f também apresenta os padrões de ETR obtidos em amostras de jaspilitos de N5E. Nota-se a semelhança entre as cinco amostras, com enriquecimento de ETRL e anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1,61$ a $1,83$). Uma das amostras exibe uma proeminente anomalia negativa de Sm, provavelmente devido à diferença nas concentrações entre Sm (0,10 ppm) e o elemento anterior ($Nd = 1,20$ ppm).

Minérios de N1, N4E e N5E

Das seis amostras de minério analisadas do Depósito N1, apenas três se agrupam em padrões de ETR semelhantes (Figura VII.1 g), e que são muito próximos aos dos jaspilitos em geral. Nota-se enriquecimento em ETRL, com moderada a forte anomalia de Eu, variando de 2,13 a 2,88.

Uma amostra de minério poroso do Depósito N1 e uma de rocha máfica hematitizada do Depósito N4E mostram padrões bastante similares e apresentam as mais altas concentrações totais de ETR ($\Sigma ETR = 90,74$ e $103,11$). Os ETRL exibem um padrão ligeiramente côncavo e anomalias de Eu não são proeminentes. Há uma discreta anomalia positiva de ytérbio e, a partir desse elemento, uma relativa diminuição nas concentrações dos ETRP (Figura VII.1 g).

Os padrões obtidos em cinco amostras de minério do Depósito N4E estão distribuídos em duas populações diferentes (Figura VII.1 g). Estas possuem padrões semelhantes aos descritos para minérios do Depósito N1, diferindo apenas por apresentarem fraca anomalia positiva de Eu (1,31 e 1,51) e conteúdos de ETR totais mais baixos (8,30 e 8,12 ppm).

Alguns minérios do Depósito N5E exibem fraca anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,78$ a $0,87$). O somatório de ETR é bastante semelhante para duas amostras, $\Sigma ETR = 14,58$ e $14,72$ ppm, enquanto que uma outra apresenta maior concentração de ETR (39,06 ppm). Há leve enriquecimento em ETRL em relação aos pesados, e padrão horizontal a partir dos elementos intermediários. O padrão dado por um única amostra de N5 exibe fraca a moderada anomalia positiva de Eu (1,73 ppm). As formas dos padrões dos ETRL e ETRP distinguem-se das demais amostras, com discreta anomalia negativa de Ce e positiva de Tm. Em relação ao conteúdo total, uma amostra de N4E assemelha-se aos padrões de minérios de N5E; destaca-se por apresentar padrão côncavo de ETRP. Os padrões de outras duas amostras de N5E formam mais um grupo, com somatório dos ETR elevado ($\Sigma ETR = 85,54$ e $97,52$) e com moderada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,62$ e $0,79$). Há forte enriquecimento (quase 100 vezes o condrito) de ETRL em relação ao condrito.

Rochas Máficas

Foram feitas análises químicas de rocha total em 50 amostras, assim distribuídas por depósito: 17 amostras de N4E, 5 amostras de N4W e 28 amostras de N5E. Quanto aos tipos litológicos, foram analisadas 33 amostras de basaltos-andesitos com graus variados de alteração, 4 de clorititos, 3 de hematita clorititos, 3 de rochas vulcanoclásticas e 7 de gabros.

O conjunto de amostras de rochas metamáficas (vulcânicas, vulcanoclásticas e clorititos) exibe altos valores de perda ao fogo (P. F. até 11%), indicando alteração e hidratação intensas em todo o material estudado, e mostram comportamento homogêneo no diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977),

que indica composição de andesito-basalto (Figura VII.2 a). Análises químicas efetuadas por Lopes & Villas (1983), Gibbs *et al.* (1986), Meirelles (1986) e Teixeira (1994) em rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará classificam-nas como basaltos, andesitos basálticos e traquiandesitos.

As rochas máficas mostram enriquecimento em ferro total, acompanhado de perda progressiva de SiO₂ e drástico empobrecimento de CaO (Figura VII.2 b, c). A amostra com maior enriquecimento em ferro (45,89%) apresenta o menor conteúdo de SiO₂ (18,60%). No conjunto das amostras com menor conteúdo em hematita, doze amostras destacam-se pelo CaO mais elevado, que varia entre 1,96% e 10,61% (Figura VII.2 c), enquanto que nas demais amostras o CaO foi lixiviado (CaO Σ 0,64%). Nas primeiras, algum epidoto e/ou anfibólio e/ou plagioclásio estão presentes, o que sugere que estas amostras são as menos alteradas do conjunto. Os teores de MgO e Fe₂O₃ apresentam correlação positiva (Figura VII.2 d), embora o enriquecimento de MgO possa ser aparente e ter resultado da significativa lixiviação de SiO₂ e CaO, com o enriquecimento relativo de MgO acompanhando o aumento do teor em Fe.

As rochas máficas analisadas apresentam padrão homogêneo dos elementos terras raras (ETR), com teores totais enriquecidos, anomalia negativa de Eu e enriquecimento de ETR leves (Figura VII.2 e). As concentrações totais de ETR variam de 40,45 a 195,72 ppm em relação ao condrito. Uma única amostra tem padrão diferente do conjunto, com acentuado enriquecimento em ETR leves (La = 239 ppm; ~400 vezes o condrito), empobrecimento em ETRP e sem anomalia de Eu. Esta amostra é a mesma que apresenta o maior enriquecimento em ferro e o menor conteúdo em SiO₂ (Figura VII.2 b). Trata-se de rocha a clorita e hematita, com rara mica branca; a hematita é do tipo *Ha*, *Hml-Hm* e, em termos petrográficos, não é possível explicar o padrão excêntrico dos ETR.

Os padrões de ETR das rochas máficas hematitizadas são semelhantes àqueles das rochas não alteradas de Teixeira (1994), diferenciando-se por concentrações maiores de ETR e padrões mais enriquecidos em relação ao condrito. Em relação aos minérios de N1, N4 & N5, as rochas máficas hematitizadas têm concentrações maiores de ETR, com ΣETR entre 56,94 e 195,72 ppm, enquanto os minérios têm ΣETR entre 6,52 e 90,74 ppm.

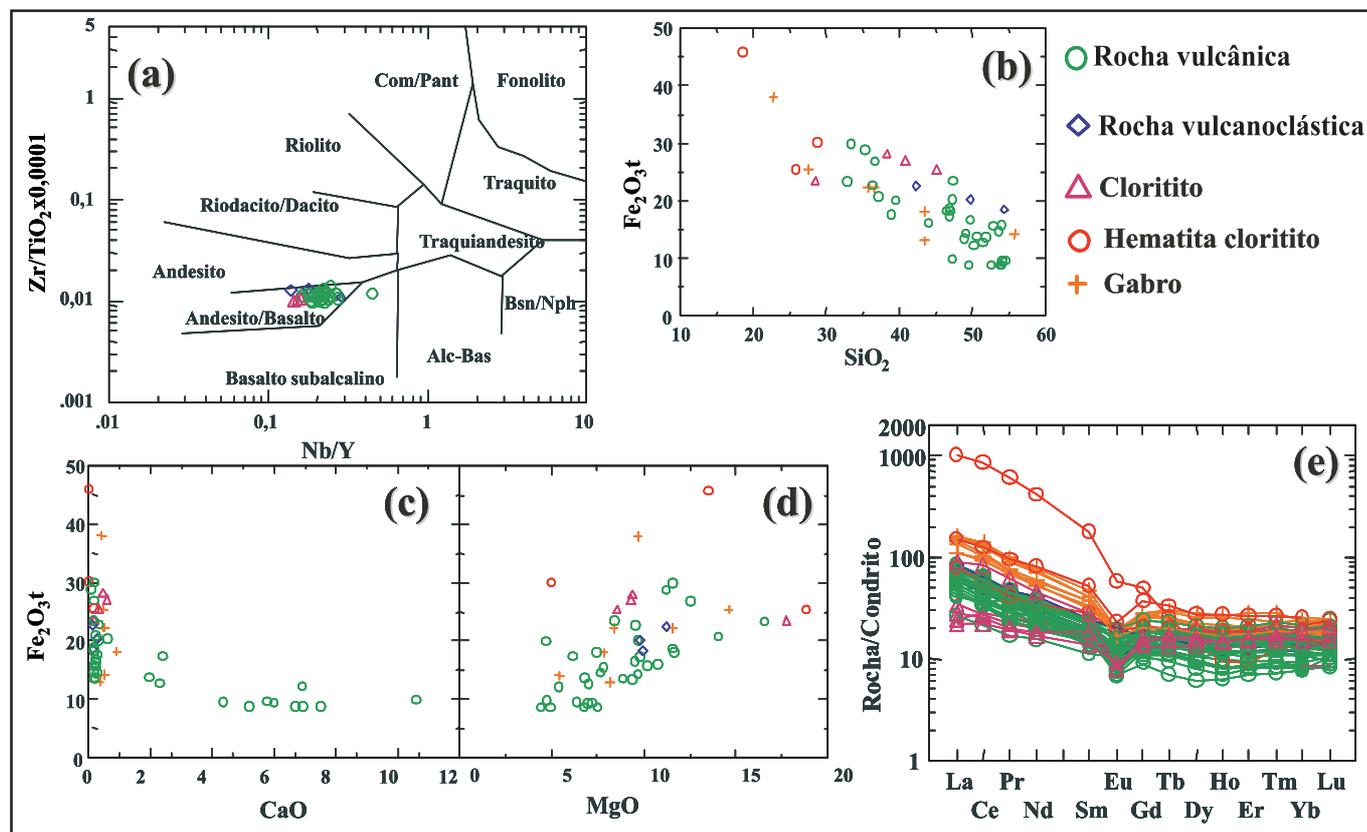


Figura VII.2. (a) Diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977), que indica composição de andesito-basalto para as rochas vulcânicas analisadas. Diagramas binários com distribuição de (b) SiO₂ versus Fe₂O₃, (c) CaO versus Fe₂O₃, (d) MgO versus Fe₂O₃, (e) Padrões de distribuição de elementos terras raras em rochas máficas em graus variados de hematitização, normalizados a condrito (Sun & McDonough 1989). Destaque para uma amostra de N5E (círculo abóbora vazado), com maior concentração de ETR.

Discussão dos Dados

Trabalhos Anteriores

Meirelles (1986) observou forte enriquecimento em ETRL e anomalias positivas e negativas de Eu em cinco amostras de jaspilitos do Depósito N4, sugerindo íntima associação na formação das rochas vulcânicas máficas e jaspilitos, dada por similaridades dos padrões de ETR. Klein & Ladeira (2000) relataram relativo enriquecimento em ETRL e anomalia positiva de Eu bem definida em três das seis amostras estudadas. Os autores associam a presença dessas anomalias à introdução de soluções hidrotermais suboceânicas.

Lindenmayer *et al.* (2001) destacaram três grupos principais de padrões de ETR em jaspilitos:

– Um grupo de 11 das 15 amostras estudadas apresenta fracionamento de ETRL ($La/Sm = 5,93$ a $17,13$) e anomalias positivas de Eu, com padrão côncavo de ETRP, o que foi interpretado como indicativo de proximidade com a fonte hidrotermal de alta temperatura.

– Um grupo de amostras sem anomalia positiva de Eu é considerado como tendo sido depositado de soluções hidrotermais diluídas, provavelmente mais distantes da fonte hidrotermal.

– Um grupo apresentando distribuição de ETR similar a de basaltos alterados hidrotermalmente, sotopostos aos jaspilitos, com fracionamento moderado de ETR e anomalia de Eu fracamente positiva a negativa, sugerindo interação entre essas rochas (similar a minérios do Depósito N5E).

Jaspilitos analisados por Macambira (2003) têm baixos teores de ETR, variando de 3,17 a 11,40 ppm. Bandas de óxidos de ferro, analisadas separadamente, têm teores três vezes mais altos que bandas de jaspe. O autor ainda verificou o decréscimo no grau de enriquecimento (La/Yb_N), com valores de 0,15 - 1,93 ppm na base e 0,45 - 0,85 ppm no topo. Ocorreu ainda diminuição da anomalia positiva de Eu e do teor total de ETR (6,66 ppm na base para 3,89 ppm no topo) em direção ao topo. Esses dados foram interpretados pelo autor como efeito de diminuição da influência hidrotermal vulcanogênica, podendo refletir uma evolução da bacia para condições menos confinantes, ou redução do aporte de soluções hidrotermais para a água do mar, com conseqüente diminuição do fornecimento desses elementos para formação dos jaspilitos (Macambira 2003).

Jaspilitos e Minérios de Alto Teor

O resultado das análises mostra padrões de ETR de aspectos e conteúdos variados, com concentrações de ETRL geralmente mais altas que ETRP e anomalias positivas de Eu, em jaspilitos principalmente, e anomalias

negativas na maioria dos minérios. Os padrões apresentados por jaspilitos dos depósitos N4W e N5E (Figura VII.1 f) são bastante similares aos de FFBS arqueanas de outras partes do mundo (*e.g.*, Dymek & Klein 1988).

1. Os jaspilitos apresentam baixos conteúdos totais de ETR e anomalias positivas de Eu, com exceção de uma amostra com conteúdo mais alto de ETR ($\Sigma ETR = 22,96$ ppm). Este aumento pode ser explicado pela presença de sulfetos (Py, Cpy e covellita) e goethita, que provavelmente incorporaram ETR. A fixação de ETR em minerais do grupo dos sulfetos é depreendida pelo trabalho de Rao & Naqvi (1995), que sugeriram que as FFBS fácies sulfeto, depositadas próximas aos *vents* hidrotermais vulcanogênicos, apresentam mais alto ΣETR em relação às demais fácies (óxido, carbonato) e a *chert*.

2. Outra característica marcante dos jaspilitos estudados relaciona-se aos padrões de ETRP, que são bastante próximos ao valor do condrito em N4 e N5. Isso pode implicar que, na gênese dos jaspilitos, o fluido magmático era do tipo manto primitivo, ou seja, com baixos conteúdos de ETRP.

Em comparação ao padrão de jaspilitos de Carajás descritos por Lindenmayer *et al.* (2001), as amostras de N4E do presente estudo apresentam um aumento em ETRL, enquanto a maior parte das amostras de N5E têm valores abaixo do padrão das de Lindenmayer *et al.* (2001).

3. Existem dois padrões principais de ETR, e que são distintos para jaspilitos e minérios. Jaspilitos de N4W e N5E, e minério mole-**HM** de N1 e N4E, apresentam baixo ΣETR , são enriquecidos em ETRL e exibem anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* > 1$), assim como outras FFBS do Arqueano. O padrão definido por algumas amostras de **HD** de N5E é quase horizontal, exibe aumento no ΣETR e não apresenta anomalia positiva de Eu. Entretanto, amostras de minério duro-**HD** de N5E, dominadas por hematita anédrica-subédrica-tabular (**Ha-He-Ht**), mostram aumento considerável no ΣETR , especialmente ETRL (por um fator de 100x o condrito), e anomalia negativa moderada.

A partir de dados de Bonnot-Courtois (1981) e Corliss *et al.* (1978), Dymek & Klein (1988) estabeleceram campos distintos de depósitos hidrotermais vulcanogênicos e de depósitos metalíferos de mar profundo em um diagrama de correlação entre $(Co+Cu+Ni)$ versus ETR, ambos em ppm. Das trinta e duas amostras de jaspilitos e minérios, de N1, N4E, N4W e N5E do presente estudo, inseridas nesse diagrama, jaspilitos (N4W e N5E) e alguns minérios enquadram-se no campo dos depósitos hidrotermais vulcanogênicos; essas amostras de minérios têm ETRL similares aos dos jaspilitos (minérios **HD** com carbonato de N4E p. ex.). Já outras amostras de minério

e a de rocha máfica hematitizada (Figura VII.1 g, triângulo cheio deitado), cujos conteúdos de ETR são extremamente altos, se afastam do campo.

4. No tocante às anomalias de Eu, jaspilitos de N4E e N5E, minérios de N1 e um determinado grupo de N4E apresentam anomalias positivas de Eu. Demais amostras de minérios de N4E e N5E apresentam fraca anomalia negativa de Eu.

5. O desvio nos padrões de ETR dos jaspilitos e rochas mineralizadas estudados, em relação ao padrão da FFB arqueana de Isua tradicionalmente utilizado na literatura (e.g., Dymek & Klein 1988), pode ser analisado em função das variações nos tipos de óxidos de ferro em cada uma das amostras, ou grupo de amostras, o que reflete diferentes estágios na alteração hidrotermal e mineralização em ferro. As diferenças nas concentrações de ETR, nos diferentes tipos de minérios, parecem assim refletir variações nos processos químicos de mobilidade de ETR durante os diferentes estágios de alteração hidrotermal-mineralização.

A análise das variações nos tipos de óxidos de ferro no conjunto das amostras é assim resumida:

- (i) O padrão característico de minérios do Depósito N1 ($\Sigma\text{ETR} = 11,76$ a $14,78$ ppm) se assemelha ao padrão dos jaspilitos de N4W. Embora mantenham praticamente o mesmo padrão, esses minérios diferem por apresentarem anomalias de Eu mais proeminentes e relativo aumento em ETRP, em relação aos jaspilitos de N4W, que são caracterizados pelo predomínio de *Hm*. Na composição das amostras de minério de N1, do tipo bandado, predominam *Mt* + *Hml*, com *Hm* subordinada. O conteúdo relativamente maior em ETR em relação aos jaspilitos pode estar relacionado à diminuição da *Hm* (ver estudos de Macambira 2003). Os desvios padrão são baixos na maioria dos ETR dos minérios de N1 e jaspilito de N4W (desvios mais altos em Ce e La, 2,58 e 2,73, respectivamente).
- (ii) O padrão apresentado por uma das amostras de minério de N1 é bastante semelhante ao de uma rocha máfica hematitizada de N4E, com conteúdos elevados de ETR em relação aos padrões dos outros jaspilitos e fraca anomalia negativa de Eu. São amostras compostas por *Hml*, *Ha* e vênulas de hematita fibrosa-*Hml* (não reconhecida em amostras dos outros depósitos), além de talco, carbonato e rara clorita (na rocha máfica).
- (iii) Duas amostras de minério do tipo brechado, do Depósito N5E, também apresentam altos conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 85,54$ - $97,52$ ppm). São compostas predominantemente por *Ha-He*, aparentemente da recristalização de *Hm* ou

produto de martitização progressiva, vênulas de *Ht-Hl-He*, além de carbonato e clorita subordinados. O enriquecimento de ETRL é bem mais pronunciado em relação aos ETRP, o que pode refletir um estágio mais avançado de alteração hidrotermal, com possível aporte de ferro.

- (iv) Duas populações caracterizam minérios de N5E, com padrões distintos. Uma delas exibe pronunciado enriquecimento em ETRL, indicado pelo alto conteúdo desses elementos (82,07 e 88,22 ppm), e anomalia negativa de Eu. Esse grupo de amostras é tipificado por *Ha* e *Hml* (dolomita subordinada em uma amostra). Já a outra população mostra um padrão quase horizontal em relação ao condrito e enriquecimento em ambos ETRL e ETRP. Em relação aos ETRL, exibem baixa razão La/Sm e somatório de ETR de 10 a 30 ppm. Essas amostras são compostas por *Hm+Ha* e vênulas de *Hml+He+Ht*. Apenas uma amostra se destaca destes dois grupos, sendo composta por *Hm* fortemente recristalizada, além de vênulas de *Hml-Ht*.

Michard (1989) associou aumento na concentração de ETR, anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETRL a fluidos com baixo pH. A presença essencialmente de hematita neoformada nas amostras comentadas em (iii) sugere maior incorporação de ETR, favorecida pela mesma coordenação na estrutura e tamanho do raio iônico dos ETR (Khan *et al.* 1996), de 1,032 Å (La) a 0,861 Å (Lu) (Grossi Sad & Dutra 1987). Os padrões das duas amostras de N5E (iii), juntamente com os das amostras de (ii), todas com altos conteúdos de ETR, apresentam baixo desvio padrão na maior parte dos elementos (desvios mais altos - até *ca.* de 5 - nos elementos Nd, Dy e Gd).

6. Os minérios de N1, N4E e N5E apresentam populações progressivamente mais enriquecidas em ETR, em relação aos jaspilitos (Figura VII.1 g), na seguinte ordem:



Uma única amostra de N1, com alto conteúdo de ETR, não segue essa ordem. De uma maneira geral, nota-se maior similaridade nas concentrações de ETRP, em relação ao condrito, do que nas de ETRL, que são enriquecidas, com concentrações de até 88,22 ppm em minério de N5E. Os ETRL ainda incluem elementos com desvios padrão mais altos (Ce, La e Nd) tanto em jaspilitos como em minérios.

7. Nota-se um aumento geral nas concentrações de ETR em minérios de todos os depósitos estudados. Os envelopes dos padrões de minérios de N1 e N4E são

relativamente semelhantes aos dos jaspilitos. De fato, essas amostras de minério contêm *Mt+Hml+Hm*, em proporções variadas, de forma semelhante aos jaspilitos. Destaca-se o padrão de duas amostras de N4E (campo em amarelo – Figura VII.I g), que também se assemelha ao de jaspilitos e minérios de N1, porém exibindo baixo conteúdo de ETR e fraca anomalia positiva de Eu. A presença de quartzo e carbonato nessas duas amostras pode ter tido um efeito diluente nas concentrações de ETR (Rollinson 1993).

Rochas Máficas

As conclusões sobre o estudo das rochas máficas estudadas mostra:

1. Empobrecimento em SiO₂ e CaO e enriquecimento em MgO com o aumento da alteração hematítica. Amostras menos alteradas coincidem com as rochas máficas regionais da província de Hamersley (Taylor *et al.* 2001). Os ETR mostram padrões com acentuado enriquecimento em ETRL.

2. Relações entre Fe, Mg, Si e Ca similares àquelas das rochas máficas alteradas do Depósito N4E, apresentadas por Dalstra & Guedes (2004).

Essas relações também são similares àquelas dos diques de doleritos que cortam as FFB e o minério de ferro de Mount Tom Price apresentadas por Taylor *et al.* (2001). De acordo com esses autores, as rochas máficas da Província de Hamersley, denominadas de *regional fresh dolerites*, têm valores de Fe total entre 5 e 15% e de MgO entre 3 e 10%. As amostras menos alteradas de N4 e N5 coincidem aproximadamente com este campo.

3. Comportamento homogêneo em relação ao padrão dos ETR, com teores totais enriquecidos, anomalia negativa de Eu e enriquecimento acentuado de ETRL.

Estes padrões são semelhantes àqueles apresentados por outras rochas máficas do Grupo Grão Pará (Gibbs *et al.* 1986, Meirelles & Dardenne 1991, Teixeira 1994) e também por um gabro alterado hidrotermalmente do Depósito Igarapé Bahia (Lindenmayer *et al.* 1998).

A anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETRL, observados nos padrões de ETR obtidos no presente estudo, não são característicos de rochas máficas, particularmente de fundo oceânico, sendo que tais mudanças significativas não podem ser explicadas por contaminação crustal. Sugere-se que tais padrões sejam resultado da alteração hidrotermal associada à mineralização em ferro que, em condições de altas razões fluido:rocha, teria possibilitado a mobilização dos ETR. A grande quantidade de H₂O associada à alteração é confirmada pela ocorrência de rochas com até 90% de clorita e com altos teores de perda ao fogo. Da mesma forma, Lindenmayer *et al.* (1998) admitiram que as

características geoquímicas do gabro de Igarapé Bahia refletem mudanças causadas pela alteração hidrotermal associada à mineralização em óxidos de ferro Cu-Au, sugerindo mobilização dos ETR pelas altas razões fluido:rocha.

Por outro lado, Gibbs *et al.* (1986) sugeriram que os padrões de ETR das rochas máficas refletem assimilação de material continental mais velho. Já Meirelles & Dardenne (1991) consideraram que as características dos ETR são compatíveis com geoquímica de rochas da série shoshonítica.

VIII. ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM HEMATITA E CARBONATO

Etapas de Trabalho

As atividades básicas desenvolvidas incluíram estudo:

- (i) Microscópico, durante o qual foi possível caracterizar a distribuição das inclusões fluidas-IF nos carbonatos em cinco lâminas bipolidas, caracterizar a morfologia, dimensões e distribuição de fases das IF, e fazer a distinção entre inclusões primárias e secundárias.
- (ii) Microtermométrico, durante o qual foram analisadas, com base no resfriamento, a temperatura do eutético (Te) e a temperatura da fusão final do gelo (Tfg), que permitem inferir a composição e salinidade do fluido mineralizador. As inclusões foram posteriormente aquecidas, obtendo-se a temperatura de homogenização, que indica a temperatura mínima de cristalização do mineral.
- (iii) Pelo método XRF-SÍNCROTRON de IF em carbonatos do Depósito N4, durante o qual foi estudada a composição do fluido (fase líquida + gasosa) de uma inclusão primária altamente representativa das amostras estudadas.

Métodos de Trabalho

Microscopia e Microtermometria de Infravermelho

Boa parte dos óxidos e a maior parte dos sulfetos constituem os minerais economicamente mais importantes em jazidas minerais. Entretanto, comportam-se como opacos quando estudados sob luz normal transmitida (0,35-0,75 μm), sendo impossível estudá-los utilizando microscópios petrográficos normais. Porém, nos últimos 15 anos, alguns poucos laboratórios conseguiram estudar esses minerais utilizando microscópios e câmeras de infravermelho de última geração e altíssimo custo.

Mediante a utilização desses equipamentos, os minerais opacos tornam-se transparentes sendo possível observar zonamentos, linhas de crescimento e inclusões sólidas e fluidas.

O método convencional utilizando radiação *NIR* (*near infrared*; Rios *et al.* 2000) em minerais opacos foi descrito por Campbell & Robinson Cook (1987), Richards & Kerrich (1993), Mancano & Campbell (1995) e Lüders & Ziemann (1999). Microscópios e câmeras de *IR* (Electrophysics and Hamamatsu), operando no comprimento de onda entre 0,75 e 2,2 μm , foram usados nestes estudos. Sob luz transmitida, minerais escuros comportam-se como corpos opacos como resultado da absorção de um fóton nos orbitais moleculares durante transições eletrônicas. Contudo, quando a energia do fóton é mais baixa que a mínima requerida para excitar a transição eletrônica, a luz não é absorvida. Como resultado, o mineral comporta-se como um corpo transparente neste comprimento de onda (Richards & Kerrich 1993).

Por falta de disponibilidade de um microscópio de infravermelho, foi necessário elaborar uma fonte emissora equivalente para ser acoplada a um microscópio Leica DMRXP. Para isso, no laboratório de inclusões fluidas, LIFM-CDTN, foi construída uma fonte (resistor) de corrente variável e alta sensibilidade, que opera com *leds* e lâmpadas de infravermelho. Nas várias tentativas foram utilizados *leds* convencionais e da Laser Monitoring (λ entre 0,7 e 1,8 μm) e uma lâmpada de 50 W (tipo *iodine tungsten*, que opera na faixa de infravermelho). Para visualizar as imagens de infravermelho, foi utilizada uma câmera de alta resolução modelo *CC-IR* da Computar-Japan e um monitor-vídeo *printer* Sony Trinitron. A câmera opera na faixa de λ que abrange desde a luz visível até 1,2 μm (infravermelho). Para os estudos microtermométricos com este tipo de fonte foi utilizada uma platina US Fluid Inc. Devido a sua particular constituição, a platina Chaixmeca não permitiu desenvolver estudos utilizando essa método.

Síncrotrons proporcionam uma fonte intensa de radiação excitante (Winick & Doniach 1980) na região dos raios X, que podem ser usadas para investigar uma IF individual (Frantz *et al.* 1988). Com este objetivo, uma microsonda de raio X é gerada utilizando-se óticas especiais de raios X para se obter resoluções espaciais micrométricas.

Análises no Síncrotron

O método *synchrotron radiation micro x-ray fluorescence* ($\mu\text{-SXRF}$) é não destrutivo e pode ser usado para identificar e também, em casos especiais, quantificar elementos maiores, menores e traços contidos nas IF. Trabalhando sob condições normais de pressão e temperatura, é possível detectar elementos com número atômico

superior ao do alumínio (Vanko & Mavrogenes 1998). Nestas condições, Na^+ não é detectado por $\mu\text{-SXRF}$.

Até o momento, poucos trabalhos foram desenvolvidos usando este método (p. ex: Vanko & Mavrogenes 1998; Philippot *et al.* 2001; Hayasi & Lida 2001; Rios *et al.* 2002, entre outros). Nestes estudos, IF sintéticas ou naturais de minerais transparentes foram medidas. Para IF em minerais opacos (hematita e pirargirita), foi usada a estação de microsonda *synchrotron radiation x-ray* instalada para a fluorescência XRF *beamline* do LNLS. Esta estação é equipada com um fino capilar cônico capaz de condensar a linha branca de 0,5 mm x 0,5 mm, em tamanho abaixo de uma área de aproximadamente 20 μm de diâmetro (Pérez *et al.* 1999).

Resultados

Em Hematita

Para os estudos das IF dos depósitos de ferro de Carajás (Rios *et al.* 2004), foram coletadas quatorze amostras de hematita de veios em minérios de testemunhos de sondagem. Foram confeccionadas seis lâminas bipolidas de diferentes amostras.

São amostras de hematita dura (**HD**) dos testemunhos dos furos de sondagem 484, profundidade 230 m, do Depósito N5, quase no contato com a rocha metamáfica inferior (Figura VIII.1 a).

A etapa inicial de trabalho teve como objetivos verificar:

- (i) Se as hematitas dos veios e as do bandamento fazem parte de uma mesma geração (co-genéticas) e verificar quantas gerações de hematita existem nas amostras estudadas.
- (ii) A presença de inclusões fluidas nos cristais de hematita e outras feições petrográficas, utilizando como principal método de trabalho a microscopia de infravermelho (MIV), além de desenvolver estudos preliminares de microtermometria de infravermelho.

O estudo por MIV permite identificar quatro gerações de hematitas nos veios estudados. No bandamento, ocorre a hematita microcristalina-**Hm**, que constitui a maior parte do mesmo e não apresenta transparência sob luz infravermelha. Outra variedade de hematita forma “olhos” (aglomerados oclares) entre as bandas. Os “olhos” de hematita têm caráter microcristalino, cortam o bandamento e apresentam transparência sob luz *IR*. A microscopia de infravermelho confirma que essa fase é formada por agregados microcristalinos, que não apresentam inclusões fluidas, tratando-se da hematita anédrica-**Ha**. Fora do bandamento, a hematita constitui veios monominerálicos, milimétricos até centimétricos, que

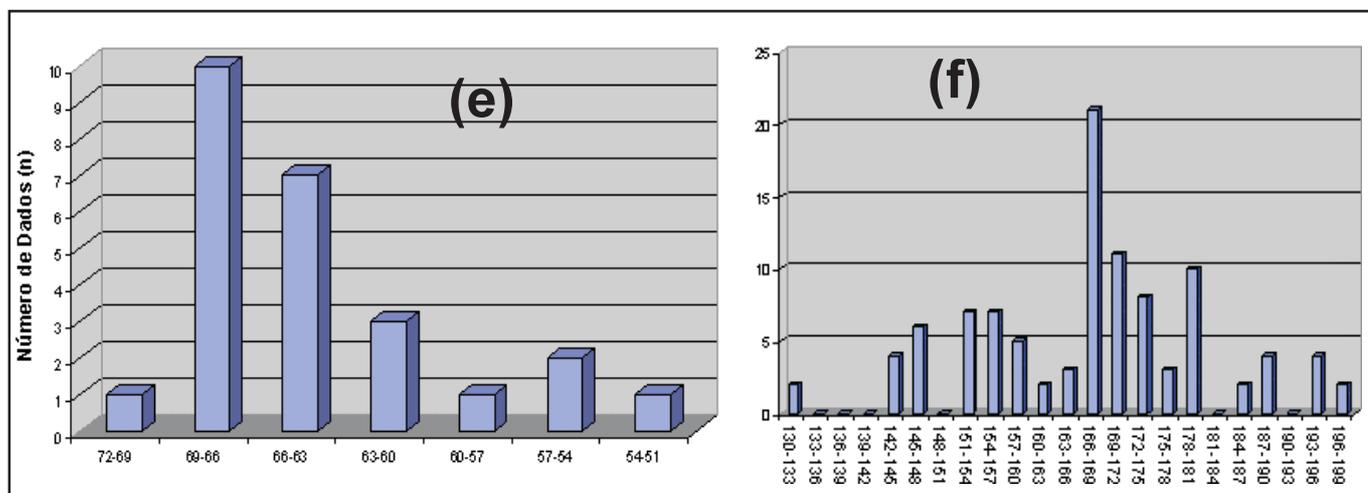
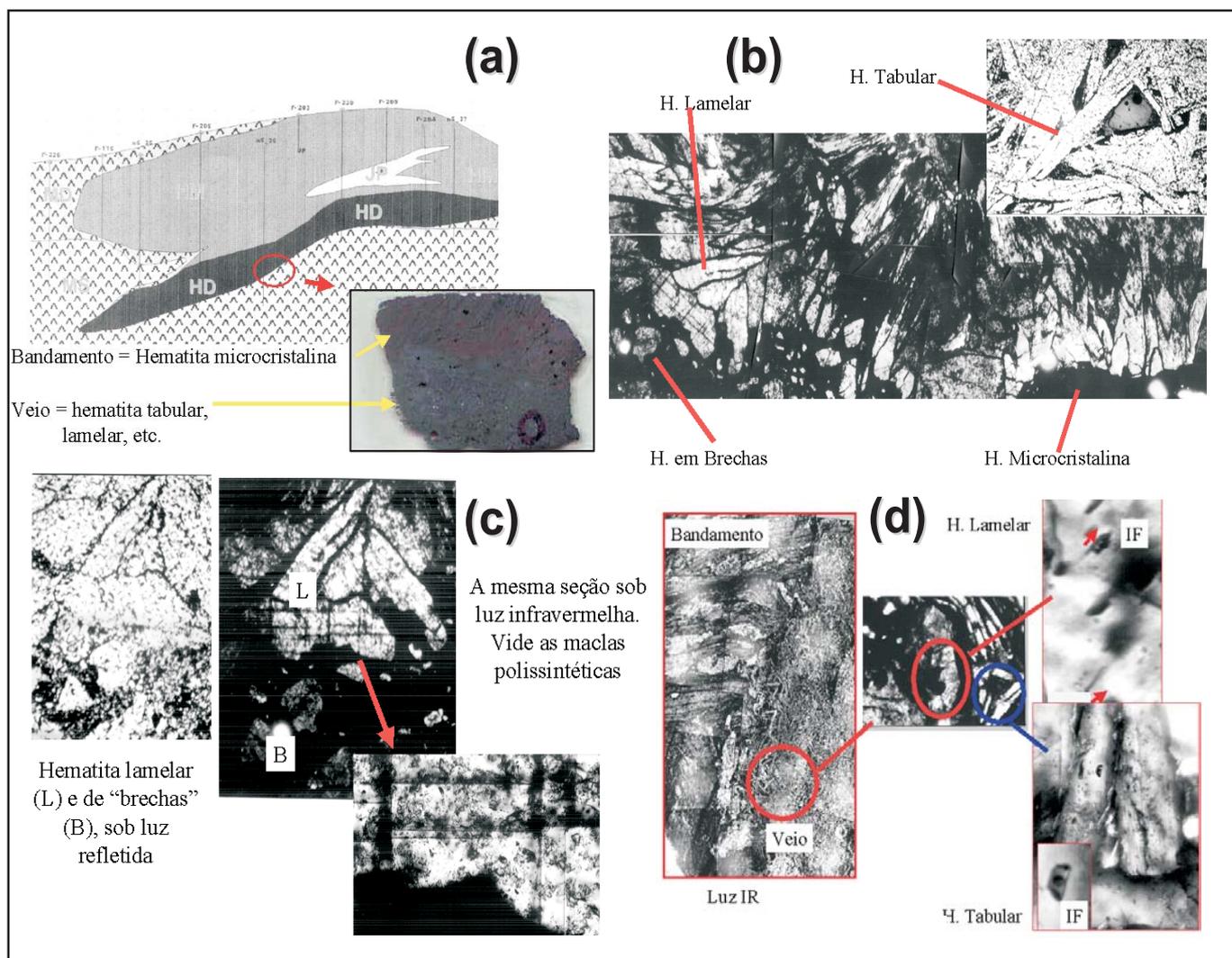


Figura VIII.1. (a) Seção geológica do Depósito N5, com localização das amostras coletadas para estudos de inclusões fluidas. (b) Fotomicrografias sob luz infravermelha de tipos de hematita em veio, incluindo lamelar-HI e tabular-Ht. (c) Fotomicrografias de detalhe do feixe de cristais de HI, ao microscópio (à direita) e sob luz infravermelha (à esquerda). (d) Fotomicrografias de inclusões fluidas em HI e Ht. (e) Histogramas de distribuição de temperaturas em inclusões fluidas primárias, em cristais de carbonato, de dados de fusão eutética e de (f) homogeneização.

cortam o bandamento. Os veios exibem diferentes tipos de hematita, provavelmente acompanhando uma seqüência temporal: *Hm*; lamelar-*HI* (em parte cimentando brechas); tabular-*Ht* (similar a especularita).

A transparência obtida, durante a incidência do feixe de luz infravermelha, é muito boa em todos os tipos de hematitas dos veios (Figura VIII.1 b, c, d). A *HI* geralmente aparece disposta em forma radial, ou com textura em pente, semelhante a feições epitermais. A *HI* costuma apresentar maclas (geminacões) reticulares, sendo que em alguns cristais é observada uma incipiente geminação polissintética. Essas feições somente podem ser identificadas sob luz infravermelha.

Hematita Lamelar. O estudo preliminar dos cristais da *HI* permite identificar IF primárias e secundárias. As primárias são principalmente bifásicas e nelas a fase gasosa aparece muito subordinada. Testes preliminares indicam temperaturas de homogenização entre 170° e 200°C e ausência de fases carbônicas. A salinidade seria bastante baixa (< 4% em peso NaCl).

Hematita Tabular. Na *Ht* são identificadas IF primárias, mormente bifásicas. Testes preliminares permitem confirmar que a temperatura de homogenização está na faixa de 160°-170°C.

Em resumo, os dados de IF em hematitas de veios sugerem fluidos mineralizadores primários, aparentemente de baixa salinidade, entre 1 e 4% em peso de NaCl, e temperaturas mínimas entre 160° e 200°C. A salinidade deve ser confirmada com novos estudos.

Em Carbonato

Nas IF primárias, a fusão eutética (TE) indica valores entre -55° e -70°C (frequência principal entre -66° e -69°C). A fusão final de gelo acontece, também, a temperaturas muito baixas, entre -40° e -60°C (frequência principal entre -49° e -43°). Finalmente, a homogenização ocorre entre 145° e 190°C, com a maior concentração de medições em torno de 160°C.

Os valores eutéticos e de fusão de gelo obtidos sugerem que esses carbonatos resultam de fluidos primários, de altíssima salinidade (salmouras), sendo que esta não pode ser expressa em termos de NaCl, já que os valores ultrapassam muito a temperatura de eutético do sistema NaCl-H₂O.

Evidentemente, o cálcio está presente no fluido, o que é sugerido pelo estudo μ XRF-Síncrotron. Ainda assim, os valores de eutético são bem menores do que os correspondentes ao sistema puro CaCl₂-H₂O. O μ XRF-Síncrotron detectou a possível presença de manganês no fluido, que poderia ser o responsável pela depressão dos valores eutéticos. Se for considerado o sistema CaCl₂-H₂O, os valores de salinidade ultrapassariam 30 wt% CaCl₂.

Por último, os dados de homogenização obtidos mostram um pico principal em torno de 165°-170°C. Esse valor pode ser considerado como a temperatura mínima de formação dos carbonatos no setor estudado da Mina N4.

IX. ESTUDOS DE ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO EM CARBONATOS

Apresentação dos Dados

A caracterização isotópica é feita com base na análise de carbono e oxigênio, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, em separados de carbonato, em um total de vinte e três determinações, sendo duas de calcita em uma amostra de jaspilito do Depósito N4E, quatro em minérios ricos em dolomita do Depósito N5E e treze análises em minérios brechados com dolomita do Depósito N4E. As análises foram realizadas por U. Horstman nos laboratórios do Council for Geosciences em Pretoria, através do apoio dos Profs. Jens Gutzmer e Nic Beukes da Rand Afrikaans University, África do Sul. Os dados de carbono estão calculados segundo o padrão *PDB*, Belemnite Americana, formação Peedee do Cretáceo da Carolina do Sul. Os dados de isótopos de oxigênio acham-se calculados segundo o padrão *SMOW*.

Jaspilito

Duas determinações em calcita de uma amostra de jaspilito têm valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -3,762‰ e -3,293‰_{*PDB*}; e $\delta^{18}\text{O}$ de +10,625 a +11,234‰_{*SMOW*}. Esses são os mais baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ do conjunto completo de vinte e três determinações (Figura IX.1 a).

Minérios

No conjunto das dezessete determinações (seis amostras), $\delta^{13}\text{C}$ varia de -3,422 a -5,102‰_{*PDB*} e $\delta^{18}\text{O}$ de +15,074 a +21,834‰_{*SMOW*} (Figura IX.1 a).

No Depósito N5E, uma única amostra de testemunho de sondagem forneceu quatro medidas, com $\delta^{13}\text{C}$ na faixa de valores entre -3,422 a -5,102‰_{*PDB*}, sendo que este último valor é o mais leve entre as dezessete determinações. Em N4E, $\delta^{13}\text{C}$ varia de -3,997 a -4,423‰_{*PDB*}.

No Depósito N5E, a faixa de $\delta^{18}\text{O}$ está entre +17,592 a +20,018‰_{*SMOW*}, constituindo a maioria dos valores mais pesados de $\delta^{18}\text{O}$ entre as dezessete determinações. Dos treze resultados obtidos em minérios de N4E, doze acham-se entre +15,074 a 17,162‰_{*SMOW*}; a décima terceira determinação, +21,834‰_{*SMOW*}, forneceu o valor mais pesado em $\delta^{18}\text{O}$ de todas as vinte e três obtidas no presente estudo.

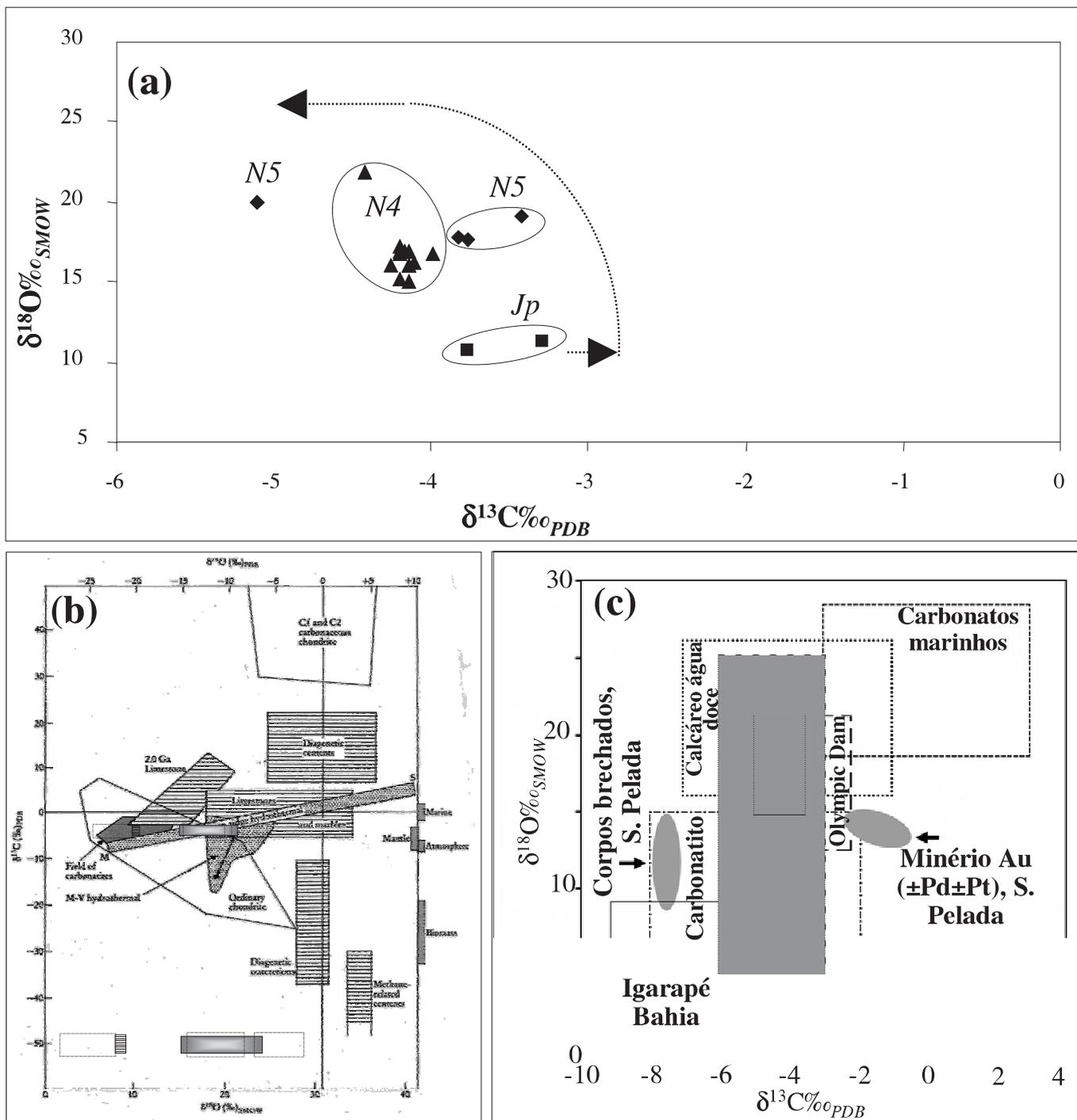


Figura IX.1. (a) Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das determinações obtidas em calcita de uma amostra de jaspilito do Depósito N4E e em dolomita de seis de minérios de N4E e N5E. Seta indica a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ com o aumento de $\delta^{18}\text{O}$ em relação à intensidade de hematização. (b) Diagrama de valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ reproduzido de Rollinson (1993), onde campos de reservatórios conhecidos acham-se dispostos. As faixas de dados de Costa et al. (1999) e Sial et al. (2000) estão em retângulos vasados, enquanto que os do presente estudo em retângulos cheios. (c) Diagrama de valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ reproduzido de Grainger et al. (2002), onde campos de reservatórios conhecidos acham-se dispostos, inclusive dos depósitos Olympic Dam, Serra Leste e Igarapé Bahia (ver texto). O retângulo menor, em rosa, expressa o campo de valores do presente estudo ($\delta^{13}\text{C}$ entre $-3,293$ e $-5,102\text{‰}_{\text{PDB}}$; $\delta^{18}\text{O}$ entre $+11,234$ a $+21,834\text{‰}_{\text{SMOW}}$); o retângulo maior que o engloba representa o campo de valores obtidos em amostras de N4E por Costa et al. (1999) e Sial et al. (2000) ($\delta^{13}\text{C}$ entre -3 a -6‰_{PDB} e $\delta^{18}\text{O}$ entre $+6$ a $+24\text{‰}_{\text{SMOW}}$).

Em comparação aos resultados obtidos nos jaspilitos, o conjunto de dados de minérios têm no todo valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais leves e de $\delta^{18}\text{O}$ mais pesados (Figura IX.1 a).

Discussão

O $\delta^{13}\text{C}$ de rochas carbonáticas sedimentares do Precambriano permaneceu razoavelmente constante por longos períodos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos, a partir de 2,5 Ga, mostram uma anomalia positiva entre 2,33-2,06 Ga (Hoffman *et al.* 1998). A partir do Paleoproterozóico (2,0 a 1,6 Ga) e da maior parte do Mesoproterozóico, o $\delta^{13}\text{C}$ de rochas carbonáticas assume valor próximo de 0‰ na escala *PDB*. Exceções citadas apontam exemplos com valores positivos em diversos locais, enquanto que carbonatos diagenéticos das FFBs do Membro Dales Gorge, da Bacia de Hamersley, têm uma média de cerca de $-9,8\text{‰}_{PDB}$ (Faure & Mensing 2005). Esses valores negativos podem ser atribuídos à formação dos carbonatos **(i)** em bacia restrita que recebeu C leve de uma fonte externa; **(ii)** por fontes magmáticas, como carbonatitos e gases vulcânicos, ambos empobrecidos em ^{13}C ; **(iii)** por interação com ^{12}C originado de matéria orgânica formada por micro-organismos (referências em Faure & Mensing 2005). A composição isotópica de diversos reservatórios é exibida na Figura IX.1 b.

O $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos marinhos, fosfatos e *chert* do Fanerozóico e Precambriano é tão mais leve quanto mais antigo for o carbonato, com constante decréscimo no valor médio de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos do Quaternário, que é em torno de $+30\text{‰}_{SMOW}$, ao Cambriano, que é de $+20\text{‰}_{SMOW}$. Isso indica que a temperatura dos oceanos no passado geológico era maior do que é hoje, ou que o valor de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar modificou-se com o tempo, ou ainda que a composição isotópica do O nesses minerais foi alterada durante a diagênese e metamorfismo de baixo grau (Faure & Mensing 2005). A deficiência em $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos marinhos do Precambriano é ainda mais significativa que a do Fanerozóico, com valores reportados na faixa média de aproximadamente $+11\text{‰}_{SMOW}$.

O $\delta^{18}\text{O}$ de *chert* do Devoniano Médio no Texas é de $+29,4\text{‰}_{SMOW}$, enquanto que o do *greenstone belt* arqueano Barbeton é de apenas $+14,1\text{‰}_{SMOW}$, que é o mesmo valor do *chert* na FFB Isua. No caso do Dolomito Wittenoom (Bacia de Hamersley), do Paleoproterozóico, esse valor é de $+21\text{‰}_{SMOW}$.

Rochas ígneas contêm carbono em ambas formas reduzida (rica em ^{12}C) e oxidada (rica em ^{13}C). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do carbono reduzido das rochas ígneas é bem uniforme, próximo dos biogênicos ($\sim -25\text{‰}_{PDB}$). O $\delta^{13}\text{C}$ de CO_2 de lavas em resfriamento é de -14 a -28‰_{PDB} . O $\delta^{18}\text{O}$ de rochas ígneas tende a aumentar com o aumento

na concentração de SiO_2 . Rochas ultramáficas: $+5,4$ a $+6,6\text{‰}_{SMOW}$; gabros, basaltos e anortositos: $+5,5$ a $+7,4\text{‰}_{SMOW}$ (similar a andesitos, traquitos e sienitos); rochas graníticas e pegmatitos: $+7$ a $+13\text{‰}_{SMOW}$ (Faure 1977). O valor médio de carbono na crosta terrestre é de cerca de -7‰_{PDB} (Faure 1977).

No caso da cristalização magmática fracionada, enriquecimento ou empobrecimento em $\delta^{18}\text{O}$ pode ser causado pela remoção progressiva do magma (em função de sua cristalização), de um mineral respectivamente pobre ou rico em $\delta^{18}\text{O}$ por cerca de 1‰_{SMOW} (Faure 1977). No exemplo da intrusão Skaergaard, na Groelândia, o autor mostra que com o enriquecimento em ferro na fusão magmática, relacionado à f_{O_2} , magnetita formou-se precocemente deixando o magma enriquecido em ^{18}O , já que esse mineral tem baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Isso tem implicações importantes na troca isotópica entre minerais com fluidos magmáticos, com enriquecimento ou empobrecimento em $\delta^{18}\text{O}$, já que a interação com fluidos meteóricos causa empobrecimento em $\delta^{18}\text{O}$ (Faure 1977).

No caso do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do manto terrestre, os mesmos variam de -5 a -6‰_{PDB} e entre $+6$ a $+10\text{‰}_{SMOW}$, respectivamente, com base em estudos de carbonatitos e diamantes, com materiais manto-derivado tendo $\delta^{13}\text{C}$ de -4 a -8‰_{PDB} (Hoefs 1980, Faure & Mensing 2005). O $\delta^{18}\text{O}$ obtido de CO_2 de xenólitos mantélicos acha-se essencialmente na faixa de $+8,9$ a $+41,4\text{‰}_{SMOW}$, que é considerada como aquela do $\delta^{18}\text{O}$ primário do CO_2 de basaltos de MOR (Reilly *et al.* 1990).

Costa *et al.* (1999) analisaram 25 amostras de Carajás contendo dolomita e calcita, todas pertencentes ao Depósito N4E. Embora os autores indiquem tratarem-se de amostras de jaspilitos, visitas em campo pelos presentes autores, além das informações extraídas da Figura 53 do trabalho de Guedes (2000), sugerem que as mesmas devam ser amostras de minério ou pelo menos de jaspilitos mineralizados (ex. presença de hematita bandada com veios de carbonato). Entretanto, como os autores não forneceram uma tabela com os dados para cada uma das amostras analisadas e descritas, inclusive sobre o tipo de carbonato analisado, não é possível afirmar quais seriam de fato as amostras de jaspilito no conjunto total.

Os dados de Costa *et al.* (1999) para carbonatos de N4E (Figura IX.1 b, c) mostram que $\delta^{13}\text{C}$ varia em estreita faixa entre -3 e -6‰_{PDB} , que são valores bem mais leves que aquele inferido para a água do mar no Arqueano, próximo de 0‰_{PDB} . Já os dados de $\delta^{18}\text{O}$ agrupam-se nas faixas de $+6$ a $+10\text{‰}_{SMOW}$, $+16$ a $+20\text{‰}_{SMOW}$ e $+21$ a $+24\text{‰}_{SMOW}$. Os valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ correspondem aos mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$. Segundo os autores, a variação isotópica de carbono é típica para carbonatitos e a de oxigênio semelhante a observada em carbonatitos precambrianos, onde os valores de $+6$

a +8 ‰_{SMOW} são mantélicos (vide Rollinson 1993). A segunda interpretação é que, em se tratando de rochas encaixantes com idade de 2,7 Ga, espera-se que essas tivessem retido assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ do manto, fonte principal do CO_2 . Conhece-se pouco sobre o comportamento de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos sedimentares Arqueanos, mas é de se esperar que estes exibam valores de $\delta^{18}\text{O}$ bem mais baixos do que os observados no Fanerozóico. Entretanto, os valores mais baixos do grupo, entre +6 a +10‰_{SMOW}, são improváveis para carbonatos arqueanos sedimentares, e seria mais fácil pensar-se que os mesmos são mantélicos (carbonatitos; Costa *et al.* 1999). Os restantes dois grupos teriam resultado de interação com um fluido enriquecido em CO_2 , infiltrado nas rochas em questão. Este fluido rico em CO_2 poderia ter resultado de *degassing* do manto ou reciclagem de carbono num ambiente relacionado a subducção (Costa *et al.* 1999).

Sial *et al.* (2000) rediscutiram os dados de Costa *et al.* (1999), também considerando o conjunto das amostras como jaspilitos, e apontaram que esses valores são similares aos da FFB arqueana Temagami, Canadá. Também mencionaram que Beukes *et al.* (1990) propuseram que bacias possam ser estratificadas, no que diz respeito à composição dos isótopos de carbono, em resposta à entrada de fluido hidrotermal, sendo as partes mais fundas caracterizadas por carbono mais leve ($\delta^{13}\text{C} \sim -5\text{‰}_{PDB}$) em comparação com as águas mais superficiais ($\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}_{PDB}$). Para Sial *et al.* (2000), caso isso tivesse ocorrido no caso dos carbonatos de Carajás, é possível que os mesmos tivessem equilibrado com águas profundas. O manto terrestre no Arqueano era provavelmente a fonte principal de CO_2 e essas rochas devem ter retido a assinatura mantélica do $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim -5\text{‰}_{PDB}$). Esse fluido rico em CO_2 poderia ter sido gerado de gases do manto, ou da reciclagem de C em um ambiente de subducção (Sial *et al.* 2002).

No caso de outras mineralizações em Carajás, isótopos estáveis em calcita e siderita, em veios de matriz de brechas mineralizadas do Depósito Igarapé-Bahia, foram determinados por Oliveira *et al.* (1998). Segundo Tallarico *et al.* (2000), a estreita faixa de valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, entre -9,3 a -5,8‰_{PDB}, em condições de alta f_{O_2} (10^{-29} a 10^{-31}), denota uma fonte de carbono homogênea e profunda para a formação dos carbonatos. Por outro lado, a ampla faixa dos dados de $\delta^{18}\text{O}$, de +0,7 a +9,4‰_{SMOW}, seria resultante da mistura dessa solução hidrotermal profunda com fluidos meteóricos, o que explicaria os valores leves e pesados do $\delta^{18}\text{O}$. Essa hipótese está em concordância com estudos de inclusões fluidas de Igarapé Bahia (e.g., Ribeiro 1989, Lindenmayer *et al.* 1998) que apontam dois grupos de dados (i) 150-430°C, com até 40% NaCleq, e (ii) 100-150°C a ~10% NaCleq (Tallarico *et al.* 2000).

Similarmente, os dados isotópicos em siderita de Serra Pelada, em (i) minério de Au ($\pm\text{Pd}\pm\text{Pt}$) em hematita maciça, e (ii) veios de corpos brechados junto ao depósito, também acham-se em faixa estreita para o $\delta^{13}\text{C}$, entre (i) -0,6 a -2,2‰, e (ii) -7,1 a -7,6‰_{PDB}, e mais ampla para o $\delta^{18}\text{O}$, entre (i) +13,8 a +14,7‰_{SMOW} e (ii) +8,8 a 14,2‰_{SMOW} (Grainger *et al.* 2002). Os autores sugeriram que a faixa estreita e negativa de $\delta^{13}\text{C}$ indica equilíbrio com fluidos magmáticos em Serra Pelada (Figura IX.1 c). Uma vez que os valores isotópicos obtidos têm associação com aqueles típicos do campo de carbonatos de carbonatitos, Grainger *et al.* (2002) sugeriram uma associação genética com magmatismo alcalino, assim como com os dados do campo isotópico dos fluidos do Depósito Olympic Dam, Austrália (Figura IX.1 c).

Para o Depósito Gameleira, Lindenmayer *et al.* (2001) indicaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -8,414 a -9,449‰_{PDB} e de $\delta^{18}\text{O}$ entre +8,912 a +10,030‰_{SMOW}, também sugerindo fonte profunda tanto para o carbono como para o oxigênio das calcitas.

Implicações para a Origem do Fluido Hidrotermal

No presente trabalho, as duas determinações em jaspilito têm $\delta^{18}\text{O}$ (+11,234 e +10,625‰_{SMOW}), próximos aos valores inferidos para carbonatos marinhos do Precambriano, de ~+11‰_{SMOW} (Faure & Mensing 2005), e coincidem com o limite superior da primeira faixa de valores de $\delta^{18}\text{O}$ de Costa *et al.* (1999) e Sial *et al.* (2000), ou seja, de +6 a +10‰_{SMOW}. Como os valores de $\delta^{13}\text{C}$ na calcita dos jaspilitos são de -3,293 e -3,762‰_{PDB}, é razoável assumir que os isótopos obtidos indicam uma origem marinha para essas rochas.

Ressalta-se que até o momento está descartada a existência de carbonatos primários nas FFBs de Carajás, ou seja, da existência de FFB de fácies carbonato. Embora a calcita esteja presente no bandamento de jaspilitos estudados, a mesma não é comum na área e sua origem é incerta (diagenética?). Por outro lado, o carbonato mais comum é o de composição dolomítica, ocorrendo em geral em veios que cortam jaspilitos e minérios, o que sugere sua origem claramente hidrotermal.

Os $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em dolomita das amostras de minério, dos depósitos N4 e N5, exibem afastamento dos valores isotópicos da calcita do jaspilito, com tendência geral de progressivo empobrecimento em $\delta^{13}\text{C}$ e enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$ (Figura IX.1 a), em especial um dos pontos da amostra de N5, cuja associação mineralógica é indicativa de estágio de alteração avançado (contém hematita tabular-*Ht*, por ex.). A tendência descrita é exatamente oposta ao indicado para as amostras analisadas por Sial *et al.* (2000), cujos valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ correspondem aos mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$.

Na alteração hidrotermal, sob razão fluido:rocha baixa, os $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na rocha dominam o sistema e a composição do fluido é modificada, enquanto que onde a razão é elevada os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do fluido dominam e esses valores na rocha é que são modificados.

Considerando o exposto, é possível afirmar que:

- (i) O afastamento dos valores isotópicos das amostras de minério daqueles do jaspilito (Figura IX.1 a) indica que o fluido hidrotermal, responsável pela mineralização em ferro, não é oriundo da própria seqüência de formações ferríferas, ou seja, do protominério jaspilito, sendo proveniente de uma fonte externa.
- (ii) Em relação ao comportamento isotópico do carbono, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das amostras de minério são uniformes e variam num intervalo restrito, entre $-3,422$ a $-5,102\text{‰}_{\text{PDB}}$, sugerindo que os carbonatos precipitaram de um único fluido hidrotermal, em condições próximas do equilíbrio e sem variações drásticas de temperatura (cf. Golding *et al.* 1989).
- (iii) Os valores progressivamente mais leves em $\delta^{13}\text{C}$, do minério em comparação aos jaspilitos, sugerem que os carbonatos formaram-se de fluido cujo carbono era compatível com uma origem profunda, de possível fonte magmática.
- (iv) A variação mais ampla de valores de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras de minério, entre $+15,074$ a $+21,834\text{‰}_{\text{SMOW}}$ pode ser interpretada como (a) resultante de interação com mais de um tipo de fluido, principalmente se os dados mais pesados ($+16$ a $+24\text{‰}_{\text{SMOW}}$) de Costa *et al.* (1999) e Sial *et al.* (2000) forem considerados, ou alternativamente (b) reflexo de razões fluido:rocha variadas, durante a interação do jaspilito com fluido de O pesado. Nesse caso, é de esperar de fato que rochas representativas de estágio mais avançado de alteração hidrotermal-mineralização, tivessem retido os mais pesados registros de $\delta^{18}\text{O}$ (por ex. amostra de minério de N5, com $\delta^{18}\text{O} = +20,018\text{‰}_{\text{SMOW}}$).
- (v) Considerando ser a magnetita uma das fases mais precoces na alteração-mineralização em ferro (vide item XV), sua formação deve ter resultado no enriquecimento em ^{18}O do fluido residual, que só formou dolomita em estágios subseqüentes de alteração (segundo o exposto por Faure 1977).
- (vi) Os valores progressivamente mais pesados em $\delta^{18}\text{O}$, do minério ($+15,074$ a $+21,834\text{‰}_{\text{SMOW}}$) em comparação aos jaspilitos ($+11,234$ e $+10,625\text{‰}_{\text{SMOW}}$), podem ser talvez explicados pela interação com um fluido manto-derivado, conforme discutido por Faure & Mensing (2005).

(vii) Uma vez admitidas condições de equilíbrio térmico e isotópico nos estágios mais avançados de alteração, é possível estimar-se o $\delta^{18}\text{O}$ do fluido hidrotermal, através da equação $\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomita}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{água}} = 3,23 (10^6 \text{ T}^{-2}) - 3,29$ (Golding *et al.* 1989). O $\delta^{18}\text{O}$ médio do carbonato formado na zona de maior razão fluido:rocha, de $+18,65\text{‰}_{\text{SMOW}}$, é estimado com base na média aritmética dos quatro valores em dolomita obtidos na amostra mineralizada de N5.

Como o fracionamento isotópico entre fluidos e carbonato é controlado pela temperatura, e considerando as temperaturas entre 160 a 200°C , dos estudos de inclusões fluidas, obtém-se valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ de $+4,7\text{‰}$ (a 160°C), $+6,2$ (a 180°C) e $+7,5\text{‰}_{\text{SMOW}}$ (a 200°C). Essa faixa de valores como um todo é compatível com a de fluidos metamórficos, entre $+5$ a $+25\text{‰}_{\text{SMOW}}$, sendo os dois últimos compatíveis com a faixa de $\delta^{18}\text{O}$ de fluidos magmáticos, ou seja, $+5,5$ a $10,0\text{‰}_{\text{SMOW}}$ (Taylor 1987).

X. ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

O conjunto de dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb convencional, produzidos em rochas hospedeiras e hematitizadas, fornecem indicativos fundamentais para o entendimento do modelo de mineralização na área. Entretanto, novos dados mais acurados, pela técnica U-Pb SHRIMP, são necessários para refinar os dados até agora obtidos

Sistema Sm-Nd

Jaspilitos

Seis amostras de jaspilito, fornecidas pela Profa. Zara Lindenmayer e estudadas em detalhe no artigo Lindenmayer *et al.* (1998), foram submetidas à análise pelo método Sm-Nd e produzem uma isócrona indicando a idade de 2593 ± 260 Ma, com valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ de $-4,2$ e $MSWD = 2,3$ (Figura X.1 a; Lobato *et al.* 2004). Levando em consideração a elevada incerteza analítica inerente ao método Sm-Nd, a idade obtida é comparável com os resultados U-Pb em zircão (Trendall *et al.* 1998), que estabelece a idade mínima para a Formação Carajás, datada por um *sill* máfico a 2740 ± 8 Ma. O valor 2593 ± 260 Ma é indicativo da idade de formação dos jaspilitos. Considerando que os jaspilitos são produto de exalações hidrotermais submarinas, o valor negativo do parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ é indicativo de contaminação com crosta continental mais antiga.

Rochas Máficas Hematizadas

Foram analisadas sete amostras de rochas máficas vulcânicas hidrotermalizadas, em diferentes graus de hematização, fornecidas pelo geólogo Sérgio Guedes, então da CVRD. A isócrona referente (Figura X.1 b) fornece idade de 1701 ± 97 Ma, com $\epsilon_{Nd}(T) = -14,3$ e $MSWD = 11,6$. Essa idade é interpretada como a melhor estimativa disponível até o momento para a época do evento hidrotermal que gerou a mineralização de ferro.

O valor fortemente negativo do parâmetro $\epsilon_{Nd}(T)$ sugere que a composição isotópica do Nd, presente nas rochas hematizadas, é perfeitamente compatível com sua derivação a partir das rochas arqueanas de Carajás. Nesse sentido, o evento mineralizador teria sido produto da reconcentração do Fe derivado de rochas vulcânicas máficas e jaspilitos encaixantes da mineralização (Figura XI.1 c). Uma interpretação alternativa é a de que os

fluidos mineralizadores tenham derivado de, ou interagiram fortemente com, rochas ígneas (granitóides) do Paleoproterozóico, as quais, regionalmente, possuem assinaturas isotópicas de Nd indistintas das rochas arqueanas de Carajás (Pimentel *et al.* dados inéditos).

Sistema U-Pb em Gabro Hematizado

O estudo petrográfico de amostras de rochas máficas plutônicas hidrotermalizadas aponta para a presença de titanita hidrotermal. Alguns cristais de zircão, inicialmente entendidos como sendo todos originários dos gabros, também são de origem hidrotermal. Estudos em SEM também identificaram a presença de cristais de monazita formados em amostras de minério.

Concentrados de titanita e zircão foram extraídos das amostras. Os grãos de titanita são de coloração marrom escura formando cristais grandes ($> 300 \mu\text{m}$). Os grãos

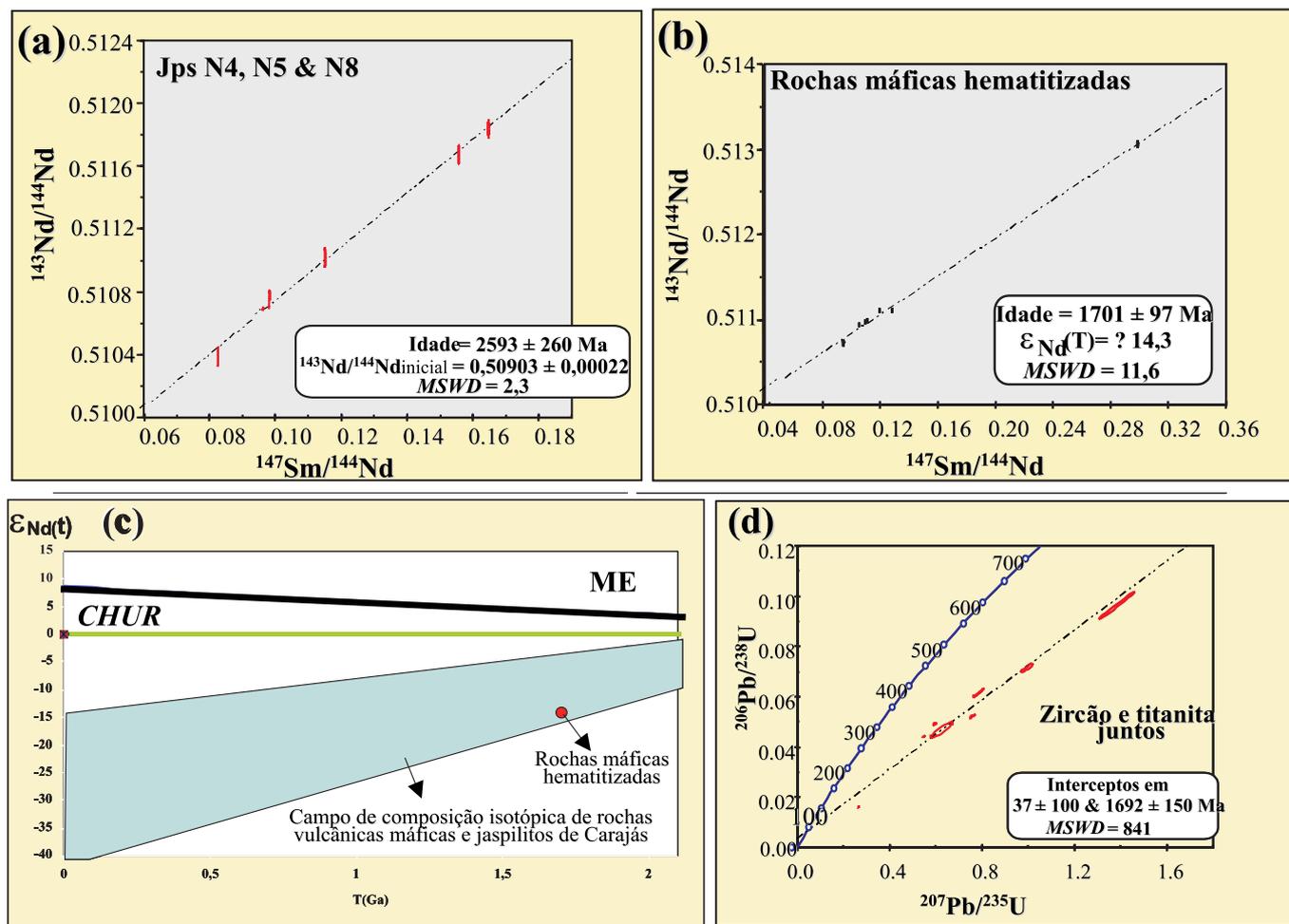


Figura X.1. Diagramas geocronológicos. Isócronas Sm-Nd obtidas em amostras de (a) jaspilitos de N4, N5, N8 e S11; (b) rochas máficas em diferentes graus de alteração a hematita, do Depósito N5E. (c) Diagrama epsilon Nd- ϵ_{Nd} versus tempo, mostrando uma curva de evolução de manto empobrecido (ME) e a de CHUR (chondritic uniform reservoir) cujo $\epsilon_{Nd} = 0$. A faixa verde representa o campo de composição isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rochas máficas e jaspilitos de Carajás, segundo dados inéditos reunidos por M. Pimentel e colaboradores, enquanto a seta mais a direita indica o ponto de composição isotópica das rochas hematizadas obtida no presente estudo. (d) Diagrama U-Pb obtido em titanitas e zircões de amostras de gabro e diabásio hematizados do Depósito N5E.

de zircão são prismáticos a anédricos, extremamente fraturados e metamitizados.

Todas as análises são muito discordantes e não há melhora na qualidade dos dados com a abrasão ou limpeza dos grãos em ácido. As titanitas são riquíssimas em U (~ 800 ppm), superiores aos encontrados nos mais até zircões, indicando um sistema hidrotermal rico em U. Ambos, zircão e titanita, perderam muito Pb em épocas recentes e não permitem um cálculo de idade precisa.

Tentativas de obtenção de discordâncias para esses minerais, separadamente, não tiveram sucesso. O diagrama apresentado (Figura X.1 d) reúne titanita (pontos mais discordantes) e zircão. A regressão através deles resulta em idade pouco precisa de 1692 ± 150 Ma, com *MSWD* muito elevado, que é similar à idade obtida por Sm-Nd em rochas máficas hematitizadas. Qualquer exercício que se faça com os pontos não resulta em uma idade arqueana, e os minerais são mesmo do Paleoproterozóico, inclusive o zircão.

Zircão e titanita deverão ser submetidos a análises futuras pelo método U-Pb SHRIMP com apoio de imageamento dos grãos (catodo-luminescência).

XI. A QUESTÃO DA GÊNESE DE MINÉRIOS DE FERRO

Os modelos genéticos para formação de minérios de ferro, hospedados em formações ferríferas bandadas (FFB), podem ser classificados em singenéticos, supergênicos e hipogênicos, segundo compilação de Morris (1985). O primeiro é o mais arcaico (1883), e baseia-se em concentrações sindiagenéticas pré-metamórficas, também sugeridas pelo autor para formação de minérios no Brasil.

Os modelos **supergênicos** consistem em uma concentração residual por oxidação de magnetita, acompanhada por lixiviação e enriquecimento por substituição de ganga com oxidação. Hipóteses de modelos supergênicos dominaram na década de 1980 até meados de 1990 (Morris 1980, 1985, 2002 a, b). Os modelos de formação de minérios de ferro de alto teor (> 65% Fe), do tipo *microplaty hematite-mpl H* (hematita microlamelar) associados a FFBs, têm em comum a dessilificação para concentração do ferro, com ou sem adição deste elemento (Morris 1980, 1985, Harmsworth *et al.* 1990), e envolvem enriquecimento por águas meteóricas conatas ou recirculadas. Segundo Morris (1985), no estágio supergênico, ganga da FFB é amplamente pseudomorfisada por goethita, preservando os detalhes originais microscópicos e mesoscópicos da FFB, e magnetita é eventualmente oxidada para kenomagnetita e martita.

Os modelos **hipogênicos** podem envolver fluidos hidrotermais de origem variada. Segundo Morris (1985), dividem-se em metamórficos e ígneos. No tipo metamórfico, a concentração residual se dá por fluidos conatos aquecidos ou meteóricos recirculados, com enriquecimento por substituição de ganga por hematita através destes fluidos. O tipo ígneo envolve a concentração residual por fluidos juvenis aquecidos ou meteóricos recirculados, ou enriquecimento por substituição de ganga por ferro em parte derivado de uma rocha intrusiva.

Nos últimos anos, diversos grupos de pesquisa da Austrália, África do Sul e Brasil vêm apresentando hipóteses hipogênicas para mineralizações de ferro. Um modelo hipogênico já havia sido proposto por Gruner (1937), que sugeriu processo de lixiviação hidrotermal para formação de minérios de ferro do tipo Lago Superior. Nesse modelo, águas meteóricas aquecidas por emanções magmáticas provocaram oxidação e lixiviação de minérios de ferro. O alto fraturamento de FFBs permitiu fácil acesso de águas subterrâneas ao longo das fissuras. O autor citou alguns fatores que contradizem a atuação de processos intempéricos na formação do minério, como **(i)** largas extensões de minérios de ferro com profundidades de cerca de 300 metros; **(ii)** dissolução de quartzo e silicatos em amplas escalas; **(iii)** completa oxidação de ferro ferroso e especialmente de magnetita para martita; **(iv)** ausência de estruturas sob os corpos de minério para condução do fluxo de águas meteóricas; **(v)** ausência de importantes camadas impermeáveis na FFB sob as quais águas subterrâneas deveriam circular; **(vi)** ocorrência de cristais de magnetita em cavidades de minérios denominados “conglomeráticos”; **(vii)** o eixo de alongação dos corpos de minério, na maioria dos casos, que não estaria em posição favorável para que as soluções lixivadoras fluíssem para baixo da formação.

Estudos no Depósito Mount Tom Price na Austrália (Barley *et al.* 1999, Hagemann *et al.* 1999, Taylor *et al.* 2001) sugerem hipóteses hipogênicas para formação do minério de ferro, já que as supergênicas não explicam alguns fatores como: **(i)** a profundidade dos minérios (> 400 m); **(ii)** a transição brusca entre FFB e minério; **(iii)** a remoção de grandes quantidades de sílica das FFBs, resultando em óxido de ferro puro; **(iv)** o controle estrutural de depósitos como Tom Price. Taylor *et al.* (2001) propuseram um modelo hidrotermal para a formação do minério de alto teor, envolvendo: **(i)** remoção de toda a sílica livre por fluidos de salmouras bacinais a *ca.* de 150-250°C; **(ii)** circulação de água meteórica profunda e oxidação de magnetita a altas T, formando martita, tendo a siderita sido convertida em *Hml* + ankerita, sem perda de volume. O modelo envolve fluido com baixa salinidade e produz abundante *Hml* e hematita anédrica;

(iii) lixiviação quase completa de carbonato remanescente, restando associação à magnetita-apatita porosa ou a hematita-apatita, sendo que a maior parte do aumento em ferro foi devido à perda da ganga remanescente e ao rápido aumento da porosidade; (iv) remoção de quase todo Ca e P, ficando um resíduo final de minério a *Mt-Hml* de alto teor e baixo P, envolvendo fluidos frios oxidantes - águas meteóricas rasas.

Hipóteses hidrotermais para a origem do minério de ferro na região do Quadrilátero Ferrífero também têm sido discutidas na literatura (Varajão 2002, Cabral *et al.* 2003, Spier *et al.* 2003, Rosière & Rios 2004). Cabral *et al.* (2003) sugeriram que fluidos ricos em ferro penetraram ao longo das bandas da FFB, lixiviando os minerais de ganga (quartzo e dolomita), e induzindo à alteração hidrotermal (hematitização), através do bandamento, para produzir o minério de ferro mole de Gongo Soco. Estudos de Spier *et al.* (2003), em minérios das minas do Pico e Águas Claras, sugerem que processos hidrotermais atuaram durante a diagênese ou o metamorfismo das FFBs. Rosière & Rios (2004) propuseram uma origem hidrotermal para o minério de ferro do Depósito Conceição, através de estudos microtexturais em hematita e magnetita, apoiados em microtermometria por infravermelho em IF em hematitas. Os autores sugeriram que fluidos meteóricos, com percolação condicionada por estruturas tectônicas, oxidaram de forma extensa e pervasiva as FFBs, produzindo minérios de alto teor em zonas de maior permeabilidade.

Para o modelo genético de depósitos em FFB associados ao Proterozóico, Hagemann *et al.* (2005) basearam-se na interpretação do ambiente tectônico e na fonte do fluido hidrotermal, classificando-os como tipos de: (i) falha profunda, magmático (Carajás); (ii) bacia de *rift* (Hamersley).

No caso do minério de ferro em Carajás, estudos recentes têm apontado uma origem hidrotermal (hipogênica) para sua gênese, com hematitização e dolomitização marcantes (Guedes 2000, Guedes *et al.* 2002, Dalstra & Guedes 2004). A hipótese hidrotermal é ainda discutida por Figueiredo e Silva (2004), Figueiredo e Silva *et al.* (2004, 2005), Lobato *et al.* (2004, 2005).

XII. INTERPRETAÇÃO ESTRUTURAL, TECTÔNICA E METALOGENÉTICA

Mapa Geológico da Província de Carajás

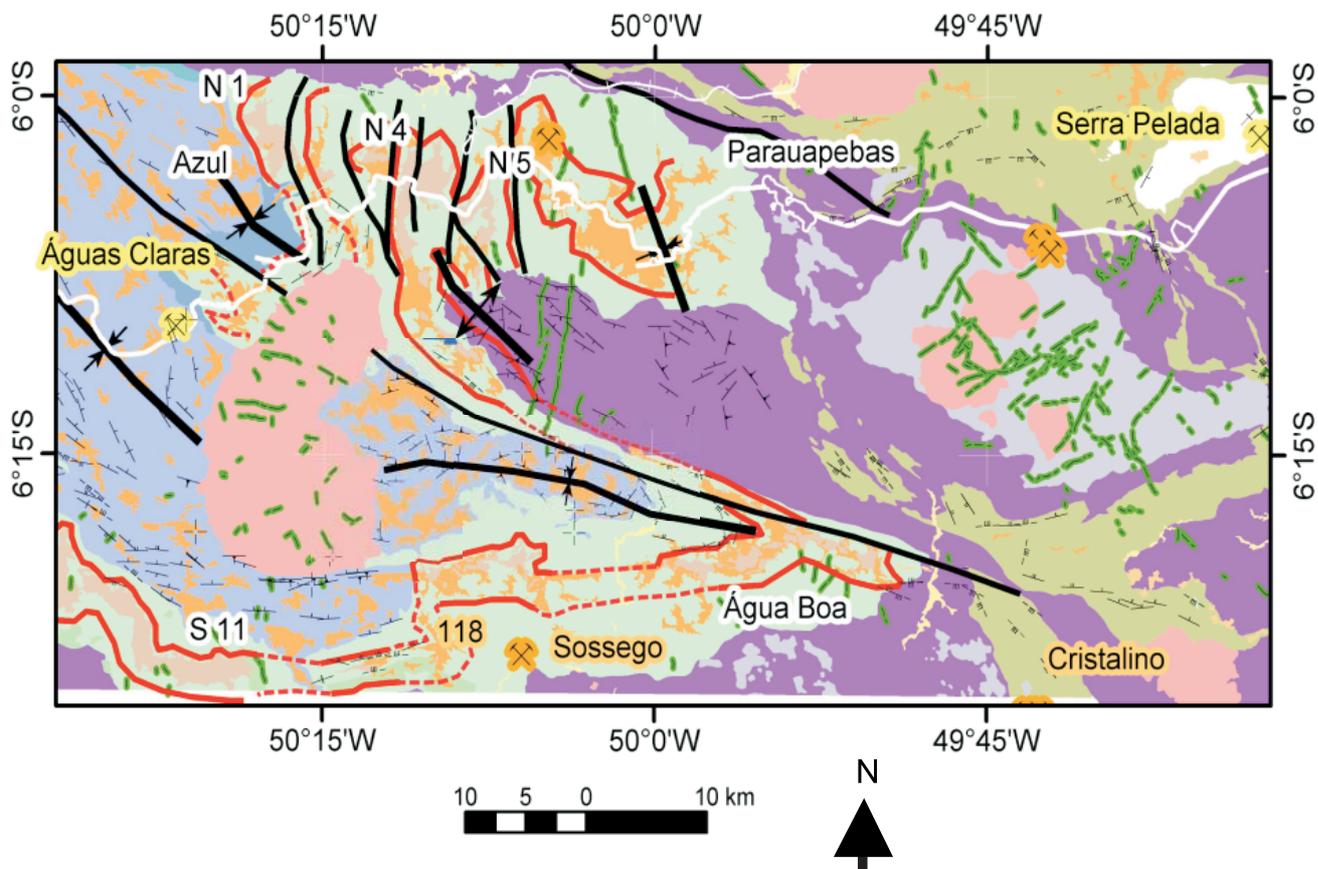
O mapa apresentado para a Província de Carajás (Figura XII.1; Seoane *et al.* 2004) é resultante do cruzamento de dados de pontos de campo, obtidos por membros da equipe do Projeto Ferro Carajás, com dados

de origens diversas, tais como mapas geológicos disponíveis, de domínio público, como por exemplo da CPRM; livros; teses e dissertações; artigos em periódicos; relatórios da CVRD; Imagens Landsat 7 (ETM+) e 5 (TM); imagens de radar JERS-1; modelo digital de elevação (MDE), obtido dos dados do SRTM; base de dados do SIG do Brasil na escala 1:2.500.000 da CPRM.

Para a análise de imagens, foi utilizada majoritariamente a cena 224-064 do satélite Landsat 7, adquirida em 5 de agosto de 1999. No extremo leste da região, foi ainda utilizada uma cena do satélite Landsat 5, de data anterior. O processamento digital propriamente dito envolve a criação de composições coloridas, tanto em cores naturais como em “falsa cor”, pela combinação de bandas três a três, sendo atribuídas a estas as cores vermelho, verde e azul (*RGB*, em inglês). No presente caso, foram utilizadas composições *RGB* 321 (cores aproximadamente naturais), 543, 852, 752, além de outras mais comuns. Além disto, as composições coloridas resultantes foram fundidas através da transformação de Brovey (Vrabel 1996, ENVI 2002) com a banda pancromática (ETM8), resultando no aumento da resolução espacial para 15 m.

O sensoriamento remoto por radar, por outro lado, produz imagens que caracterizam as propriedades físicas da superfície do terreno, sua cobertura e, mais limitadamente, do volume próximo a superfície (Henderson & Lewis 1998, Tapley 2002). Estas propriedades incluem a morfologia, a forma geométrica, as propriedades dielétricas e, principalmente, a rugosidade das superfícies. Em nosso trabalho, a imagem JERS utilizada foi o mosaico confeccionado pelo Global Rain Forest Mapping Project (Rosenqvist *et al.* 2000, Chapman *et al.* 2001), da NASA Jet Propulsion Laboratory e Japan NASDA Earth Observation Research Center, com resolução espacial de 80 m, que foi pré-processada, filtrada e georreferenciada em detalhe, procedendo-se a interpretação em tela (*heads-up*) dos principais traços de lineamentos. A seguir, estes foram classificados em diversos tipos (contatos, estruturas, dobramentos, *strike* de camadas, etc.) e, após passarem por uma validação de campo, são incorporados aos mapas geológicos, sendo utilizados na interpretação do arcabouço estrutural e da geomorfologia, e no mapeamento de litologias lineares extensas como diques e veios.

Esta fase do trabalho objetivou também a geração de um modelo digital de elevações (DEM) robusto, a partir do levantamento de interferometria de radar do ônibus espacial (SRTM). A partir deste foi gerada também uma malha de triângulos irregulares (TIN), com a mesma amplitude, que permite a exibição dos demais dados em 3D, e o sombreamento com diversas posições para a fonte de iluminação, que auxilia na interpretação estrutural.



SIGLA UNIFICADA	SIGLA	MORFOLOGIA (DIM, JERS, TM)	TIPOS LITOLÓGICOS ASSOCIADOS	FACIES METAMÓRFICA	SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	SUÍTE	COMPLEXO	IDADE Ma	ERA	PERÍODO
QH	QH	Ao longo das drenagens principais, textura uniforme no radar	Aluviões, Colúvio								Cenozóico	Quaternário (época Holoceno)
TQa	TQa	Patamar pouco acima das drenagens principais	Siltite, Areia Silteosa, Conglomerado, Laterita				Araguaia				Cenozóico	Tércio-Quaternário
Tt	Tt	Topo rugoso, meia encosta, na quebra de relevo, blocos	Laterita							< 65	Cenozóico	Terciário
Tli	Tli	Topo plano, carapaça, acima da quebra de relevo, destaque TM 852	Laterita							< 65	Cenozóico	Terciário
Pg	Pg	Intrusivas não deformadas	Granitóides					Granito central Carajás		1.880	Proterozóico	Palaeoproterozóico
Pg	Pge	Intrusivas não deformadas	Granito					Granito Cigano		1.880	Proterozóico	Palaeoproterozóico
Pca	Pca	Relevo arredondado, localmente topografia tipo cuesta íngreme e escarpas acamadas	Pelito, Arcóscios, Arenitos, Conglomerado			Rio Fresco	Águas Claras			2.680	Proterozóico	Palaeoproterozóico
Pcp	Pcp	Relevo arredondado, topografia local tipo cuesta íngreme e escarpas acamadas, espectro escuro diferente de Pca na imagem TM	Pelito Manganífero			Rio Fresco	Águas Claras. Inclui arenitos da Fm. Igarapé Azul (Macambira <i>et al.</i> 1990)			2.680	Proterozóico	Palaeoproterozóico
Ag	Ag	Intrusivas com textura de lineamentos concêntricos na borda	Leucognito, Granodiorito, Granitóides					Plaquê-Gnaise Estrela		2.750	Arqueano	
Avsg	Avsg	Espectralmente diferenciado por > conteúdo de Fe nas bandas 7, 5 e 4 e nas PCs. Topograficamente são feições alinhadas, de relevo mais alto. É comum o desenvolvimento de canga laterítica no topo, gerando relevo aplanado e rugoso em imagens de radar. Contatos quase sempre correspondem a quebra do relevo, em especial no caso da unidade intermediária, que contém formações ferríferas bandadas	Rocha metassedimentar clástica, Metabasalto, Metarriolito, Formação Ferrífera, Metadacito	Xisto vende (baixo)	Itacaiúnas	Grão Pará	Carajás / Igarapé Cigarra			2.760-2.740	Arqueano	
Avsg	Ac		Formação Ferrífera, Quartzo, Filito, Actinolita xisto	Xisto vende (baixo)	Itacaiúnas	Aquiri / São Sebastião	equivalente: Carajás / Igarapé Cigarra			2.760-2.740	Arqueano	
Aip	Aip	Morfologia linear de cristas agudas com textura grossa na imagem	Rocha Vulcânica Básica e Intermediária, Sedimentos Pelíticos e Químicos	Xisto vende a anfibolito	Itacaiúnas	Igarapé Pojuca	equivalente: Carajás / Igarapé Cigarra			2.760-2.740	Arqueano	
As	As5	Morfologia aguda linear arredondada e suave	Rocha Meta vulcanosedimentar	Xisto vende a anfibolito	Itacaiúnas	Igarapé Salobo-Rio Novo	equivalente: Carajás / Igarapé Cigarra			2.760	Arqueano	
Avsgav	Avsgav		Rocha Vulcânica Ácida	Xisto vende (baixo)	Itacaiúnas	Grão Pará	Parauapebas			2.760	Arqueano	
As	As1b	Morfologia suave arredondada a amarga	Rocha Vulcânica Básica e Ultrabásica	Xisto vende a anfibolito		Sapucaia	equivalente: Parauapebas			2.760	Arqueano	
As	As4	Morfologia suave arredondada a amarga	Rocha Vulcânica Básica e Ultrabásica	Xisto vende a anfibolito	Itacaiúnas	Rio Novo	equivalente: Parauapebas			2.760	Arqueano	

Figura XII.1. Mapa geológico da Serra dos Carajás, concebido pela equipe do projeto ferro Carajás (Seoane *et al.* 2004), com base em integração de dados estruturais levantados no campo, e posteriormente tratados; imagens LandSat TM7 na escala de 1:100.000; e dados compilados da literatura geológica. Sua legenda encontra-se na tabela.

A esta base constituída por todos os temas anteriormente mencionados, foram incorporadas uma base de dados georreferenciados levantados em campo (medidas estruturais, descrição de amostras, pontos de controle de georreferenciamento e levantamentos cadastrais diversos), além de informações tabulares da literatura.

Por fim, com suporte da análise estrutural, foram definidos a envoltória de dobramento das unidades do Grupo Grão Pará e os eixos de sinclinais e anticlinais. Esta interpretação da envoltória do dobramento das formações ferríferas e das estruturas foi feita a partir da combinação dos dados acima descritos e do sombreado do DEM do SRTM, com fonte artificial em N45E a 45° de altitude, realçando estruturas (falhas, eixos de sinclinais e anticlinais). Isso permite a interpretação da estrutura regional, particularmente na extensão Serra Norte, principal área produtora de ferro da província, conforme apresentado no mapa da Figura XII.1 (Seoane *et al.* 2004), que agrega as interpretações geológico-estruturais do presente trabalho, com base em Rosière *et al.* (2005).

Geometria e Cinemática da Deformação Arqueana

As características geométricas e cinemáticas das estruturas tectônicas na Província de Carajás indicam uma evolução associada a um encurtamento regional, de direção aproximadamente N-S, como o primeiro evento principal que afetou a região. Este evento foi responsável pela formação da Dobra de Carajás e estruturas associadas e correlatas. Sua idade pode ser definida a partir da relação com o Granito Estrela, que intruiu as seqüências do Supergrupo Itacaiúnas. O plúton Estrela também teve um papel importante na estruturação da área. Tais suítes plutônicas foram responsáveis pela descontinuidade da estratigrafia e nas orientações estruturais, pelo metamorfismo térmico nas encaixantes, e pelo desenvolvimento local de foliação milonítica. A análise da deformação do Granito Estrela (Barros 1997) mostra claramente condições de deformação por achatamento e dá suporte às conclusões apresentadas no presente trabalho.

Interpretações regionais, a partir da análise de imagens espectral de satélite e de radar, sugerem que condições semelhantes reinaram ao redor de outras suítes ígneas ou complexos infracrustais, tais como nos blocos de rochas do Complexo Pium e nos plútons da Suíte Plaquê, distribuídos como altos estruturais proeminentes e que funcionaram como anteparos mais ou menos rígidos entre as seqüências supracrustais dobradas.

Diversas fraturas e lineamentos regionais de orientação E-W e uma clivagem associada, que cortam a região e estão impressos no bandamento composicional das rochas

metassedimentares e no bandamento ígneo dos plútons, podem ser considerados como resultado de um segundo evento deformacional. É possível que essas estruturas tenham se desenvolvido a partir de uma tectônica transcorrente desenvolvida para acomodar a deformação por escape lateral. Este tectonismo seria responsável pelos fortes contrastes no grau metamórfico em escala local a subregional.

Durante ambos os eventos deformacionais, os quais estão possivelmente interrelacionados, o Supergrupo Itacaiúnas experimentou deformação regional em condições dúcteis-rúpteis a rúpteis, com exceto nas proximidades dos granitos sintectônicos ou dos domos *core complex* associados ao Complexo Pium, tal como o de Xikrim (Figura XII.2), onde a alta temperatura permitiu o desenvolvimento de estruturas dúcteis.

Geometria de Domo e Quilha

A distribuição relativa das unidades vulcanossedimentares e corpos ígneos neoarqueanos, expostos na Província de Carajás, revelam a dominância de associações de metamorfismo de baixo grau nessas rochas da Serra de Carajás e das terras altas, em contraste com regiões baixas onde dominam suítes magmáticas mesoarqueanas e corpos plutônicos sintectônicos de orientação E-W. Não existe evidência na Província para deslocamento de blocos nem soerguimento infracrustal. Entende-se que o bloco crustal onde está localizada a Província de Carajás não tenha experimentado deslocamento angular considerável; no máximo o bloco mergulha em torno de 30° para oeste, conforme o caimento regional das dobras. As serras que estão 700 m acima dos terrenos circunvizinhos parecem atestar a preservação de uma real diferença entre níveis crustais. Isto implica que a profundidade de erosão corresponde ao contraste de profundidade no cinturão deformado e parece que a Província de Carajás preserva as porções mais superiores de uma estruturação do tipo domo e quilha, com variações perceptíveis no nível crustal raso (Figura XII.2).

Contexto Geotectônico e Metalogenético no Arqueano e Paleoproterozóico

A arquitetura presentemente descrita para a Província de Carajás revela uma relação quase ortogonal entre as orientações da direção geral das unidades estratigráficas e a direção de encurtamento. A Província não mostra somente evidências de inversão tectônica, com o desenvolvimento regional de falhas de cavalgamento de baixo ângulo. Estes fatos sugerem que o fechamento da bacia no Arqueano, relacionado ao pico metamórfico e época de maior atividade tectônica, não estava associado

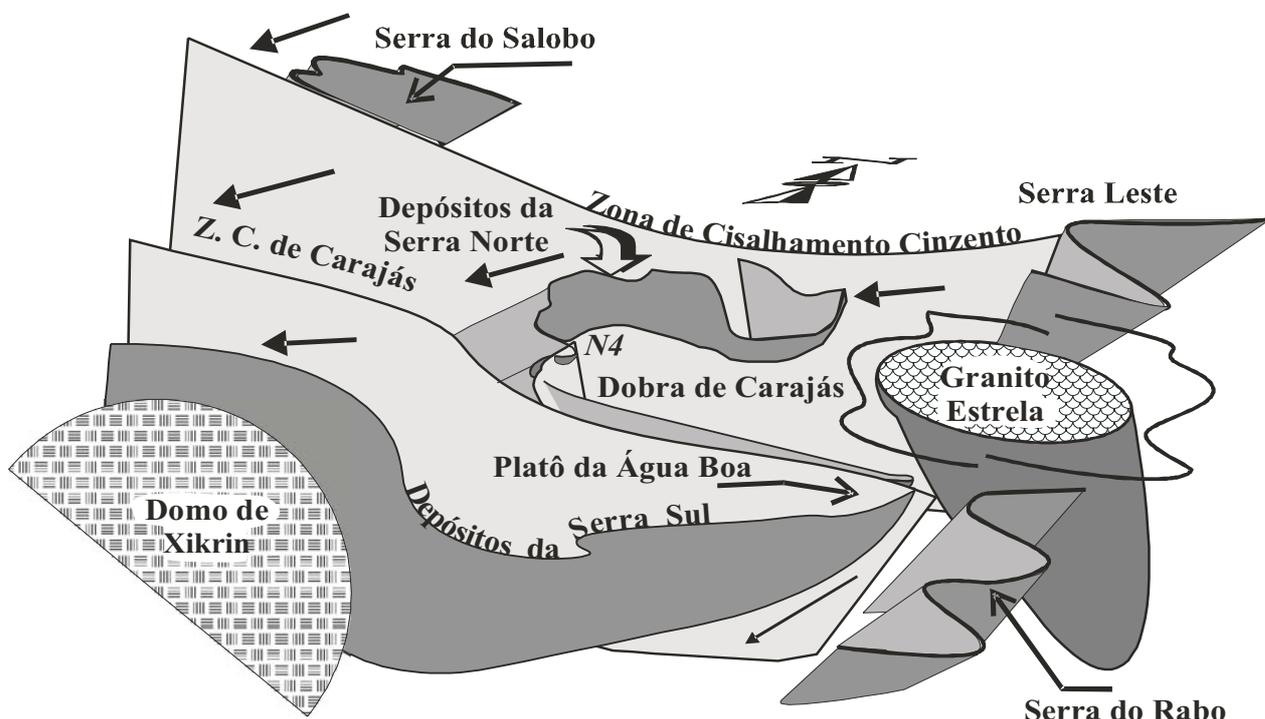


Figura XII.2. Bloco diagrama esquemático da Província Mineral de Carajás e arredores (Rosière et al. 2004, 2005). A escala horizontal é aproximada e a vertical exagerada: A charneira da dobra apresenta caimento entre 20 e 35°W.

com inversão crustal e duplicação. O evento colisional no Arqueano, relacionado com a formação do arco magmático, era mais provavelmente oblíquo em relação à subducção e à orientação das bacias de retro-arco. Tanto o arco magmático como as bacias do tipo retro-arco e intra-arco de idade arqueana estão claramente preservados, e não há, até o presente momento, registro mapeado ou conhecido de um sistema ligado ao processo de sutura, nem uma seqüência supracrustal obductada.

A Província provavelmente não foi soterrada a uma profundidade superior a mais que poucos quilômetros, nem durante o Arqueano nem em tempos mais recentes, pois não há registro de evento tectonotermal regional mais jovem que 2,76 Ga. A origem desta estabilidade tectônica impressionante deve ser investigada de forma mais profunda para esclarecimento e validação definitiva dessa hipótese.

Toda atividade plutônica registrada na Província, tanto félsica como máfica, seja no Arqueano quanto no Paleoproterozóico, aparentemente também desenvolveu-se em ambiente crustal raso e, desta forma, fluidos hidrotermais de origem magmática, em qualquer uma dessas épocas e responsáveis pela extensa alteração hidrotermal e mineralização em Carajás, devem registrar texturas e condições epitermais, incorporando águas meteóricas e sistemas freato-magmáticos com temperaturas inferiores a 200°C e alta relação fluido-rocha.

XIII. RELAÇÃO ESTRUTURA – MINERALIZAÇÃO EM FERRO

Os corpos de minério de ferro de alto teor da Província de Carajás estão intimamente associados às formações ferríferas do Grupo Grão Pará, embora quantidades significativas de óxido de ferro, com o desenvolvimento de rochas monominerálicas, ocorram junto à outras rochas hospedeiras e comumente, mas não obrigatoriamente, associadas aos minérios Cu-Au e Au, incluindo as unidades máficas intercaladas como as formações ferríferas.

Os corpos de minério de ferro de Carajás pós-datam o metamorfismo regional e todos os eventos de dobramento e cisalhamento registrados na Província. Embora a relação da mineralização com as intrusões de granitóides de idade 1,88 Ga ainda não esteja claramente documentada, aparentemente não foram registrados quaisquer contatos intrusivos entre os plútons e os minérios. O maior corpo ígneo, entretanto, o chamado Granito Central Carajás, encontra-se próximo às áreas mais intensamente dobradas e cisalhadas da região e estas estruturas podem ter funcionado como condutos preparatórios e reservatórios para fluidos hidrotermais de origem magmática, em posição distal, e que são responsáveis pela mineralização (vide discussões em Rosière et al. 2004, 2005).

Os corpos gigantes de alto teor da Serra Norte desenvolveram-se em zonas de maior permeabilidade

localizadas na zona de charneira de escala quilométrica do antiforme da Dobra de Carajás. Adicionalmente, a formação ferrífera foi também rompida, desmembrada e duplicada através do falhamento que provocou adicionalmente translação e rotação de blocos.

Os depósitos de Serra Sul, por outro lado, parecem ter se desenvolvido em dobras de segunda ordem que agiram como zonas de menor pressão para atrair fluidos mineralizadores, mas em condições de permeabilidade relativamente menor se comparadas à Serra Norte (Figura XIII.1).

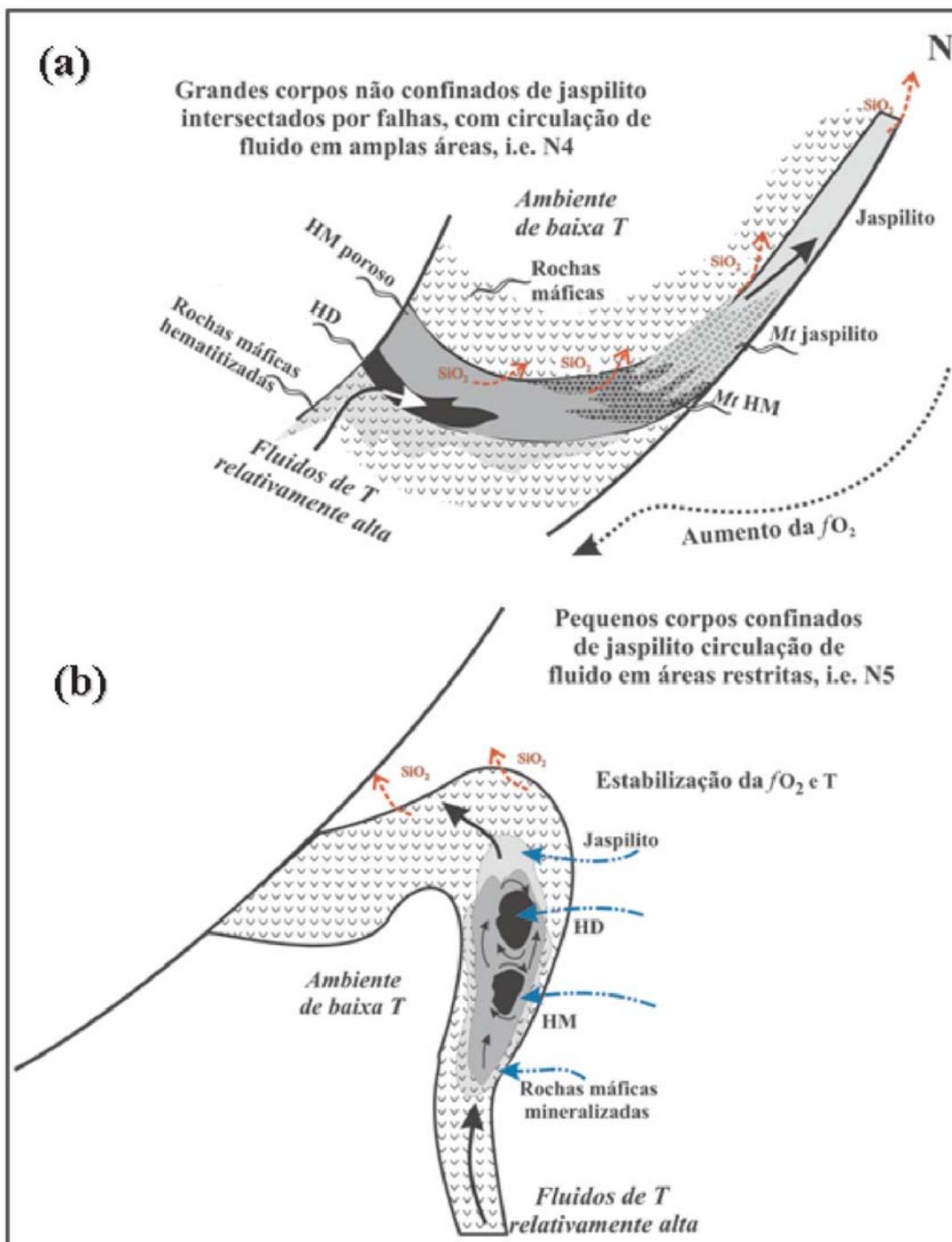


Figura XIII.1. Proposta de modelos para a mineralização de ferro (Rosière et al. 2005). O esquema superior pode ser aplicado para a maioria dos depósitos da Serra Norte, destacando a alta porosidade do minério de alto teor friável-HM, como no Depósito N4. Estes estão associados a circulação de fluido em áreas extensas de camadas reativas e discontinuidades planares. O esquema inferior descreve a evolução no Depósito N5, onde minério de alto teor duro-HD é volumoso. Em N5, a interação do fluido foi restrita a áreas menores de camadas mais reativas, ou a discontinuidades planares, gerando aprisionamento de fluido, estruturas materializadas nas charneiras da dobra de Carajás. Mt: martita.

XIV. EVOLUÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO EM FERRO

Para que se possa estabelecer um modelo de evolução hidrotermal e mineralização, nos depósitos ferríferos da Serra Norte, em Carajás, diversos aspectos devem ser levados em conta no que diz respeito à alteração hidrotermal (vide discussões em Lobato *et al.* (2004, 2005).

Os estudos petrográficos indicam que as modificações mineralógicas em jaspilitos e minérios dos depósitos estudados envolveram:

- (i) Formação de magnetita-*Mg*, às custas de hematita microcristalina-*Hm*, em porfiroblastos nos jaspilitos;
- (ii) Recristalização de *chert* e jaspe, com expulsão de *Hm* do jaspe resultando na sua “limpeza” (Figura XIV.1 a). Isso dá lugar à formação de quartzo granoblástico fino. O conjunto *chert*-jaspe límpido-quartzo localmente forma halos que contornam porfiroblastos de *Mg* martitizada (Figura V.2 d);
- (iii) Lixiviação progressiva de *chert* (jaspe) ou quartzo, restando *Hm* e inúmeros espaços vazios (Figura XIV.1 b); formação de brechas;
- (iv) Preenchimento parcial de vazios por precipitação de hematita microlamelar-*Hml*; a *Hml* também parece se formar às custas de *Hm* (Figura V.1 b);
- (v) Aumento de martitização da *Mg*; recristalização de martita-*Mt* com desenvolvimento de aglomerados de cristais de hematita anédricos-*Ha*; a *Ha* também parece se formar às custas de *Hm*;
- (vi) Preenchimento continuado e avançado dos espaços vazios por *Hml-Hl-Ha*, *He* e *Ht* (hematita euédrica-tabular), inclusive da matriz de brechas; linhas de crescimento (geminção) em *Ha*, *He* e *Ht* indicam precipitação direta do fluido (*open-space filling*) (Figura XIV.1 f-i).

Algumas conclusões podem ser apontadas e permitem o estabelecimento de estágios de alteração hidrotermal para a área, considerando que:

- (i) A recristalização de *chert* e jaspe comumente se dá em sítios alojados por *Mg* martitizada, claramente indicando que *Mg* é uma fase hidrotermal, e não de origem diagenética ou metamórfica, como anteriormente interpretada (*e.g.*, Macambira 2003);
- (ii) O aumento de martitização da *Mg* acompanha o progresso da lixiviação de quartzo-*chert*, sugerindo que a martitização é cedo- a sin-formação da *Mg*;
- (iii) O preenchimento parcial de poros por *Hml*, em estágio cedo-hidrotermal dos jaspilitos,

indica que essa etapa da alteração levou à geração do minério de alto teor friável-*HM*;

- (iv) O preenchimento avançado de poros, experimentado pela precipitação de maior volume de *Hml-Hl*, além de *Ha-He-Ht*, resultou no minério compacto tipo *HD*.

Zonas e/ou Estágios de Alteração

Jaspilitos (Figura XIV.2 a)

J.1 Jaspilito alterado. Magnetita-*Mg* (\pm martita-*Mt*) às custas de hematita microcristalina-*Hm*. Jaspe recristalizado em quartzo com expulsão de *Hm*. *Mt* recristalizada, formando aglomerados lobados de hematita anédrica-*Ha*. Lixiviação limitada de quartzo e *chert*, impondo porosidade incipiente. Preenchimento parcial das cavidades pela precipitação de hematita microlamelar-*Hml*.

J.2 Minério hematítico friável (ou mole). Evoluiu às custas do jaspilito alterado (*J1*). Poros não contêm *chert* e são mais ricos em *Hml-Ha*.

J.3 Minério compacto (ou duro). Desenvolveu-se pelo preenchimento avançado das cavidades, com precipitação de *Hml-Hl-Ht*, as duas últimas de granulação mais grossa, em cristais euédricos, exibindo linhas de crescimento (geminção) e textura em pente.

Rochas Máficas (Figura XIV.2 b)

M.1 Rochas máficas alteradas. A clorita ocorre largamente nas amígdalas, juntamente com albita (\pm mica branca), apresentando textura em pente e *Hml*; subordinadamente ocorrem epidoto, talco fibroso, titanita, rutilo e zircão.

M.2 Zona dominada pela clorita (clorititos). Ocorre ruptura das amígdalas, com difusão lateral de fluido para dentro do restante da rocha, gerando alteração de *M.1*. Desenvolvimento de veios de clorita e hematita. Aumento na precipitação de hematita.

M.3 Zona dominada pela hematita (hematita clorititos). Rochas ricas em hematita (até 80%) e clorita.

Outras Feições Hidrotermais

- (i) A *Mg* em porfiroblastos martitizados nos jaspilitos é localmente contornada por jaspe recristalizado e límpido, com formação de quartzo fino (Figura V.2 d);
- (ii) Veios de dolomita de grã média a grossa \pm quartzo fino a médio \pm calcedônia bandada predominam na alteração cedo-hidrotermal e tardia de jaspilitos, minérios e rochas máficas. Esses minerais são geralmente mais raros em estágios avançados

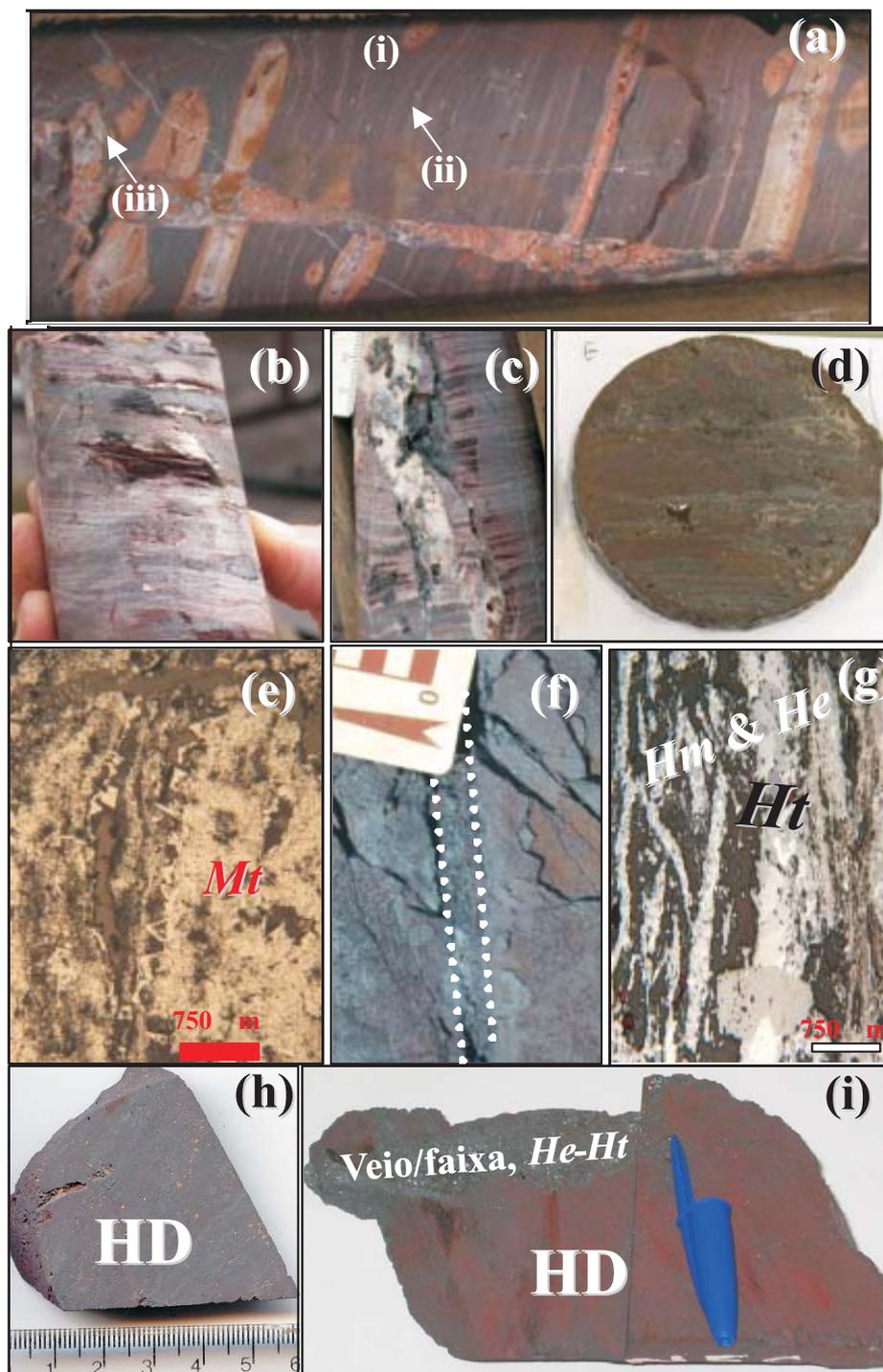


Figura XIV.1. Fotografias mostrando a evolução da alteração hidrotermal e mineralização de ferro. (a) Jaspilito-Jp bandado de N5S, venulado. Notar que (i) faixas mais claras, paralelas ao bandamento, têm núcleo branco e borda externa (em contato com o Jp) avermelhada e rica em ferro. O núcleo branco é de quartzo fino, formado às custas da recristalização de chert-jaspe, com “expulsão” da hematita microcristalina-Hm; (ii) ao longo do veio, formado de quartzo venular e hematita neoformada, há porções mais claras de Jp, também sugerindo “expulsão” da Hm e ainda sugerindo que a característica dessas faixas está relacionada à presença de veios. (iii) início de formação de cavidades, resultantes da lixiviação parcial de quartzo fino-chert-jaspe (ver Figura V.2 d). (b) Jp hematitizado de N5S exibindo cavidades como em (a), sendo que em (c) as mesmas são claramente associadas à presença dos veios de quartzo e hematita neoformada. (d) Amostra de minério mole-HM de N3 impregnado por resina, exibindo aspecto poroso. (e) Fotomicrografia de HM de N4W impregnado por resina, cujas cavidades exibem martita-Mt euédrica, neoformada (luz refletida). (f) Afloramento de minério duro-HD de N5 exibindo faixa de cristais de hematita euédrica e tabular (He e Ht) preenchendo espaços. (g) Fotomicrografia de veios de Ht preenchendo espaços em porções brechadas de HD de N5E, contendo fragmentos de Hm recristalizada. (h) e (i) Amostras de HD maciços de N5, com faixas/veios de cristais de He e Ht em (i).

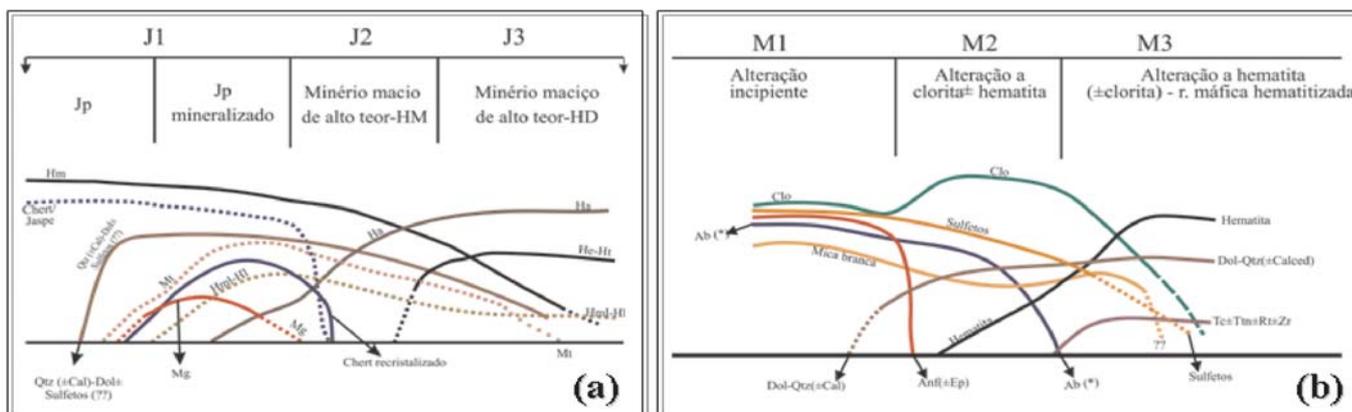


Figura XIV.2. Variação mineralógica de acordo com zonas-estágios de alteração hidrotermal afetando (a) jaspilito e (b) rochas metamáficas, conforme discutido no texto (Lobato et al. 2005). Note que a altura de cada uma das curvas não reflete diferenças quantitativas e relativas reais entre as fases. Ab: albita (*: ambas pré- e sin-hidrotermal); Anf: anfibólio; Cal: calcita; Calced: calcedônia; Clo: clorita; Dol: dolomita; Ep: epidoto; Hematita Ha: anédrica, He: euédrica, Hm: microcristalina, Hml-Hl: microlamelar-lamelar, Ht: tabular; Jp: jaspilito; Mg: magnetita; Mt: martita; Qtz: quartzo; Rt: rutilo; Tct: talco; Ttn: titanita; Zr: zircão.

de alteração (J.3 e M.3). São veios milimétricos a centimétricos, tanto discordantes como paralelos ao bandamento. São cristais granoblásticos e em pente. Nas rochas máficas, esses minerais preenchem amígdalas e evoluem para veios e preenchimento de cavidades. Quartzo e dolomita contêm inclusões de hematita e, nos cristais com textura em pente, podem ocorrer lamelas de crescimento de hematita. Brechas podem resultar de enriquecimento em dolomita e hematita; **Ht** pode cimentar os minérios em brecha. Quartzo e dolomita parecem representar um evento tardio de dilatação com venulação e brechação;

(iii) Pirita, sulfetos de cobre e raramente ouro são típicos das zonas de alteração de **J1** e **M1**. Podem ocorrer em veios, inclusos em hematita (**Mt** ou **Ha**) e, no caso das rochas máficas, também como anéis ao redor de amígdalas preenchidas. Estão sempre associados com carbonato e quartzo, e são mais comumente observados em rochas pouco alteradas. A pirita aparece contornada por calcopirita, mineral que é sobrecrecido por covellita. A covellita é localmente contornada por hematita. Calcocita e digenita foram identificadas por Guedes (2000);

(iv) Raras partículas de ouro acham-se inclusas em quartzo ou associadas com **Mt** em jaspilito alterado.

A Figura XIV.3 apresenta um resumo geral das modificações mineralógicas descritas, das condições de interação fluido:rocha e, ainda, a designação geral dos estágios de alteração hidrotermal para a formação do minério de ferro da Serra Norte.

XV. MODELO DE MINERALIZAÇÃO PARA O FERRO DE CARAJÁS

Em relação aos terrenos encaixantes das mineralizações de ferro da Província Mineral de Carajás, os trabalhos desenvolvidos pela equipe de autores permitem afirmar que (e.g., Rosière et al. 2005):

1. As formações ferríferas hospedeiras, do Grupo Grão Pará, ocorrem de forma descontínua dentro da seqüência metavulcanossedimentar. Parte dessas rochas são jaspilitos, que predominam na Serra Norte.
2. A atual subdivisão estratigráfica das unidades vulcanossedimentares ainda carece de definição. Os presentes autores sugerem que as diversas unidades de litologias semelhantes (associação FFB/vulcânicas) tenham sido depositadas em bacias vizinhas e de evolução levemente diacrônica.
3. O ambiente de deposição é provavelmente uma bacia do tipo retro-arco. Não é correto considerar as formações ferríferas como do tipo Lago Superior. Na realidade, a subdivisão clássica de caráter dicotômico (Algoma/Lago Superior) é pouco apropriada, no atual estágio de conhecimento, e está sendo revista pelos autores.
4. A estruturação das bacias era aproximadamente N-S. Seu encurtamento provocou dobras de eixo E-W possivelmente por colisão oblíqua.
5. A deformação foi em grande parte por achatamento. A dificuldade de acomodação provocou zonas de cisalhamento orientadas, aproximadamente segundo os planos axiais das dobras (escape lateral).

6. Essas zonas de cisalhamento fragmentaram parcialmente as estruturas dobradas, provocando translação e rotação de blocos. Associadas a essas falhas desenvolveram-se diversas famílias de fraturas (NE-SW, por exemplo) que se refletem nos lineamentos interpretados na imagem de radar.
7. As mineralizações de ferro se desenvolveram no Paleoproterozóico sobre rochas exumadas da seqüência metavulcanossedimentar arqueana.
8. A deformação experimentada por essas rochas no Arqueano foi essencialmente no domínio dúctil-rúptil a rúptil. Foliações ocorrem localizadamente em duas condições: em zonas de contato com granitóides sintectônicos, devido ao aumento de temperatura; em zonas de cisalhamento associadas ao enfraquecimento (*softening*) conseqüente da alteração hidrotermal, durante a mineralização no Proterozóico.
9. Durante a deformação, as seqüências vulcanossedimentares interagiram com altos estruturais e corpos granitóides sin-tectônicos, gerando estruturas do tipo *dome and keel*.
10. A estruturação resultante, no Arqueano, aumentou localizadamente a permeabilidade das rochas, permitindo e facilitando o fluxo de fluido mineralizador em ferro e o desenvolvimento diferenciado de corpos de alto teor desse metal, no Paleoproterozóico.

Com base nas associações minerais dos estágios de alteração hidrotermal, nos dados geoquímicos de rocha, de isótopos estáveis e radiogênicos, dados de inclusões fluidas, além da interpretação geológico-estrutural, os presentes autores sugerem que um único fluido mineralizador em ferro era predominantemente rico em H_2O -Fe- CO_2 , alcalino, relativamente redutor (f_{O_2} no equilíbrio com magnetita) e mais quente que as rochas encaixantes, contendo espécies como $S \pm U \pm Au$ (vide Lobato *et al* 2005; Figura XV.1 a), tendo interagido com essas rochas ao longo de canais de fluxo de fluido em regime de deformação rúptil-dúctil, em condições crustais epitermais.

Alguns pontos fundamentais melhor elucidam a proposta de evolução hidrotermal (e.g. Lobato *et al* 2005).

1. A associação mineral das rochas indica metamorfismo de grau muito baixo a baixo, *ie* condições de fácies xisto verde baixo a xisto verde, confirmada pela presença de texturas originais nas rochas.
2. O fluxo principal do fluido infiltrante, responsável pela mineralização, deve ter ocorrido ao longo dos contatos originais jaspilito-rocha máfica, já que a hematitização dessas rochas se dá a partir dos

mesmos. A difusão lateral do fluido, para dentro da pilha de jaspilitos, foi intensa e de grande volume, enquanto que para a de rochas máficas foi bem mais restrita. Isso pode estar associado não só à maior reatividade do jaspilito ao tipo de fluido, como também à diferença de comportamento reológico entre esses dois tipos rochosos; o movimento de fluido é mais facilitado em uma rocha bandada, e de trama natural heterogênea, do que em rochas vulcânicas de trama isotrópica.

3. O fluido hidrotermal deve ter sido quente, em temperatura que excedia aquela das rochas hospedeiras; a temperatura máxima estimada por estudos de inclusões fluidas é de 200°C. Nessas condições, tal fluido seria capaz de lixiviar SiO_2 (zona **J1**; Figura XIV.2) e recrystalizar *chert*-jaspe, com geração de vazios ou cavidades.

Para o caso dos depósitos de ferro da Bacia de Hamersley, Taylor *et al.* (2001) propuseram o modelo de lixiviação de SiO_2 por fluidos baciais, alcalinos, relativamente redutores, na faixa de temperatura entre 150° a 250°C, e salinos, contendo um alto teor de sais de sódio e magnésio, que dissolveram sílica preferencialmente ao ferro e ao carbonato pré-alteração. Dados de salinidade em dolomita do Depósito N4 também sugerem um fluido de alta salinidade. Levando em conta esses dados, o papel de um fluido alcalino rico em sais, como agente lixiviador de SiO_2 , não deve ser por ora descartado.

4. Em estágio cedo-hidrotermal, há desenvolvimento de grande volume de clorita (e talco) nas rochas máficas (estágios **M1** e **M2**), o que indica que a maior parte da H_2O do fluido infiltrante foi fixada nessas rochas; clorita também se forma junto com abundante hematita em estágio avançado de alteração das rochas máficas.
5. A presença de albita hidrotermal e zircão, além de titanita uranífera, combinado com o considerável enriquecimento de ETRL no **HD** em N5 (zona **J3**) e nas rochas máficas, apontam para uma assinatura alcalina para o fluido.
6. Em estágio cedo-hidrotermal, há desenvolvimento de magnetita-**Mg**. A transformação hidrotermal de hematita para magnetita é geralmente considerada uma reação de oxirredução o que, conseqüentemente, registra um estado específico de oxirredução do fluido. Assim, para os depósitos estudados, um fluido infiltrante relativamente redutor deve ter atuado durante o estágio cedo-hidrotermal, caracterizado por condições de f_{O_2} em equilíbrio com magnetita, como indicado por Lobato *et al.* (2004, 2005). A característica relativa-

(I) Modificações mineralógicas

1. Formação de blastos de **Mg** (passando a **Mt**) de **Hm**;
 2. Recristalização e “limpeza” de jaspe e formação de Qtz granoblástico fino;
 3. Lixiviação progressiva de chert & Qtz, restando **Hm** e grande volume de espaços vazios;
 4. Recristalização parcial de **Hm** e **Mt** para **Ha**, preenchimento parcial de vazios por **Hml** e **Hl**;
 5. Preenchimento continuado por **He-Ha-Hml-Hl-Ht** (essa última em pente), com cimento de minérios em brecha, e em vênulas e bandas;
1. Dolomitização de minérios e rochas hospedeiras em veios e bandas.
 2. Silicificação via preenchimento de vazios por Qtz (em pente) em veios e bandas.

(II) Fluido interagiu

- (1) Com Jp & rochas máficas de baixo grau metamórfico, deformados em regime dúctil-rúptil;
→ *Mineralização pós-metamórfica & pós-deformação*
- (2) Em condições crustais epitermais de T baixa ($T_{\text{fluido}} \sim 180^{\circ}\text{C}$).
- (3) Em $T_{\text{fluido}} > T_{\text{hospedeiras}}$ causando lixiviação de SiO_2 .

(III) Estágios

- (1) **Cedo-Hidrotermal**: formação **Mg** & **Mt**, recristalização de jaspe e discreta de **Hm-Mt** para **Ha**, lixiviação de SiO_2 e desenvolvimento de vazios, formação de **Hml** e **Hl** em vazios;
→ Fluido relativamente redutor (f_{O_2} baixa) & quente
Minério tipo HM
- (2) **Intermediário**: formação de novas gerações de hematita;
→ Fluido relativamente oxidante (f_{O_2} +alta), razão $\text{Fe}/\Sigma_{\text{cátions}} \pm$ alta, $T_{\text{fluido}} \cong T_{\text{hospedeiras}}$
Minério tipo HD
- (3) **Tardi-Hidrotermal**: dolomitização, precipitação de Qtz em veios com alguma hematita; formação de sulfetos de cobre e ferro, precipitação de ouro
→ Fluido relativamente rico em CO_2 , mais frio, de razão $\text{Fe}/\Sigma_{\text{cátions}}$ mais baixa.

Figura XIV.3. Resumo geral das modificações mineralógicas descritas neste trabalho, das condições de interação fluido-rocha e, ainda, a designação geral dos estágios de alteração hidrotermal para a formação do minério de ferro da Serra Norte. Hematita: Ha: anédrica, He: euédrica, Hm: microcristalina, Hml-Hl: microlamelar-lamelar, Ht: tabular; Jp: jaspilítico; Mg: magnetita; Mt: martita; Qtz: quartzo.

mente redutora é também inferida pela formação de clorita nas rochas máficas, em estágio cedo-hidrotermal ou incipiente de alteração.

Por outro lado, Ohmoto (2003) sugeriu que a reação de oxiredução $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{Hem})} + \text{Fe}^{2+} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Fe}_3\text{O}_{4(\text{Mg})} + 2\text{H}^+$ possa ter sido o mecanismo principal para as transformações de óxidos de ferro na natureza, especialmente em ambientes hidrotermais. Tal mecanismo não pode ser descartado na formação dos depósitos de ferro de Carajás.

7. A textura hidrotermal em pente é identificada em diversos minerais (quartzo, **Mt**, **Ht**, goethita, talco, albita, carbonato), em ambos minério e rocha máfica alterada, e indica desenvolvimento em condições crustais epitermais, o que é suportado por dados de inclusões fluidas que registram temperaturas entre 160-200°C (Rios *et al.* 2004). Cristais de quartzo, com textura em pente e em mosaico, são descritos em veios hidrotermais de depósitos epitermais auríferos (*e.g.*, Dong *et al.*

- 1995) no norte de Queensland, Austrália. A textura em pente é caracterizada por cristais orientados perpendiculares à parede do veio, comumente com terminações euédricas, resultante de crescimento primário. Seu desenvolvimento requer lentas mudanças nas condições de abertura durante o crescimento do cristal.
8. Com prolongada interação fluido:rocha e reações minerais associadas, a busca de equilíbrio termodinâmico deve ter propiciado condições progressivas de equilíbrio térmico e resfriamento do sistema fluido-rocha.
 9. A conseqüente evolução no tamponamento fluido-rocha resultou em relativo aumento da razão $Fe/\Sigma cations$, explicando o desenvolvimento de novas gerações de hematita, inicialmente *Hml* (*J2*) seguida de *Hml-Hl* além de *Ha-He-Ht* (*J3*).
 10. Isso indica que, aparentemente, não ocorreu precipitação significativa de ferro em *J1*, *J2* e *M1* e *M2*, ao contrário de *J3* e *M3* que foram os mais importantes estágios para fixar esse elemento. Para o caso das rochas máficas, os dados de química mineral da clorita suportam essas afirmativas, já que mostram que a maioria dos cristais são Fe-clinocloro; Mg-chamosita está presente somente em um veio. A correlação negativa entre Fe e Mg mostra que a clorita do estágio incipiente de alteração era rica em ferro e a clorita do estágio avançado era magnesiânica, tendo assim o ferro presente no fluido sido fixado na hematita. O fluido mineralizador evoluiu de relativamente redutor, no estágio incipiente, para condições mais oxidantes, por força da interação com hematita microcristalina e formação de magnetita, com a composição da clorita podendo então refletir essa evolução.
 11. Se o fluido infiltrante era de fato relativamente redutor, a reação cedo-hidrotermal de hematita microcristalina-*Hm* para *Mg* teria conduzido o fluido evoluído dessa transformação a condições mais oxidantes, resultando na reação $2 Fe_3O_{4(Mg)} + \frac{1}{2} O_{2(g)} \rightarrow 3 Fe_2O_{3(Hem)}$, com f_{O_2} passando do equilíbrio com o par hematita-magnetita para equilíbrio acima desse tampão de O_2 . A característica mais oxidante é também inferida pela formação de abundante hematita nas rochas máficas, em avançado estágio de alteração.
 12. Com a *Mg* completamente destruída e surgimento de novas gerações de hematita, um fluido mais redutor necessariamente evoluiu. Além disso, em zonas onde os carbonatos formam veios comumente em associação com sulfetos, discordantes ou não ao bandamento, cavidades são preenchidas causando brechação, com a remoção de CO_2 , para produzir dolomita, conduzindo ao aumento de pH do fluido.
 13. O equilíbrio térmico progressivo, do sistema fluido-rocha, favoreceu a precipitação de calcedônia e quartzo em sítios dilatados, como *vugs*, sendo que quartzo (comumente na textura em pente) também formou veios.
 14. Os ETR foram transformados de forma significativa no minério de ferro de alto teor compacto-**HD**, em especial onde o mesmo é rico em *Ht-Hl-He*, relativamente (i) às FFB típicas do Arqueano, (ii) aos próprios jaspilitos analisados, (iii) e também ao minério friável-**HM**. O baixo conteúdo em ETR dos jaspilitos é uma constante entre as FFBs do Arqueano. Entretanto, Fryer (1983) sugeriu que as FFBs arqueanas de fácies óxido originalmente deviam conter teor mais alto de ETR e outros elementos traço, considerando inclusive que sedimentos recentes ricos em óxido de ferro contêm relativamente altos ETR e outros traços. Segundo o autor, estes elementos podem ter sido posteriormente lixiviados das FFBs arqueanas, durante a diagenese, devido a mudanças ocorridas de uma fase hidratada de óxido de ferro (precipitado original) para hematita e/ou magnetita, quando o controle de absorção original passa a um controle de natureza cristaloquímica. Já as FFBs que tiveram enriquecimento significativo em óxidos de ferro, subsequente à deposição, exibem relativo enriquecimento de ETRP (Fryer 1977). Estudos baseados na composição de sedimentos hidrotermais, para estimativa do grau relativo de extração de ETR da fase fluida, mostram que, na presença de excesso de ferro, a intensidade de remoção de ETR é proporcional à concentração original de ETR no fluido (Olivarez & Owen 1991). Isso pode explicar a alta concentração de ETR em minérios de N4E e N5E, que corresponderiam ao estágio mais avançado de mineralização. A questão da mobilidade de ETR durante metamorfismo e alteração hidrotermal é bastante discutida na literatura. A maioria dos debates é em torno da aparente evidência de mobilidade de ETR durante metamorfismo de baixo grau. Experimentos em basaltos alterados a argila (Staudigel & Hart 1983 in Taylor & McLennan 1985) mostram que há remoção de ETR na interface água do mar-basalto, onde razões água-rocha são extremamente altas. Estes estudos foram confirmados por Michard *et al.* (1983).

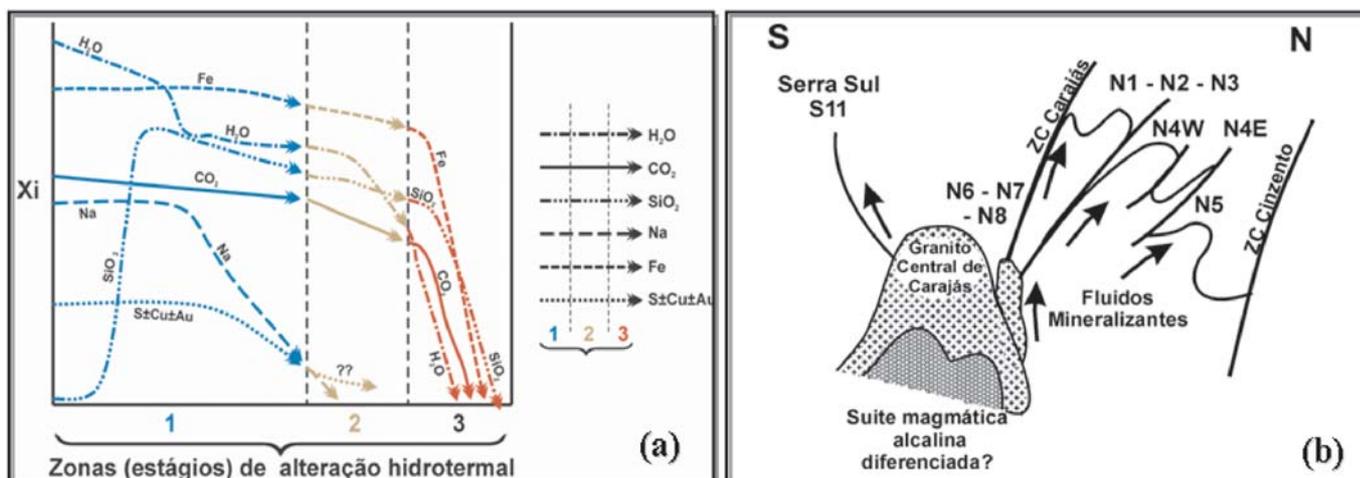


Figura XV.1. (a) Evolução proposta para componentes postulados no fluido mineralizador em ferro no Distrito Ferrífero de Carajás, ao longo do caminho de alteração hidrotermal, conforme as três zonas principais de alteração, introduzidas no texto como J1, J2 & J3, para os jaspilitos, e como M1, M2 e M3, para as rochas máficas (Lobato et al. 2005; vide Figura XIV.2). A concentração relativa destes componentes é inferida por uma medida hipotética – Xi. A H₂O é o componente principal, e participou da lixiviação de SiO₂ e reações formando clorita. A precipitação de albita é claramente observada nas rochas máficas no estágio dominado pela clorita, explicando o abrupto decréscimo de Na. Albita também pode ocorrer em jaspilito alterado; veios de feldspato±argila já foram reconhecidos em fases anteriores da mina. Seguindo condições de equilíbrio, isto é, quando as rochas se tornaram pobres em SiO₂ e, conseqüentemente, mais porosas (estágio 2), ferro de fonte externa foi fixado. O CO₂ é precipitado como dolomita, principalmente em associação com quartzo e sulfetos. (b) Proposta regional e modelo para a mineralização de ferro. Depósitos de ferro de classe mundial da Serra Norte, como outros vários depósitos (p. ex. de óxidos de Fe-Cu-Au) ao longo da Província de Carajás, acham-se situados no fechamento de dobras falhadas, com idade variando entre o Arqueano (rochas encaixantes) ao Paleoproterozóico Orosiriano (suites alcalinas intrusivas). Um único fluido hidrotermal, de evolução magmática, percolou por canais de terreno estruturalmente preparado no Arqueano, em ambiente de baixa temperatura e baixo grau metamórfico.

15. A simples lixiviação de SiO₂, que se seguiu à formação de **Mg**, poderia ter sido responsável pelo pequeno aumento em ETRP, já que nesta etapa restariam principalmente **Mg** e **Hm**. Com o crescimento de **Mg** e hematita microlamelar-**Hml** e recristalização de martita-**Mt** e **Hm** para hematita anédrica-**Ha**, ou seja, avanço da mineralização, parece ter havido de fato aumento dos ETRL (Figura XV.1 a).

Essa interpretação pode ser corroborada pelo coeficiente de distribuição (K)* da **Mg**, que é favorável à fixação de ETRL (Li 2000). Goethita também apresenta um sítio preferencial de absorção para ETR (Boulangé & Colin 1994, Fleet 1984 in Veríssimo 1999). Este processo poderia ainda ter favorecido o aumento relativo em ETRP no fluido residual, explicando o aumento de ETRP e padrões horizontais de alguns minérios (como em

N5E) formados em estágio mais avançado de mineralização. A mudança do padrão de minérios cujos ETR são muito semelhantes aos de jaspilitos para minérios com padrão bastante diverso dos mesmos indica que o fluido responsável pelo estágio tardi-hidrotermal era bastante diferente, ou evoluído, daquele do estágio cedo-hidrotermal. De fato, é nos estágios tardi-hidrotermais que as gerações de **He** e **Ht** são dominantes. Por esse raciocínio, a possibilidade de que a alteração hidrotermal tenha resultado da interação com dois fluidos diferentes não pode ser, por ora, descartada.

16. As transformações geoquímicas, em combinação com o que está expresso nos itens 8 a 10 (das duas páginas anteriores), permitem afirmar que as mineralizações de ferro resultaram não apenas da lixiviação de SiO₂ dos jaspilitos, com aumento relativo de ferro, mas também e de forma importante do enriquecimento hidrotermal em ferro de fonte externa. Dados de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos sugerem que o fluido é de fonte externa, profunda, provavelmente de origem magmática.

* A partição de um determinado elemento entre um mineral e um magma (ou outro meio) é definida pelo coeficiente de distribuição, razão da concentração do elemento no mineral pela concentração do elemento no meio (Grossi Sad & Dutra 1987). Os minerais com estruturas formadas por grandes poliedros de coordenação (como alanita, magnetita, titanita) favorecem a entrada de ETRL (maior raio iônico), enquanto os minerais com estrutura poliédrica pequena (como o zircão) favorecem os ETRP.

17. Os minérios de alto teor, do tipo **HD** e **HM**, representam assim regiões com relação fluido:rocha alta e intermediária, respectivamente. Além disso, considerando que o Depósito N5 apresenta, até o momento, o maior volume de **HD**, o mesmo é interpretado como tendo experimentado as maiores razões fluido:rocha do distrito.

Relação com o Sistema Mineralizador dos Depósitos Óxidos de Ferro-Cobre-Ouro

O Distrito de Ferro da Província Mineral de Carajás é composto por vários depósitos, distribuídos em cerca de 10.000 km². A atual base de conhecimento ainda é insuficiente para propor um modelo de evolução hidrotermal, coerente e singular, que possa acomodar a extensa gama de características do Distrito, em geral ainda pouco estudado e documentado. Ainda se faz necessário muito trabalho de detalhe, para se conseguir tal tarefa.

Os estudos existentes até o momento sugerem que um único fluido mineralizador foi responsável pela mineralização de ferro, nos depósitos investigados da Serra Norte. Os dados permitem especular que a imensa força motora, capaz de gerar esses depósitos de ferro do Paleoproterozóico de classe mundial, foi um sistema hidrotermal ígneo, relativamente raso, desenvolvido sob condições crustais epitermais em rochas arqueanas (Figura XV.1 b). Se o modelo estiver correto, os depósitos de ferro de Carajás podem representar um *end-member*, ou membro, de baixa temperatura do sistema hidrotermal óxidos de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits-IOCG*) da Província, envolvendo fluidos de origem ígnea, como também, possivelmente, de origem meteórica.

É interessante que, em 1999, Barley e colaboradores chamaram atenção para o fato de que fluidos muito salinos estão relacionados ao ambiente tectônico distensional responsável pelos gigantes depósitos de óxidos de ferro ETR-Cu-Au-U, com gênese vinculada a intrusões ígneas, e que a mineralização de ferro do Depósito Mount Tom Price resulta de evento hidrotermal associado a evento de *rifting* no Proterozóico (cerca de 2,0 Ga). Porter (2002) ainda apontou que existe uma tendência dos *IOCG* se localizarem em terrenos nos quais outras acumulações de óxidos de ferro são comuns, como é o caso do Cráton Gawler leste, sul da Austrália, onde ocorrem extensas FFBs, algumas exploradas para ferro (Middleback Ranges).

A presente proposta leva em consideração uma série de fatores:

1. O enriquecimento em ETRL é uma característica marcante dos depósitos *IOCG* de Carajás e de outras partes do mundo (e.g., Grainger *et al.*

2002). Tal enriquecimento é bem documentado em rochas metamáficas associadas aos depósitos N4 (e.g., Gibbs *et al.* 1986) e N4-N5 (Zucchetti 2005) e outras rochas máficas do Grupo Grão Pará (e.g., Lindenmayer *et al.* 1998, Tallarico *et al.* 2000).

2. O enriquecimento em Ba, U, Nb, Y e V é claramente apontado para os minérios de ferro. Enriquecimento discreto parece ocorrer no caso dos elementos Zn, Sr, W, Au, Pb e Th, enquanto Co, Cu, Ga, Rb, Zr, Mo, Cs são fracamente enriquecidos ou simplesmente não mostram enriquecimento. Em especial, a concentração anômala de U é registrada pelos dados obtidos em zircão e titanita, submetidos à determinação U-Pb. Muitos desses metais são também enriquecidos em depósitos *IOCG*.
3. Dados de inclusões fluidas-IF em carbonatos apontam salinidade extremamente alta, o que é também registrado para os depósitos *IOCG*.
4. Nos minérios de ferro, $\delta^{13}\text{C}$ varia em faixa estreita, entre $-3,422$ a $-5,102\text{‰}_{PDB}$; já $\delta^{18}\text{O}$ varia de $+15,074$ a $+21,834\text{‰}_{SMOW}$ (Figura IX.1). Nos depósitos tipo *IOCG* de Carajás também dominam estreitas faixas de valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, embora os valores em si sejam variáveis. Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ dos *IOCG* de Carajás também ocorrem em faixas mais amplas, com valores de até cerca de $+15\text{‰}_{SMOW}$, que é o limite inferior dos dados obtidos no presente estudo.
5. Considerando as temperaturas entre 160 a 200°C, a partir dos estudos de inclusões fluidas, obtêm-se valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ $+4,7\text{‰}$ (160°C) a $+6,2$ (180°C) e $+7,5\text{‰}_{SMOW}$ (200°C), faixa de valores que é compatível com a de fluidos magmáticos, ou seja, $+5,5$ a $10,0\text{‰}_{SMOW}$ (Taylor 1987). Incluindo a faixa mais ampla de dados obtidos por Costa *et al.* (1999) e Sial *et al.* (2000), os dados isotópicos de carbonatos mostram associação com aqueles de carbonatitos (Figura IX.1 b), sugerindo uma associação genética com magmatismo alcalino (vide discussão em Grainger *et al.* 2002).
6. Embora o valor fortemente negativo do parâmetro $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ sugira que a derivação do Nd, um elemento de terras raras leves, e por associação o Fe, possa ter sido apenas das rochas arqueanas de Carajás, a hipótese de que o evento mineralizador no Proterozóico tenha sido produto apenas da reconcentração do Fe derivado das rochas vulcânicas máficas e jaspilitos esbarra em cálculos de balanço de massa, em nível crustal, para a quantidade de fluidos necessários para mobilizar (remobilizar?) os metais (ferro, urânio ETRs e

outros), que teriam sido pelo menos >2 ordens de grandeza a mais que a quantidade dos próprios metais, gerando uma concentração de ferro na Província próxima de 18 bilhões de t de minério. Considerando que as rochas ígneas (granitóides) do Paleoproterozóico (i) são derivadas de fusão parcial do substrato mesocrustal e/ou infracrustal do Arqueano (idade modelo > 3,0 Ga), (ii) possuem assinaturas isotópicas de Nd indistintas das rochas arqueanas de Carajás (Pimentel *et al.* dados inéditos), uma interpretação alternativa é que os fluidos mineralizadores são derivados de, ou interagiram fortemente com, essas rochas ígneas, e que seus fluidos transportaram consigo o Nd, Fe e outros metais, depositados durante a mineralização.

Os dados sobre os depósitos de Serra Norte mostram modificações mineralis consistentes com uma história hidrotermal de baixa temperatura, mas que envolveu fluidos mais quentes do que as rochas hospedeiras, ou seja, as seqüências vulcanossedimentares exumadas e preservadas desde o Arqueano, caracterizadas por grau metamórfico muito baixo a baixo (Figura XIII.1 superior).

O Depósito N5 contém o maior volume de minério de alto teor duro-**HD** (estágio **J3**), rico em hematita tabular-subédrica, representando o local de maior razão fluido:rocha da Serra Norte (Figura XIII.1 inferior). Por outro lado, informações mineralógicas preliminares relativas ao Depósito S11, na Serra Sul, sugerem que ali prevaleceram, ainda que localmente, condições de temperaturas mais altas; a trama granoblástica equigranular observada, somada a presença de aegirina e magnetita granoblásticas, sugerem textura tipo *hornfels*.

Não se pode assegurar que todos os depósitos de Carajás pertençam a um único sistema mineralizador, que foi atuante em toda a Província. Alguns autores (*e.g.*, Villas & Dias Santos 2001, Requia *et al.* 2003, Tallarico *et al.* 2005) acreditam que não, invocando mais de um evento mineralizador do tipo *IOCG* no Arqueano e Paleoproterozóico, com enriquecimento laterítico (Moroni *et al.* 2001), enquanto outros (*e.g.*, Seoane & Baars 2001, Baars & Seoane 2001, Grainger *et al.* 2002, Baars *et al.* 2003) inferem um vínculo comum entre os sistemas mineralizadores.

Sillitoe (2003) citou o grupo de depósitos do tipo *IOCG* como um '*ill-defined deposit clan*' e se referiu a depósitos com idades entre o Jurássico Superior até o Paleoproterozóico andino, que são classificados de forma geral como membros desse grupo, apesar dos depósitos se diferenciarem em estilo, ambiente tectônico e até mesmo apresentarem quatro diferentes idades de colocação ao longo de um período de 90 Ma.

Os dados obtidos nos mais diversos depósitos dispersos na Província de Carajás, inclusive os imensos depósitos de ferro de substituição, associados a falhas profundas e a magmatismo, em jaspilitos hospedeiros estruturalmente preparados, aparentam ter afinidades metalogenéticas e geoquímicas que permitem classificá-los em um amplo grupo atualmente denominado, pela maioria de pesquisadores, como depósitos do tipo *IOCG*.

Ressalta-se que, em cada depósito e em cada corpo de minério, os processos individuais de mineralização são distintos, o que resulta na sua classificação tipológica e genética respectivamente em estilos e modelos diferentes. Um dos temas unificadores é a inferência quanto aos fluidos dos sistemas mineralizadores que teriam sido de derivação magmática, de máficos a ácidos alcalinos, de fonte infracrustal tafrogênica, com uma associação complexa de ambos elementos compatíveis e incompatíveis. Uma possibilidade alternativa é inferir fontes mistas, incluindo também o manto, desde que intensamente metassomatizado e enriquecido em elementos incompatíveis, levando à fusão parcial de desequilíbrio e a extrema depressão dos valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ abaixo de zero, mesmo que de fonte mantélica (Pearson *et al.* 1995). Caso essas inferências estejam corretas, só podem ser consideradas relevantes se puderem ser vinculadas a parâmetros metalogenéticos, exploratórios e tectônicos. Tudo indica que a mineralização de ferro do Paleoproterozóico, em abundância e concentração crustal, é associada a fluidos magmáticos de fonte crustal, exóticos em relação ao ambiente supracrustal em que se encaixam.

Ainda existe um amplo espectro de dados descritivos e analíticos detalhados que precisam ser obtidos em conjunto com uma avaliação cuidadosa dos sistemas radiogênicos, em equilíbrio e desequilíbrio, registrados nos mineralis-minério. Assim, a habilidade para interpretar as datações discrepantes (*p. ex.*, dados U-Pb, Re-Os, Sm-Nd, Ar-Ar nos *IOCG* que apontam idades de mineralização ambas arqueanas e proterozóicas), dos vários tipos de mineralizações em Carajás, poderá ser consideravelmente aumentada.

XVI. CRITÉRIOS PROSPECTIVOS PARA MEGADEPÓSITOS DE FERRO NO CRÁTON AMAZÔNICO E NA PROVÍNCIA DE CARAJÁS

Os extensos trabalhos de pesquisa, desenvolvidos pela equipe do Projeto Ferro Carajás, implicam em alternativas distintas ao modelo tradicional para a pesquisa mineral de minério de ferro no Cráton Amazônico e na Província de Carajás. Por um lado, modifica-se a noção de que os

megadepósitos de ferro têm sua origem relacionada à deposição sedimentar química, no Arqueano, da seqüência de jaspilitos junto aos derrames vulcânicos, com posterior enriquecimento supergênico. Por outro lado, fica estabelecido que a mineralização de ferro relaciona-se à extensa alteração hidrotermal, associada a fluidos advindos de intrusões magmáticas alcalinas, possivelmente distais e do Paleoproterozóico.

Os depósitos gigantes de minério de ferro de Carajás necessariamente hospedam-se em formações ferríferas, devido à disponibilidade de ferro como reagente para os fluidos. Portanto, é também esperado que os depósitos, já descobertos ou não, sejam na maior parte *stratabound*. Por essa razão, a grosso modo e em macroescala, a prospecção tradicional na Província tem sido feita através de sondagem vertical com o objetivo de interceptar a unidade estratigráfica jaspilitica, inferida como subhorizontal em profundidade, o que não ocorre na realidade.

O restante dos critérios prospectivos são bastante diferentes do esperado. Critérios prospectivos gerais, mais tradicionais, vêm de fato sendo intensamente questionados por equipes de exploração mineral com (i) o passar dos anos e o avanço da mineração em Carajás, (ii) a necessidade de descoberta de novos recursos de produtos específicos de minério de ferro na Província e (iii) o nascente interesse por novos investidores em descobrir depósitos de ferro em terrenos vizinhos ao Cráton Amazônico.

Segundo os resultados da presente pesquisa, destacam-se algumas características geológicas que não corroboram um modelo prospectivo exclusivamente estratiforme e sinsedimentar químico.

- (i) Os minérios de ferro variam sua composição segundo geometrias que não se conformam à geologia dos perfis intempéricos.
- (ii) Contatos entre minérios e encaixantes, tanto jaspilitos quanto rochas vulcânicas máficas, são discordantes.
- (iii) Minérios considerados como de origem intempérica são sotopostos a espessas unidades vulcânicas máficas de rocha sã e, portanto, as texturas de minério consideradas como de origem intempérica, tais como alta porosidade, não são exclusivamente intempéricas. Texturas descritas devem ser relacionadas à alteração hidrotermal, por sua vez concentradora de minérios de ferro.
- (iv) Há variações na qualidade do minério entre depósitos em função da geologia estrutural, indicando que a estruturação pós-deposicional teve influência direta sobre a composição mineralógica e química, e ainda sobre a geometria dos depósitos.

- (v) A continuidade lateral estratigráfica da unidade jaspilitica e sua mineralização de ferro seria esperada a partir de um modelo estratiforme. Contudo, sondagem profunda revela a descontinuidade lateral de ambas (p. ex. Figura IV.2). Este parâmetro exploratório tem implicações para a longevidade dos recursos ferríferos de Carajás.

As conseqüências econômicas da utilização de critérios prospectivos, deduzidos da metalogênese hidrotermal de ferro, são imediatas e positivas. Entende-se que, por outro lado, as premissas geológicas, baseadas em mineralização de ferro sindeposicional, devem frustrar as expectativas exploratórias para a (i) extensão e a nova descoberta de recursos de ferro, e (ii) descoberta de corpos de minério de ferro específicos, tais como maciço ou duro – **HD**, para insumos de produtos de maior valor.

Vislumbramos, através deste trabalho, novos paradigmas, conforme indicado abaixo, que ainda dependem de experimentação rigorosa no terreno e aprofundamento das pesquisas geocientíficas aplicadas.

- (i) A probabilidade de existirem megadepósitos de ferro para oeste, mas também para norte, leste e sul da Província de Carajás, hospedados em outras exposições de seqüências ferruginosas arqueanas, ou regionalmente truncadas por intrusivas máficas e ácidas diferenciadas de grande porte.
- (ii) As estruturas arqueanas até paleoproterozóicas orosirianas, intensamente dobradas e fraturadas, são ideais para hospedar depósitos de ferro de origem e características semelhantes àquelas dos depósitos estudados.
- (iii) A sondagem em profundidade para novos corpos, ou ainda para minérios de qualidade (e valor) químico-metalúrgica específica, deve seguir critérios de cartografia mineralógica (de alteração hidrotermal) e textural.
- (iv) A discordância da mineralização com rochas encaixantes locais predomina na mesoescala. O axioma da concordância dos corpos, com suas encaixantes, deve ser abandonado. O controle é estrutural-hidrotermal.
- (v) A natureza geoquímica dos minérios em termos de importantes contaminantes e, eventualmente, de outros subprodutos metálicos não descobertos, como ouro e cobre, pode variar internamente nos corpos de minério e depósitos.
- (vi) Todas as características geológicas indicadas permitem também inovar na prospecção, através da utilização de métodos de sensoriamento remoto e de geoquímica, anteriormente desconsiderados, de acordo com a literatura de domínio público.

Os fatores geológicos, petrográficos e geoquímicos são cartografáveis, o que permite a definição de alvos prioritários prospectivos. Assim, as pesquisas podem ser aplicadas para a extensão dos atuais recursos, uso racional de investimentos em prospecção e descoberta de novos corpos e depósitos de minérios de ferro dentro da Província Mineral de Carajás, e além dela, no contexto da evolução arqueana e paleoproterózoica.

Agradecimentos

Agradecemos à Companhia Vale do Rio Doce – CVRD o suporte técnico, logístico e financeiro, com destaque aos engenheiros Flávio Ferreira e Kléber S. Silva e demais membros da GEMIN-GAJAN (Carajás). Especiais agradecimentos são devidos aos colegas Ana Rogéria Brito, Celso A. Henning Júnior, Gilberto L. P. Silva, Lambertus Schardt, Paulo H. Matias, além de Denilson, Edna (técnica), Edézio, Jucélio, Juscelino, Manoel, Wagner, Wesley, e tantos outros profissionais que nos ajudaram em nossas visitas a Carajás. Nosso profundo agradecimento ao Dr. J.O. Marini e Sr. B.W. Ramos da Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira-ADIMB pelo apoio e paciência. Expressamos nosso reconhecimento especial: (i) aos membros do laboratório de Inclusões Fluidas e Metalogênese (LIFM-EC4), Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear-CDTN (CNEN); (ii) ao Dr.

Waldemar Macedo do CDTN; (iii) ao técnico Willian Tito; (iv) a U. Horstman do Council for Geosciences em Pretoria. Agradecemos ainda aos colegas do CPMTC-IGC-UFGM, do Departamento de Geologia-UFRJ, do IG-UnB; das empresas CPRM (em especial Superintendência de Belo Horizonte), Roots Rock e Gold Fields (em particular o geólogo Augusto D. Rayol). CAR, JCSS, LML e MP são particularmente agradecidos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq por suas bolsas de pesquisa e/ou *grants*. Estudantes de graduação e pós-graduação desses mesmos pesquisadores têm se beneficiado de bolsas do CNPq e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES). CAR agradece ao Deutscher Akademischer Austauschdienst (DAAD). Durante a execução do projeto Área-Alvo Ferro Carajás, diversos estudantes, professores de outras instituições e outros colegas participaram de ou colaboraram em etapas variadas e sua contribuição é aqui reconhecida: Adriana B. Achtschin, Carlos I. Souza, Carlos Jéstson, Gilberto Mansur, Hardy Jost, Henrile P. Meireles, Prof. Jens Gutzmer (RAU), João Bezerra, João Freitas, Júlio C. Romeiro, Leandro B. Reis, Leandro P. Costa, Manoel S. de Souza, Marcílio Morais, Prof. Maurício Carneiro, Prof. Nic Beukes, Ricardo Pagung, Rodolfo Pacheco, Sebastião R. C. de Souza, Sérgio Guedes, Vinícius L. Moreira. A Sra. Ângela M. Maciel fez a revisão final do português.

REFERÊNCIAS

- Althoff A.M.R., Dall’Agnol R., Souza Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: Prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais, **3**: 130-141.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás. Subprojeto Recursos Minerais. Serra dos Carajás, Folha SB.22-Z-A. Brasília: DNPM/ Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais-CPRM, 152p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *In*: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, **1**: 324-328.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correa Jr F.C., Macambira, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 453-460.
- Baars F.J., Seoane J.C.S. 2001. Paleoproterozoic target generation in the Amazon and São Luis-Man cratons. Consulting report. Roots Rock Ltda., Belo Horizonte.
- Baars F.J., de Matos G.M.M., Abram M.B., Ramos M.A.B., Leão Neto R., Quadros M.L.E.S., Gonçalves J.H., Dall’Igna L.G., Wanderley A.A., Vasconcelos A.M., Macambira E.M.B., da Cruz E.L.C., Ramgrab G.E., Rizzotto G.J., das Neves J.P., de Jesus J.D.A., Nesi J.R., Sachs L.L.B., Chierigati L.A., Zucchetti M., Oliveira M.A., Faraco M.T.L., Kosin M., Baltazar O.F., de Menezes R.G., Martini S.L., Leite C.A.S., da Silva V.A., Paes V.J.C., Rocha W.J.S.F., Monteiro M.A.S. 2003. Metalogenia Quantitativa do Brasil: Base de Conhecimento, Métodos e Exemplos. *In*: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais-CPRM, p 449-499.
- Barley M.E., Pickard A.L., Hagemann S.G., Folkert S.L. 1999. Hydrothermal origin for the 2 billion year old giant iron ore deposit, Hamersley Province, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **34**: 784-789.
- Barros C.E.M. 1997. Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil). Tese de Doutorado, Université Henri Poincaré, Nancy I, Nancy, France.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: Relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética Carajás. *In*: Anais Simpósio de Geologia da Amazônia 7, p 17-20.
- Bayliss, P. 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, **13**: 178-180.

- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**(4): 215-242.
- Beukes N.J., Klein C., Kaufman A.J., Hayes J.M. 1990. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an Early Proterozoic transition from limestone to iron-formation deposition, Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology*, **85**: 663-690.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I.M., Abram M.B., Leão Neto R., de Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas–SIG e Mapas na Escala 1:2 500 000. 4ª Edição, 4 CD roms. Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais–CPRM.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I.M., Abram M.B., Leão Neto R., de Matos G.M.M., Santos J.O.S. 2002. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil; sistema de informações geográficas–SIG e mapas na escala 1:2500000. 4ª Ed., 4 CD roms. Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais–CPRM.
- Bonnot-Courtois C. 1981. Distribution des terres rares dans les depots hydrothermaux de la zone FAMOUS et des Galapagos - comparaison avec les sediments metalliferres. *Marine Geology*, **39**: 1-14.
- Boulangé B., Colin F. 1994. Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro, Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry*, **9**(6): 701-711.
- Cabral A.R., Rocha Filho O.G., Jones R.D. 2003. Hydrothermal origin of soft hematite ore in the Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil. Petrographic evidence from the Gongo Soco iron ore deposit. *Applied Earth Science*, **112**: 279-286.
- Campbell A.R., Robinson Cook S. 1987. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz. *Economic Geology*, **82**: 1640-1645.
- Cas R.A.F., Wright J.V. 1988. *Volcanic Successions*. London, Unwin Hyman, 528p.
- Chown E.H., N'dah E., Mueller W.U. 2000. The relation between iron-formation and low temperature hydrothermal alteration in an Archean volcanic environment. *Precambrian Research*, **101**: 263-275.
- Chapman B., Rosenqvist A., Wong A. 2001. JERS-1 SAR Global Rain Forest Mapping Project. [JERS-1 Synthetic Aperture Radar Global Rain Forest Mapping Project]. Vol. AM-1, South America, 1995-1996. CD-rom. National Space Development Agency of Japan, Earth Observation Research Center; National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory; European Commission Joint Research Centre; Earth Remote Sensing Data Analysis Center of Japan; Remote Sensing Technology Center of Japan; and Alaska SAR Facility. Available from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Corliss J.B., Lyle M., Dymond J., Krane K. 1978. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. *Earth Planetary Science Letters*, **40**: 12-24.
- Costa M.L., Sial A.N., Macambira J.B., Guedes S. 1999. Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos de BIFs de testemunho de sondagem na Serra dos Carajás, Amazônia, Brasil. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Boletim 6*.
- CVRD 2004. Atualização dos recursos e reservas provadas e prováveis das minas de N4 e N5, Relatório de pesquisa para o Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, vol. I, 197p.
- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.
- Dalstra H., Guedes S. 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ores. *Economic Geology*, **99**: 1793-1800.
- Deer W.A., Howie R.A., J. Zussman M.A. 1972. *Rock forming minerals: non-silicates*, vol. V, Longman, London.
- CVRD. 1996. Resumo dos aspectos geológicos da Província Mineral Carajás. Guia de excursão, DIGEB/DEPAB/GIMB/SUMIC, 392-403.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **35**, Belém, Anexo aos anais, 11-54.
- Dong G., Morrison G., Jaireth S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland-Classification, origin, and implication. *Economic Geology*, **90**(6): 1841-1856.
- Dreher A.M. 2004. O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia, Carajás: rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 221p.
- Dymek R.F., Klein C. 1988. Chemistry, petrology, and origin of banded iron formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*, **39**: 241-302.
- ENVI, 2002. ENVI version 3.5 SP. The environment for visualizing images. Research Systems, Inc. www.researchsystems.com/envi.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996. A carta metalogenética da Província de Carajás/Sul do Pará-Folha Araguaia (SB.22). *Congresso Brasileiro de Geologia*, **39**, Salvador, Anais, **3**: 248-250.
- Faure G. 1977. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, 464p.
- Faure G., Mensing T.M. 2005. *Isotopes principles and applications*, (3ª ed). Wiley, New Jersey, USA.
- Figueiredo e Silva, R.C. 2004. Caracterização petrográfica e geoquímica de jaspilitos e minérios de ferro, Província Mineral Carajás, Pará: implicações para a mineralização de ferro. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 151p.
- Figueiredo e Silva R.C., Lobato L.M., Rosière C.A. 2005. Petrografia e geoquímica em jaspilitos e minérios hidrotermais de ferro dos depósitos da serra norte (N1, N4E, N4W e N5E), Província Mineral Carajás, Pará. *In: SBG, I Simpósio de Metalogenia, Gramado, CD rom*.
- Figueiredo e Silva R.C.F., Lobato L.M., Rosière C.A., Guedes S.C., Monteiro A.M., Meireles H., Matias P.H. 2004. Estudos petrográficos microscópicos e geoquímicos em jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4E, N4W e N5E, Província Mineral Carajás, Pará. *In: Simpósio Brasileiro Exploração Mineral, maio 2004, Ouro Preto, CD rom, ADIMB*.
- Frantz J.D., Mao H.K., Zhang T.G., Wu Y., Thompson A.C., Underwood J.H., Giauque R.D., Jones K.W., Rivers M.L. 1988. Analysis of fluid inclusions by X-ray fluorescence

- using synchrotron radiation. *Chemical Geology*, **69**: 235-244.
- Frondel C., Bauer L.H. 1955. Kutnahorite: a manganese dolomite, $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$. *The American Mineralogist*, **40**: 748:760.
- Fryer B.J. 1977. Trace element geochemistry of the Sokoman Iron Formation. *Canadian Journal of Earth Science*, **14**: 1598-1610.
- Fryer B.J. 1983. Rare-earth elements in iron-formation. *In*: Trendall A.F., Morris R.C. (eds.), *Iron-Formation: Facts and Problems. Developments in Precambrian Geology*, 6. Elsevier, Amsterdam, 345-358.
- 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**(2): 201-211.
- Golding S.D., McNaughton N.J., Barley M.E., Groves D.I., Ho S.E., Rock N.M.S., Turner J.V. 1989. Archean carbon and oxygen reservoirs: their significance for fluid sources and circulation paths for Archean mesothermal gold deposits of the Norseman-Wiluna belt, Western Australia. *In*: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.), *The Geology of Gold Deposits: The perspective in 1988. Economic Geology Monograph*, **6**: 376-388.
- Grainger C.J., Groves D.I., Costa C.H.C. 2002. The epigenetic sediment-hosted Serra Pelada Au-PGE deposit and its potential genetic association with Fe-oxide Cu-Au mineralisation within the Carajás Mineral Province, Amazon craton, Brazil, *Society of Economic Geologists Special Publication*, **9**: 47-64.
- Grossi Sad J.M., Dutra C.V. 1987. Fracionamento dos elementos terras raras e suas aplicações em metalogênese. Parte I: princípios gerais. *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 1, Porto Alegre, 40p
- Guedes S.G. 2000. Evidências de alteração hidrotermal na formação ferrífera bandada e minérios de ferro de N4, N5 e Serra Leste, Serra dos Carajás-Pará, Brasil. *Seminário de Qualificação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais*, 61p
- Guedes S.C., Rosière C.A., Barley M., Lobato L.M. 2002. The importance of carbonate alteration associated with the Carajás high-grade hematite deposits, Brazil. *Iron Ore 2002, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series No. 7*: 63-66.
- Gruner J.W. 1937. Hydrothermal leaching of iron ores of the Lake Superior type – a modified theory. *Economic Geology*, **32**(2): 121-130.
- Hagemann S.G., Barley M.E., Folkert S.L., Yardley B.W., Banks D.A. 1999. A hydrothermal origin for the giant Tom Price iron ore deposit. *In*: Hughes F.E. (ed.), *Mineral Deposits, Process to Processing*. Balkema, p. 41-44.
- Hagemann S.G., Rosière C.A., Lobato L.M., Baars F.J., Zucchetti M., Figueiredo e Silva R.C., Thorne W. 2005. Controversy in genetic models for high-grade BIF-related Fe deposits: unifying or discrete model(s)? *In*: *Proceedings Iron Ore 2005, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series N° 8/2005, Perth, Austrália*, 67-71.
- Harmsworth R.A., Kneeshaw M., Morris R.C., Robinson C.J., Shrivastava P.K. 1990. BIF-derived iron ores of the Hamersley Province. *In*: Hughes F.E. (ed.), *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea 1: Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph*, **14**: 617-642.
- Henderson F.M., Lewis A.J. 1998. Principles and applications of imaging radar. *Manual of Remote Sensing*. 3ª edição, Volume 2. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. John Wiley & Sons Inc, Canada, 866 p
- Hirata W.K., Rigon, J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In*: *Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais*, **1**: 100-108.
- Hoefs J. 1980. Stable isotopes geochemistry, (2th ed). Springer-Verlag, New York, USA.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P. 1998. Comings and goings of global glaciations on a Neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSAToday*, **8**(5): 1-10.
- Holdsworth R.E., Pinheiro R.V.L. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, **22**: 1105-1123.
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do Depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e Mineralização Associada-Região de Serra do Rabo – Carajás – PA. *In*: *Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Anais*, **6**: 140-143.
- Hutchinson R.W. 1979. Report on DOCEGEO copper Projects MM1, Salobo and Regional Geological Relationships, Pará, Brazil. Internal Report, Companhia Vale do Rio Doce.
- Khan R.M.K., Sharma S.D., Patil D.J., Naqvi S.M. 1996. Trace, rare-earth element, and oxygen isotopic systematics for the genesis of banded iron-formations: Evidence from Kushtagi schist belt, Archean Dharwar Craton, India. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 3285-3294.
- Klein C., Ladeira E.A. 2000. Petrography and geochemistry of the least altered banded iron-formation of the Archean Carajás Formation, northern Brazil. *Economic Geology*, **97**: 643-651.
- Kullerud G, Donnay G., Donnay J.D.H. 1969. Omission solid solution in magnetite: Kenotetrahedral magnetite: *Zeitschrift der Kristallographie*, **128**: 1-17.
- Lindenmayer Z.G., Fyfe W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da bacia Carajás, PA. *In*: *Anais Congresso Brasileiro de Geologia*, **2**: 33-34.
- Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da formação Carajás, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1): 21-28.
- Lindenmayer Z.G., Ronchi L.H., Laux J.H. 1998. Geologia e geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 257-268.
- Lobato L.M., Figueiredo e Silva R.C., Rosière C.A., Zucchetti M., Baars F.J., Seoane J. C.S., Rios F.J., Monteiro A.M., 2005. Hydrothermal origin for the iron mineralisation, Carajás Province, Pará State, Brazil. *In*: *Proceedings Iron Ore 2005, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series No. 8*: 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., Maciel A.L. 2004. Timing of hydrothermal iron mineralisation, Carajás province, PA. *In*: *Simpósio Brasileiro Exploração Mineral, maio 2004, Ouro Preto, CD rom, ADIMB*.

- Lopes P.M.S. 1997. Mineralogia dos minérios de ferro da jazida N4E, Carajás-PA. Trabalho de Graduação, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 66p.
- Lopes V.P., Villas R.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará – Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N5, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3): 165-177
- Lüders V., Ziemann M. 1999. Possibilities and limits of infrared light microthermometry applied to studies of pyrite-hosted fluid inclusions. *Chemical Geology*, **154**: 169-178.
- Macambira J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 217p.
- Macambira M.J.B. 1992. Chronologic U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'amazone du sud-est; Exemple de la region de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil. Tese de Doutorado, Montpellier, Université de Montpellier H., 212p.
- Macambira M.J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Convênio SEPLAN/DOCEGEO/UFGA/DNPM. Relatório final, 150 p.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- Mancano D.P., Campbell A.R. 1995. Microthermometry of enargite hosted fluid inclusions from Lepanto, Phillipines, high sulfidation Cu-Au deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**(19): 3909-3916.
- Martin D.McB., Li Z.X., Nemchin A.A., Powell C.McA. 1998. A pre-2.2 Ga age for giant hematite ores of the Hamersley Province, Australia. *Economic Geology*, **93**: 1084-1090.
- Medeiros Filho C.A., Santos A.B., Brauer E.H., Cordeiro J.R.C., Fernandes E. 1994. Significado da distribuição de Mn e Al nos minério de ferro na parte norte do depósito de N4W-Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais*, **1**: 359-362.
- Meirelles M.R. 1986. Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 171p.
- Meirelles M.R., Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shonshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará. *In: Resumos Expandidos dos Anais Congresso Brasileiro de Geoquímica*, **4**: 131-132.
- Meirelles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **33**, Rio de Janeiro, Anais, **5**: 2164-2174.
- Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 745-750.
- Michard A., Albarede F., Michard G., Minster J.F., Charlou J.L. 1983. Rare earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, **303**: 795-797.
- Moroni M., Girardi V.A.V., Ferrario A. 2001. The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process, *Mineralium Deposita*, **36**: 768-785.
- Morrison G., Guoil D., Jaireth S. 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins, Townsville, Klondike Exploration Services, Townsville, Austrália, 36p.
- Morris R.C. 1980. A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron formation in the Hamersley iron province of Western Australia. *Economic Geology*, **75**: 184-209.
- Morris R.C. 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic - A conceptual model. *In: Wolff K.H. (ed.), Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, **13**: 73-235.
- Morris R.C. 2002a. Discussion and Reply "Tompkins, L.A. and Cowan, D.R., 2001, Opaque mineralogy and magnetic properties of selected banded iron formations, Hamersley Basin, Western Australia". *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**: 427-437.
- Morris R.C. 2002b. Iron ore genesis and post-ore metasomatism at Mount Tom Price. *In: Proceedings Iron Ore 2002, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series No. 7*: 3-12.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **38**: 757-775.
- NASA/JPL North American Space Agency, Jet Propulsion Laboratory, 2005. <http://www2.jpl.nasa.gov/srmt>.
- Ohmoto H. 2003. Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Scientific Communications, Economic Geology*, **98**: 157-161.
- Olivarez A.M., Owen R.M. 1991. The europium anomaly of seawater: Implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. *Chemical Geology*, **92**: 317-328.
- Oliveira C.G., Tazava E., Tallarico F.H.B., Santos R.V., Gomes C. 1998. Gênese do depósito de Au-Cu-(U-ETR) de Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **40**, Belo Horizonte, Anais, **137**.
- Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. 1995. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**: 959-977.
- Pereira A.B. 1999. Minerografia dos jaspilitos da Formação Carajás. Trabalho de Graduação, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 40p.
- Pérez C.A., Radtke M., Sánchez J.M., Tolentino H.C.N., Neuenschwander R.T., Barg W., Rubio M., Bueno M.I.S., Raimundo I.M., Rohwedder J.J.R. 1999. Synchrotron radiation x-ray fluorescence at the LNLS: Beamline Instrumentation and Experiments. *X-Ray Spectrometry*, **28**: 320-326.
- Philippot P., Ménez B., Siminovic A., Chabiron A., Cuney M., Snigirev A., Snigirev I. 2001. Mapping trace metal (Cu, Zn, As) distribution in single fluid inclusion using a third generation Synchrotron light source. *Chemical Geology*, **173**: 151-158.
- Pidgeon R., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159-171.

- Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camburiú, Anais, 1: 390-391.
- Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 1997. The structure of the Carajás N-4 ironstone deposit and associated rocks: relationship to Archaean strike-slip tectonics and basement reactivation in the Amazon region, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 305-319.
- Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 2000. The Anatomy of shallow – crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22: 1105-1123.
- Pinheiro R.V.L., Nezio J.A., Guedes S.C. 2001. A falha Carajás e a estruturação tectônica dos depósitos de ferro da Serra Norte, Carajás (PA). *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém. Resumos Expandidos. Sessão Temática IX – Geologia Estrutural/Geotectônica, 11-14, CD rom.
- Porter T.M. 2002. Iron oxide alteration/mineralizing systems and copper-gold & related mineralisation. *In: Porter, T.M. (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*, 2: 3-6.
- Rao G.T., Naqvi S.M. 1995. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIF's of the Archaean Chitradurga Schist Belt, India. *Chemical Geology*, 121: 217-243.
- Reilly S.Y., Griffin W.L., Segelstad T.V. 1990. The nature and role of fluids in the upper mantle: evidence in xenoliths from Victoria, Australia. *In: Herbert H.K., Ho S.E. (eds.), Stable isotopes and fluid processes in mineralization*. Geology Dept. & University Extension, The University of Western Australia, Publication 23, 315-323.
- Requia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, 38: 727-738.
- Rezende N.P., Barbosa A.L.M. 1972. Relatório de Pesquisa – Distrito Ferrífero Sera dos Carajás, Estado do Pará. Volume II – Mapas e Seções. Relatório em 5 volumes para o Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM & Companhia Vale do Rio Doce, 119p.
- Ribeiro A.M.R. 1989. Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da Área Bahia, Serra dos Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 134p.
- Richards J.P., Kerrich R. 1993. Observations of zoning and fluid inclusions in pyrite using a transmitted infrared light microscope. *Economic Geology*, 88: 716-723.
- Rios F.J., Fuzikawa K., Alves J.V., Correia Neves J.M. 2000. O uso da luz infravermelha no estudo petrográfico e de inclusões fluidas em minerais opacos: *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 783-785.
- Rios F.J., Alves J.V., Perez C.A., Fuzikawa K., Neves J.M. 2002. The use of micro-SRXRF in fluid inclusions of epithermal mineralized veins and other geological samples. *Activity Report LNLS, Brazilian Association for Synchrotron Light Technology*, 2001: 23-24.
- Rios F.J., Lobato L.M., Rosière C.A., Silva R.C.F., Souza A.S. 2004. Resultados preliminares do estudo metalogenético do minério hematítico de alto teor do depósito de ferro N5 – Carajás, utilizando microscopia e microtermometria de infravermelho, PA. *In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, Maio 2004, Anais*.
- Rodrigues E., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província mineral de Carajás: primeiros resultados. *In: Congresso de Geologia, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos*, 37: 183-184.
- Rollinson H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore, Longman, 352p.
- Rosenqvist A., Shimada M., Chapman B., Freeman A., De Grandi G., Saatchi S., Rauste Y. 2000. The global rain forest mapping project - a review. *International Journal of Remote Sensing*, 21: 1375-1387.
- Rosière C.A. 1981. Strukturelle und Texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito, Minas Gerais, Brasilien. *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, 9, 302p.
- Rosière C.A., Chemale Jr. F. 2000. Brazilian iron formations and their geological setting. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(2): 274-278.
- Rosière C.A., Rios F.J. 2004. The origin of hematite in high-grade iron ores based in infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição Deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 99: 611-624.
- Rosière C.A., Seoane J.C.S., Baars F.J., Lobato L.M. 2004. Estruturação da província de Carajás e sua influência na mineralização de ferro, PA. *In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, Maio 2004, Anais*.
- Rosière C.A., Siemes H., Quade H., Brokmeier H.G., Jansen E. 2001. Microstructures, textures and deformation mechanisms in hematite. *Journal of Structural Geology*, 23: 1429-1440.
- Rosière C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S., Lobato L.M., Lopes L., Souza S.R.C. 2005. Structure and iron mineralisation in the Carajás Province. *In: Proceedings Iron Ore 2005, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series No. 8: 143-150*.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. *In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.), Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais-CPRM, Cap. IV, p 169-226.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2001. Gold deposits of the Tapajós Province, Amazon Craton. *Mineralium Deposita*, 36(3): 278-299.
- Seoane J.C.S., Baars F.J. 2001. Selecting exploration targets in the Carajás Mineral Province – a review of the geology, deposits, models and current practices. Consulting report. Roots Rock Ltda., Belo Horizonte.
- Seoane J.C.S., Rosière C.A., Baars F.J., Lobato L.M. 2004. Mapeamento litoestrutural 3-D do Grupo Grão Pará, Província Mineral de Carajás, PA. *In: Simpósio Brasileiro Exploração Mineral, maio 2004, Ouro Preto, CD rom, ADIMB*.
- Sial A., Ferreira V.P., De Almeida A.R., Romano A.W., Parente C.V., Da Costa M.L., Santos V.H., Santos V.H. 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(4): 539-558.
- Sillitoe R. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view, *Mineralium Deposita*, 38: 787-812.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimaraes G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. *In: Levantamento de Recursos Minerais, Projeto*

- Radam (Departamento Nacional da Produção Mineral–DNPM e Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais–CPRM).
- Silva V.F. 1994. Caracterização petrológica, mineralógica e química da formação ferrífera na Mina N4E Carajás-PA. Trabalho de Graduação, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 38 p.
- Souza Z.S., Dall’Agnol R. 1996. Vulcanismo dacítico cálcio-alcalino Mesoarqueano no “greenstone belt” Identidade, sudeste do Pará, Brasil. *Geochimica Brasilienses*, **10**: 225-240.
- Spier C.A., Barros de Oliveira S.M., Rosière C.A. 2003. Geology and geochemistry of the Águas Claras and Pico Iron Mines, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**: 751-774.
- Sun S.S., McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *In*: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism. In: Oceanic Basins*, Geol. Soc. London Spec. Pub., **42**: 313-345.
- Tallarico F.H., Oliveira C.G., Figueiredo B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2): 230-233.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMP U-Pb Geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Economic Geology*, **100**: 7-28.
- Tapley I.J. 2002. RADAR IMAGING. *In*: Papp, É. (ed.), *Geophysical and Remote Sensing Methods for Regolith Exploration*, CRCLEME Open File Report 144, pp 22-32.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldes M.C., Macambira M.J.C., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Internat. Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 41-99.
- Taylor B.E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. *In*: Kyser T.K. (ed.), *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids (Short course 13)*. Mineral Assoc Canada, Ottawa, Canada, p. 337-445.
- Taylor D., Dalstra H.J., Harding A.E., Broadbent G.C., Barley, M.E. 2001. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia. *Economic Geology*, **96**: 837-873.
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. The continental crust. its composition and evolution. Blackwell. 312p
- Teixeira, J.B.G. 1994. Geochemistry, petrology, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Tese de Doutorado, Department of Geosciences, Penn State University, 161p.
- Teixeira J.B.G., Ohmoto H., Eggler D.H. 1997. Elemental and oxygen isotope variations in Archean mafic rocks associated with the banded iron-formation at the N4 iron deposit, Carajás, Brazil. *In*: Costa, M.L., Angélica, R.S. (Coords.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, FINEP/SBG, p. 161-203
- Thorne W.S., Hagemann S.G. Barley M.E. 2004. Petrographic and geochemical evidence for hydrothermal evolution of the North deposit, Mt Tom Price, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **39**: 766-783.
- 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*, **7**: 985-994.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., 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.
- Tsikos H., Moore J.M. 1997. Petrography and geochemistry of the Paleoproterozoic Hotazel iron-formation, Kalahari Manganese Field, South Africa: implications for Precambrian manganese metallogenesis. *Economic Geology*, **92**: 87-97.
- Tsikos H., Beukes N.J., Moore J.M., Harris C. 2003. Deposition, diagenesis, and secondary enrichment of metals in the Paleoproterozoic Hotazel iron formation, Kalahari Field, South Africa. *Economic Geology*, **98**: 1449-1462.
- Vanko D.A., Mavrogenes J.A. 1998. Synchrotron-source X-ray fluorescence microprobe: analysis of fluid inclusions. *In*: McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. (eds.), *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, **7**: 251-263.
- Varajão C.A.C., Bruand A., Ramanaidou E.R., Gilkes R. 2002. Microporosity of BIF hosted hematite ore, Iron Quadrangle, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**(1): 113-126.
- Veríssimo C.U.V. 1999. Jazida de Alegria: Gênese e tipologia dos minérios de ferro (Minas 3,4 e 5–porção ocidental). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, vol 1, 234p.
- Villas R.N., Dias Santos M. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis, *Mineralium Deposita*, **36**: 300-331.
- Vrabel J. 1996. Multispectral imagery band sharpening study. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **62**(9): 1075-1083.
- Winchester J.A., Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325-343
- Winick H., Doniach S. 1980. Synchrotron radiation research. New York, Plenum Press, 754 p.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr. W. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2): 195-200.
- Zucchetti 2005. Natureza das rochas máficas e sua mineralização hidrotermal a hematita associadas aos depósitos de ferro N4 e N5, Carajás, Pará. Seminário de Qualificação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 69p.
- Zucchetti M., Lobato L.M. 2004. Alteração hidrotermal a ferro das rochas máficas associadas aos depósitos de ferro N4 e N5, província mineral de Carajás, PA. *In*: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, Maio 2004, Anais.
- Zucchetti M., Lobato L.M. 2005. Alteração hidrotermal a hematita das rochas máficas encaixantes dos depósitos de ferro N4 e N5, serra dos Carajás. *In*: SBG, I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD rom.