**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

# DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

# GEOLOGIA DA REGIÃO SUL DA SERRA NORTE E CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO DE FERRO DO DEPÓSITO N8, PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS

**AUTOR:** Roberto Moreno Prado Pereira

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

**CO-ORIENTADORA:** Profª. Drª. Lydia Maria Lobato

Nº 101

**BELO HORIZONTE**
**01/12/2009**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

# GEOLOGIA DA REGIÃO SUL DA SERRA NORTE E CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO DE FERRO DO DEPÓSITO N8, PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS

ROBERTO MORENO PRADO PEREIRA

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Geologia Econômica e Aplicada

ORIENTADOR**:** Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

CO-ORIENTADORA: Profª. Drª. Lydia Maria Lobato

**Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Colegiado de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de mestre.**

**Área de Concentração: Geologia Econômica e Aplicada**

Belo Horizonte, 01 de dezembro de 2009

Àqueles que realmente têm interesse e contribuíram para a Geologia do Brasil

# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

*ABSTRACT*

1 - INTRODUÇÃO 01

1.1 - Objetivos 02

1.2 - Localização e Vias de Acesso 02

1.3 - Aspectos Fisiográficos 03

2 - MÉTODOS DE TRABALHO 06

2.1 - Interpretação Geológica de Imagens 06

2.2 - Mapeamento Geológico e Descrição de Testemunhos de Sondagem 06

2.3 - Análise Petrográfica 06

2.4 - Difratometria de Raios-X 07

2.5 - Análise Química 07

2.6 - Análises no Microscópio Eletrônico de Varrredura (MEV) 07

2.7 - Análises de Minerais Pesados 08

2.8 - Análises na Microssonda Eletrônica 08

2.9 - Análise Geocronológica pelo Método U-Pb (SHRIMP) 08

3 - GEOLOGIA REGIONAL 10

3.1 - Província Mineral Carajás 10

3.2 - Domínio Carajás 14

3.2.1 - Unidades Litoestratigráficas 14

3.2.1.1 - Complexo Pium 14

3.2.1.2 - Complexo Xingu 14

3.2.1.3 - Grupo Rio Novo 14

3.2.1.4 - Supergrupo Itacaiúnas 15

3.2.1.5 - Granitos Sintectônicos 17

3.2.1.6 - Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga 18

3.2.1.7 - Granitos Neoarqueanos 18

3.2.1.8 - Granitos Paleoproterozóicos 18

3.2.1.9 - Formação Gorotire 19

3.2.2 - A Estrutura da Serra dos Carajás 19
3.2.3 - Evolução Geotectônica do Domínio Carajás 21

4 - ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO SUL DA SERRA NORTE 24
4.1 - Grupo Grão-Pará 25
4.1.1 - Formação Parauapebas 25
4.1.2 - Formação Carajás 31
4.1.3 - Formação Águas Claras 40
4.2 - Unidade Caninana 42

5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL DA REGIÃO SUL DA SERRA NORTE 52
5.1 - Estruturas da Fase D1 52
5.2 - Estruturas da Fase D2 55
5.3 - Estruturas da Fase D3 59
5.3 - Estruturas da Fase D4 61

6 - GEOQUÍMICA 62
6.1 - Formação Parauapebas 62
6.2 - Formação Águas Claras e Unidade Caninana 67

7 - CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO DE FERRO DO DEPÓSITO N8 71
7.1 - Minério Compacto 72
7.2 - Minério Friável 78

8 - PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR E GEOCRONOLOGIA DA UNIDADE CANINANA 89
9.1 - Proveniência Sedimentar 89
9.2 - Estudo Geocronológico 92

9 - A RELAÇÃO ENTRE A UNIDADE CANINANA E A MINERALIZAÇÃO EM FERRO 97

10 - INTERAÇÃO ENTRE O VULCANISMO PARAUAPEBAS E A FORMAÇÃO CARAJÁS: PEPERITOS 102

11 - DISCUSSÃO 107

12 - CONCLUSÃO 118

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 120

ANEXO – Mapa Geológico da Região Sul da Serra Norte, Província Mineral Carajás 131

# AGRADECIMENTOS

Ao Carlos Alberto Rosière, pelo incentivo, apoio e entusiasmo geológico em todas as etapas, bem como pelas discussões que trouxeram crescimento profissional e humano.

À Lydia Maria Lobato, pela ajuda, dedicação e bom humor em todas as horas.

Ao pessoal da empresa Geoservice (Sebastião Fiumari, Rodrigo, Gilvan, Mário, Nice, Arleandro, Maranhão, Dinei), pelas discussões e assistência durante o trabalho de campo em Carajás.

Ao Gabriel Valentim Berni, pela indispensável ajuda na parte de geoprocessamento e companheirismo nas boas e más situações.

Aos companheiros de mato Maciel, Obede e Índio, pela alegria, confiança e disposição nas empreitadas mato adentro, em Carajás.

Aos colegas de mestrado (Tabão, Chico Vilela, Paulo Dias, Célia, Fabrício Caxito, Breno, Elizene e Wallace) pelos bons momentos e dificuldades vivenciadas.

À Rosaline Cristina Figueiredo e Silva e Gláucia Queiroga, pelas sugestões e ajudas.

Aos geólogos Kessiane Silva Lima e Carlos Henrique, ambos da Vale, pelo apoio e discussões sobre a geologia de Carajás.

Ao João Orestes Schneider Santos, pelas discussões geológicas e análises geocronológicas.

Ao pessoal da Vale pelo apoio durante e execução dos trabalhos de campo e estadia em Carajás (Seabra, Henry Galbiatti, Roberto Carvalho, Roberto Messias e Cristiano César).

Aos geólogos Elaine Kelly e Rafael (Cofrinho), pelas discussões e transporte de amostras.

Aos professores Joel B. Macambira e Roberto Vizeu L. Pinheiro, da UFPA, pelos comentários e sugestões.

Aos amigos Brunão, Eduardo Zenha, Marcelão (Professor), Vitão, Gilberto (Prat), Yara Valle, Raul, Camila Carvalho, Bráulio.

Aos professores Antônio Wilson Romano e Patrícia Sgarbi, pelas sugestões petrográficas.

À minha família, pelo apoio incondicional em todos os momentos.

À Júlia Teixeira Ferreira, pela revisão, compreensão e carinho em todas as horas.

Aos colegas Mario Casaverde Rio e Paulo Mário, pela boa amizade e diversão.

À Cássia, Amanda e Walter de Brito, pela assistência nas análises de difratometria de raios-X.

Aos laminadores Fernando e Venceslau, pela presteza e atenção, e ao Élvio, pelo empréstimo microscópico.

Ao Luís Garcia, pela ajuda na interpretação dos dados de microssonda eletrônica.

Àqueles que no momento esqueci, mas que têm minha sincera gratidão.

# RESUMO

A região sul da Serra Norte, Província Mineral Carajás, é constituída pelo Grupo Grão-Pará, neoarqueano, e pela Unidade Caninana, uma nova unidade paleoproterozóica proposta, baseada em idades de cristais de zircão detríticos e nas relações estruturais com a Falha Carajás. O Grupo Grão-Pará é formado pela intercalação de jaspelito e minério de ferro de alto teor da Formação Carajás em rochas vulcânicas máficas da Formação Parauapebas, que é sobreposta por siltitos da Formação Águas Claras. A Unidade Caninana compreende rochas sedimentares detríticas fluviais (arenitos, conglomerados), com deposição provavelmente controlada por episódios de reativação extensional da Falha Carajás no Paleoproterozóico, entre as idades de 2011 e 1880 Ma, sendo uma provável bacia *foreland* de idade transamazônica. Estudos petrológicos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e de minerais pesados permitem afirmar que a proveniência sedimentar da Unidade Caninana é derivada de rochas dos domínios Carajás, Bacajá e Rio Maria. Análises geoquímicas de rochas (basalto, clorita basalto e cloritito) da Formação Parauapebas apontam assinatura cálcio-alcalina, associação de arco vulcânico e contaminação crustal, sugerindo sua formação em ambiente de arco magmático. Peperitos formados por rochas vulcânicas intrusivas rasas da Formação Parauapebas nos sedimentos ferríferos inconsolidados da Formação Carajás indicam a contemporaneidade dessas duas formações. O arcabouço estrutural da região foi gerado em três fases deformacionais compressivas e uma extensiva: as fases D1 e D2 são progressivas e desenvolvidas em regime dúctil-rúptil, tendo idade arqueana e afetado somente o Grupo Grão-Pará. A fase D1 é definida por dobras suaves a abertas, de eixo subhorizontal NW-SE, parasíticas do flanco norte da Dobra de Carajás. A Fase D2 é representada pela Zona de Cisalhamento Carajás, de direção NW-SE, caracterizada por zonas de cisalhamento transpressivas e dobras reclinadas com caimento para SW e padrão em “S”. A fase D3 afetou todas as unidades no Paleoproterozóico (anteriormente a 1880 Ma), sendo constituída por falhas inversas rúpteis, em parte reativações das falhas D2, que provocaram inversão estratigráfica, provavelmente associadas ao Ciclo Transamazonas. A Fase D4 é definida por falhas normais verticais e lineamentos NNE. Clastos de minério de ferro compacto e clastos cortados por vênulas de óxidos de ferro que não cortam a matriz das rochas da Unidade Caninana indicam ter ocorrido mineralização de ferro hidrotermal pré-2011 Ma. O minério de ferro do Depósito N8 possui alto teor em Fe (± 66%), e níveis baixos de contaminantes e é classificado como friável ou compacto. A hematita é o mineral principal, ocorrendo nas formas microcristalina, anédrica, microlamelar, tabular e como martita, seguido por kenomagnetita e goethita. O minério compacto (± 66.9% de Fe) possui trama microgranoblástica a decussada, estrutura maciça ou laminada e porosidade baixa, sendo classificado em hematítico-martítico (tipo principal), hematítico-kenomagnetítico e martítico-goethítico. O minério friável (± 65.4% de Fe) é constituído por partículas isoladas, mistas e agregados de minerais, cuja granulometria predominante é 0.005-0.8 mm. Em relação ao protominério, os minérios estão enriquecidos em Ba, Sr, Y e ΣETR. A porosidade intergranular é relacionada a agregados de hematita microlamelar, e a intragranular está associada a cristais de martita e goethita microcristalina.

**Palavras chave**: Província Mineral Carajás, Grupo Grão-Pará, Unidade Caninana, minério de ferro, Falha Carajás.

## *ABSTRACT*

*The southern region of the Serra Norte, in the Carajás Mineral Province, is constituted by the Neoarchean Grão-Pará Group and the Caninana Unit, a newly proposed Paleoproterozoic unit based on detrital zircons ages and its structural relation to the Carajás Fault. The Grão-Pará Group is composed by intercalation of jaspelite and high-grade iron ore, both from the Carajás Formation, with mafic volcanic rocks of the Parauapebas Formation, which is overlied by siltstones of the Águas Claras Formation. The Caninana Unit comprises fluvial clastic sedimentary rocks such as conglomerates and sandstones probably deposited by extensional reactivation episodes of the Carajás Fault between 2011 Ma and 1880 Ma, as a probable foreland basin of the transamazonic Bacajá Orogen. Based on petrological, petrographic, geochemical, geochronological and heavy minerals studies, it is suggested that the sedimentary provenance of the Caninana Unit's rocks derived from the Carajás, Bacajá and Rio Maria domains. Whole rock geochemistry analyses of the Parauapebas Formation (basalts, chlorite basalts and chloritite) indicate a calc-alkaline signature, with volcanic arc association and crustal contamination, suggesting a tectonic setting of magmatic arc. Peperites formed by mixture between shallow volcanic intrusive rocks of the Parauapebas Formation and unconsolidated ferruginous sediments of the Carajás Formation indicate the narrow timing/spacial relation of these two formations. The structural features indicate three compressive deformational phases and one last extensional: D1 and D2 phases developed in brittle-ductile conditions, probably in a progressive event, only affected the Grão-Pará Group. The D1 phase is represented by open to gentle folds with NW-SE subhorizontal axis, that are parasitics of the Carajás Fold's northern limb. The D2 phase is characterized by NW-SE sinistral transpressive shear zones and reclined folds with that are associated with the Carajás Shear Zone. The D3 phase affected all units in the Paleoproterozoic (before 1880 Ma) and is represented by brittle inverse faults, which in part were reactivations of the D2 faults, having caused stratigraphic inversion, probably associated to the Trans-Amazonian Cycle. The D4 phase is defined by vertical normal faults and lineaments with NNE trend. In the Caninana Unit, clasts crosscut by iron oxide veins are observed and these do not cut the matrix and together with clasts of compact iron ore indicate that hydrothermal iron mineralization is prior to 2011 Ma. The N8 iron ore deposit contains high-grade ore (± 66% Fe) with low levels of contaminants, being classified as compact or friable ore. The principal ore mineral is hematite, followed by kenomagnetite and goethite. Hematite crystals are present as microcrystalline, anhedral, microplaty, tabular and martite. The compact ore (± 66.9% Fe) is massive or laminated and presents microgranoblastic and decussate fabric, and low porosity, being classified as martitic-hematitic, kenomagnetitic-hematitic and goethitic-martitic types. The friable ore (± 65.4% Fe) is composed by isolated, aggregates and/or mixed mineral particles, with diameter predominately between 0.005 to 0.8 mm. Both ores are enriched in Ba, Sr, Y and ΣETR when compared to the protore. The porosity is intergranular (associated to microplaty hematite aggregates) and intragranular (related to microcrystalline goethite and martitized magnetite).*



***Keywords**: Carajás Mineral Province, Grão-Pará Group, Caninana Unit, ore iron, Carajás Fault.*

# LISTA DE FIGURAS


Figura 1.1 - Mapa de localização da região sul da Serra Norte na Província Mineral Carajás 02

Figura 1.2 - Mapa de localização da região sul da Serra Norte na Serra dos Carajás 03

Figura 1.3 - Região sul da Serra Norte e os platôs ferríferos (N6 a N9 e N5S) 04

Figura 3.1 - Províncias geológicas do Cráton Amazonas e localização da Província Mineral Carajás 11

Figura 3.2 - O Cinturão Itacaiúnas como unidade geotectônica da Província Mineral Carajás e seus limites com outras unidades geotectônicas 13

Figura 3.3 - Bloco diagrama esquemático das principais estruturas da região da Serra dos Carajás 20

Figura 3.4 - Mapa geológico da Província Mineral Carajás 22

Figura 4.1 - Mapa geológico e empilhamento estratigráfico simplificados da região sul da Serra Norte 24

Figura 4.2 - Fotografias de litotipos da Formação Parauapebas 27

Figura 4.3 - Fotomicrografias de litotipos da Formação Parauapebas 30

Figura 4.4 - Fotografias de litotipos da Formação Carajás 33

Figura 4.5 - Fotografias de formações ferríferas da Formação Carajás 35

Figura 4.6 - Fotomicrografias de jaspelitos da Formação Carajás 37

Figura 4.7 - Fotomicrografias de jaspelitos da Formação Carajás 39

Figura 4.8 - Fotografias e fotomicrografias de siltitos da Formação Águas Claras 41

Figura 4.9 - Fotografias de litotipos da Unidade Caninana 44

Figura 4.10 - Fotografias de estruturas sedimentares da Unidade Caninana 46

Figura 4.11 - Fotomicrografias de rochas da Unidade Caninana 48

Figura 4.12 - Fotomicrografias de litotipos da Unidade Caninana 50

Figura 4.13 - Imagens por elétrons retroespalhados de goethita (Go) substituindo sericita (Se) na matriz da brecha sedimentar 51

Figura 5.1 - Estereograma de pólos de acamamento das dobras D1 do flanco norte do Sinforme Carajás 52

Figura 5.2 - Estereogramas de atitudes de eixo de dobras D1 dos depósitos N8, N5S e N6 53

Figura 5.3 - Fotografias de estruturas tectônicas da Fase D1 54

Figura 5.4 - Fotografias de estruturas tectônicas da Fase D2 56

Figura 5.5 - Estereogramas de atitudes de foliação 57

Figura 5.6 - Estereograma de pólos de acamamento das dobras D2 do flanco norte do Sinforme Carajás 58

Figura 5.7 - Estereogramas de medidas de eixo de dobras da Fase D2 dos depósitos N6 a N8 e N5S 58

Figura 5.8 - Seção geológica esquemática do Depósito N5S 60

Figura 6.1 - Diagrama de classificação química e nomenclatura de rochas vulcânicas da região sul da Serra Norte, baseado na proporção álcalis total ($Na_2O+K_2O$) *vs*. $SiO_2$ 62

Figura 6.2 - Classificação das rochas vulcânicas da região sul da Serra Norte com base nas variáveis $(Zr*0.0001)/TiO_2$ e Nb/Y 64

Figura 6.3 - Diagrama ternário de classificação de basaltos em relação a seus ambientes geotectônicos, em função das variáveis Zr/4, Y e Nb*2 64

Figura 6.4 - Diagrama binário Zr/Y *vs*. Nb/Y, que indica se os basaltos são de origem mantélica ou não mantélica, das rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará 65

Figura 6.5 - Diagrama binário Zr/Y *vs*. Zr indicando que as rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará enquadram-se no campo dos basaltos de arco continental 65

Figura 6.6 - Diagrama binário Th/Yb *vs*. Nb/Yb das rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará 66

Figura 6.7 - Diagrama de elementos terras raras de rochas da Formação Parauapebas, normalizados ao condrito 67

Figura 6.8 - Diagrama de elementos terras raras de rochas da Unidade Caninana e da Formação Águas Claras, normalizados ao condrito 69

Figura 7.1 - Fotomicrografias de minério de ferro compacto 73

Figura 7.2 - Fotomicrografias de minério de ferro compacto 75

Figura 7.3 - Imagens de minério compacto no microscópio eletrônico de varredura (MEV) 77

Figura 7.4 - Fotomicrografias de minério de ferro friável 79

Figura 7.5 – Imagens de minério de ferro friável no MEV 81

Figura 7.6 - Fotomicrografias de minério de ferro friável 83

Figura 7.7 - Gráficos da média dos elementos mais importantes para a qualidade do minério de ferro friável e compacto do Depósito N8, comparados e normalizados com a média da formação ferrífera de Lindenmayer *et al*. (2001) do mesmo depósito 85

Figura 7.8 - Gráfico da média de elementos-traço do minério de ferro friável e compacto do Depósito N8, normalizado pela média da formação ferrífera de Lindenmayer *et al.* (2001) para o mesmo depósito 86

Figura 7.9 - Gráficos de distribuição dos elementos terras raras dos minérios de ferro friável e compacto do Depósito N8, normalizados ao condrito 87

Figura 7.10 - Gráfico da média dos elementos terras raras dos minérios de ferro friável e compacto do Depósito N8 e da média das amostras de formação ferrífera de Lindenmayer *et al*. (2001), normalizados ao condrito 88

Figura 8.1 - Imagens por elétrons retroespalhados de zircões detríticos da Unidade Caninana 90

Figura 8.2 - Fotomicrografias de minerais e fragmentos líticos que compõem o arcabouço e/ou matriz das rochas da Unidade Caninana 91

Figura 8.3 - Diagrama cumulativo de idades ($^{207}Pb/^{206}Pb$) de 79 cristais de zircão detríticos, mostrando os grupos principais de fontes sedimentares 94

Figura 9.1 - Fotografias e fotomicrografias de conglomerado da Unidade Caninana com clastos de minério de ferro, jaspelito e brecha de minério 98

Figura 9.2 - Fotografias e fotomicrografias de clastos de minério de ferro compacto, rochas mineralizadas em ferro e óxidos de ferro do arcabouço das rochas da Unidade Caninana 100

Figura 9.3 - Vênulas/veios de quartzo com clorita (1) e de quartzo com estrutura em pente (2) na Unidade Caninana 101

Figura 10.1 - Testemunhos de sondagem do furo N4W 1332 que mostram a interação entre as rochas vulcânicas da Fm. Parauapebas e jaspelitos da Formação Carajás 103

Figura 10.2 - Fotomicrografia de peperitos e da formação ferrífera associadas aos mesmos 104

Figura 10.3 - Fotomicrografias de estruturas peperíticas e fotografia de rocha vulcânica intrusiva cloritizada 105

Figura 11.1 - Configuração esquemática e estilos das dobras D1 e D2 114

# LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Dados geocronológicos das principais unidades geológicas da Província Mineral Carajás 12

Tabela 3.2 - Síntese dos dados geológico-geotectônicos do Domínio Carajás 23

Tabela 6.1 - Composição dos elementos maiores, traços e terras raras de litotipos da Formação Parauapebas 63

Tabela 6.2 - Composição dos elementos maiores, traços e terras raras de litotipos da Unidade Caninana e da Formação Águas Claras 68

Tabela 7.1 - Componentes químicos maiores, menores e traços mais importantes para a qualidade do minério de ferro friável e compacto do Depósito N8 84

Tabela 8.1 - Dados composicionais U e Th e idades obtidas pelo método U-Pb SHRIMP para zircões detríticos da Unidade Caninana 93

# LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|---|---|
| ETR | Elementos Terras Raras |
| ETRL | Elementos Terras Raras Leves |
| ETRP | Elementos Terras Raras Pesados |
| LOI | Perda ao fogo |
| LRNC | Luz refletida sob nicóis parcialmente cruzados |
| LRND | Luz refletida sob nicóis descruzados |
| LTNC | Luz transmitida sob nicóis cruzados |
| LTND | Luz transmitida sob nicóis descruzados |
| PMC | Província Mineral Carajás |
| MEV | Microscópio Eletrônico de Varredura |
| UFMG | Universidade Federal de Minas Gerais |
| ZCC | Zona de Cisalhamento Carajás |

# 01 – INTRODUÇÃO

A Província Mineral Carajás, localizada na parte centro-leste do Estado do Pará, é a maior província mineral brasileira e uma das maiores do mundo. Essa região vem sendo alvo de campanhas exploratórias por parte de grandes e pequenas mineradoras. Entretanto, tal esforço não foi semelhantemente aplicado para o avanço do conhecimento geológico dessa região. Embora haja um significativo acervo de trabalhos científicos, essa imensa e rica porção do território brasileiro ainda carece de estudos geológicos regionais e de detalhe que possam contribuir para o entendimento de sua complexa história geológica.

Da enorme variedade de bens minerais existentes destaca-se o minério de ferro da Serra dos Carajás, que forma uma das maiores reservas mundiais de minério de alto teor. Junto com a Serra Sul, a Serra Norte forma a Serra dos Carajás e aloja os principais depósitos de ferro, dos quais estão atualmente em fase de explotação os depósitos de N5 (N5E e N5W) e N4 (N4E, N4W, N4C).

Esta dissertação apresenta os resultados obtidos de estudos geológicos efetuados na região sul da Serra Norte, enfatizando aspectos estratigráficos, estruturais, petrológicos, geocronológicos e as características geológicas do minério de ferro do Depósito N8. Os resultados trazem implicações para a idade da mineralização de ferro hidrotermal da Província Mineral Carajás e permitem definir uma nova unidade sedimentar detrítica paleoproterozóica, aqui denominada Unidade Caninana. Também indicam a atuação de uma tectônica de inversão no Paleoproterozóico, provavelmente associada ao Ciclo Transamazonas e que mostra ligação com a história de reativações da Falha Carajás.

A escassez de trabalhos científicos sobre a geologia da região sul da Serra Norte e a ausência de estudo de caracterização do minério de ferro do Depósito N8, bem como sua importância futura na etapa de beneficiamento mineral, são as justificativas para a elaboração desta dissertação.

Esta dissertação é parte integrante da 2ª etapa do projeto "Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia – Alvo Ferro-Carajás, convênio entre a Universidade Federal de Minas Gerais e a empresa Vale (ex-CVRD), e possui orientação do Profº. Dr. Carlos Alberto Rosière e co-orientação da Profª. Drª. Lydia Maria Lobato.

## 1.1 - Objetivos

A dissertação tem como finalidade (i) compreender os aspectos geológicos (estratigrafia, estrutural, petrologia, geocronologia, geoquímica, tectônica) da região sul da Serra Norte e (ii) caracterizar os atributos mineralógicos, microestruturais e geoquímicos do minério de ferro do Depósito N8.

## 1.2 - Localização e Vias de Acesso

A área de estudo está localizada no município de Parauapebas, sudeste do Estado do Pará, a uma distância em linha reta de aproximadamente 550 km a sul de Belém (Fig. 1.1).

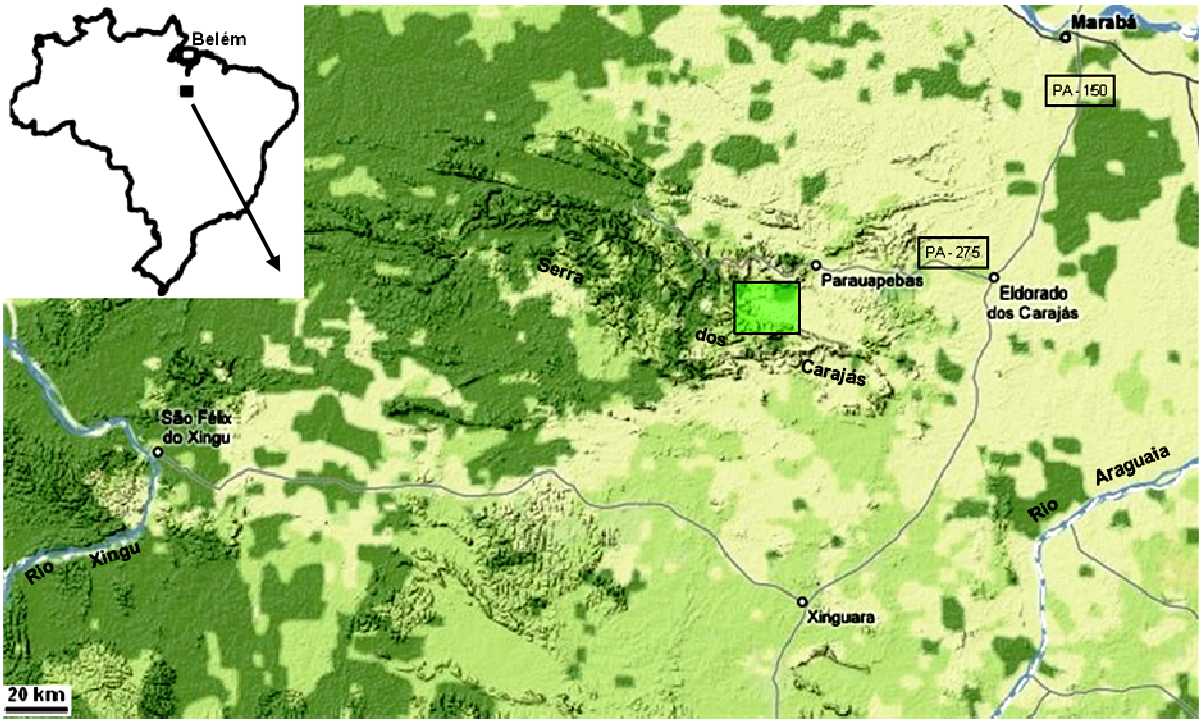



**Figura 1.1**. Mapa de localização da região sul da Serra Norte (retângulo verde) na Província Mineral Carajás. Fonte: Google Maps 2009.

O acesso rodoviário à área pode ser feito partindo-se de Belém até 100 km de distância após a cidade de Marabá, através da rodovia PA-150. A partir daí toma-se a rodovia PA-275, percorrendo-se cerca de 80 km até atingir o município de Parauapebas. Há somente dois acessos à área partindo-se de Parauapebas. O primeiro se dá por estrada secundária até o vilarejo de Bocaina, extremo sudeste da área, próximo ao Rio Parauapebas (Figs. 1.2 e 1.3). O

segundo inicia-se por estrada pavimentada até as minas de ferro da Vale. De lá ramifica uma estrada secundária que passa pelo Depósito N7 e termina no Depósito N8, porção oeste da área. Há também uma estrada secundária que sai das minas de ferro e vai até o Depósito N5S, na porção noroeste da área.

O acesso aéreo à região pode ser realizado até as cidades de Parauapebas e Marabá, devido à existência de vôos comerciais regulares. O acesso ferroviário é possível por meio da Estrada de Ferro Carajás, que liga a Mina N4 (Fig. 1.2) e a cidade de Parauapebas ao Porto de Itaqui, em São Luís, Maranhão.

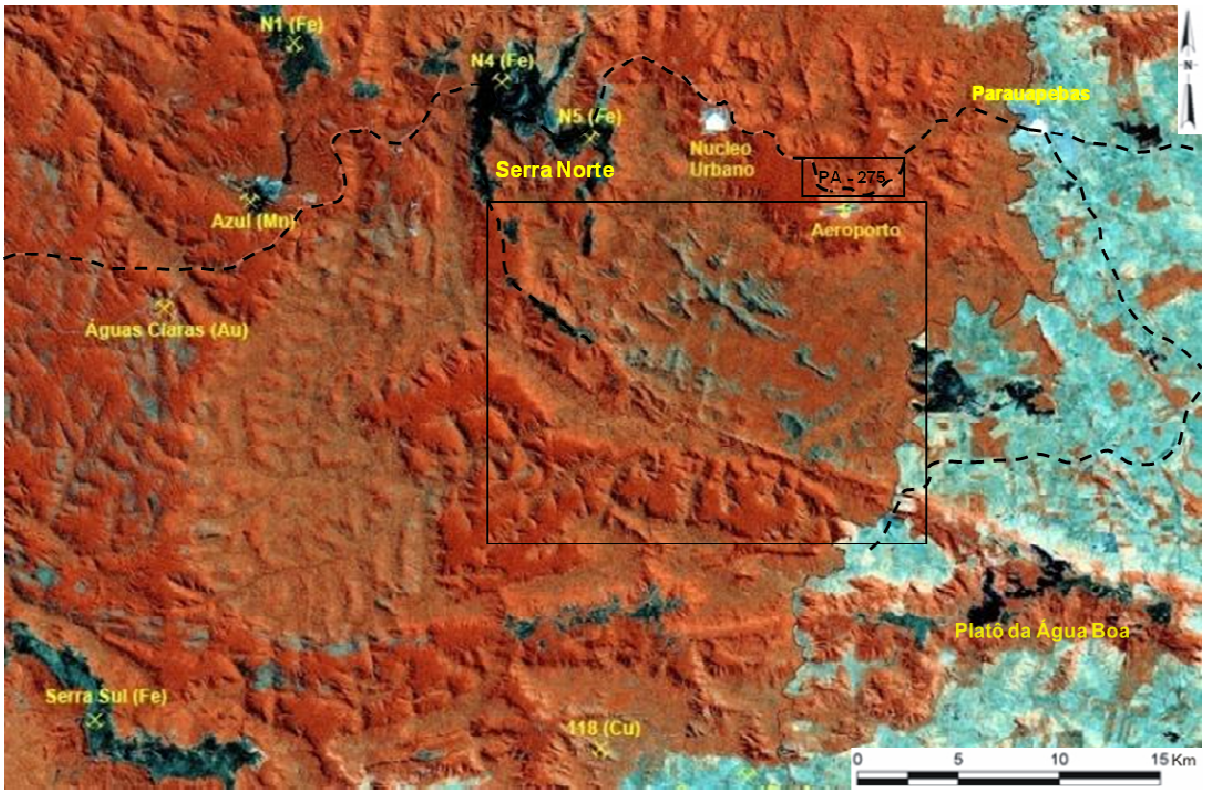



**Figura 1.2.** Mapa de localização da região sul da Serra Norte na Serra dos Carajás. Linha tracejada preta: estrada. Área de estudo: retângulo preto. Imagem Landsat 7 - RGB 457/1999.

## 1.3 - Aspectos Fisiográficos

A Serra dos Carajás se estende por aproximadamente 350 km na direção leste-oeste (Fig. 1.1), em parte dos municípios de Marabá, Parauapebas, Eldorado dos Carajás e São Félix do Xingu. É formada por uma série de platôs alongados com margens escarpadas, com altitudes que varia entre 350 a 700 m, com média de 600 m.

A área de estudo localiza-se na parte sul da Serra Norte, que junto com a Serra Sul formam as principais elevações da Serra dos Carajás. A junção entre as serras Norte e Sul constitui o Platô da Água Boa (Fig. 1.2).

Os platôs (Fig. 1.3) são caracterizados localmente pelo aparecimento da couraça ferruginosa (canga), onde se desenvolve uma vegetação de arbustos e gramíneas típica de cerrado, formando 'clareiras' que contrastam com a floresta pluvial adjacente. Nos platôs também são encontradas lagoas rasas, formadas pela retenção da água da chuva em depressões do terreno. Os platôs associados a rochas vulcânicas intemperizadas são cobertos por solos lateríticos, onde se desenvolve a floresta pluvial densa. As bordas dos platôs comumente terminam em escarpas com desníveis abruptos de até 300 m.

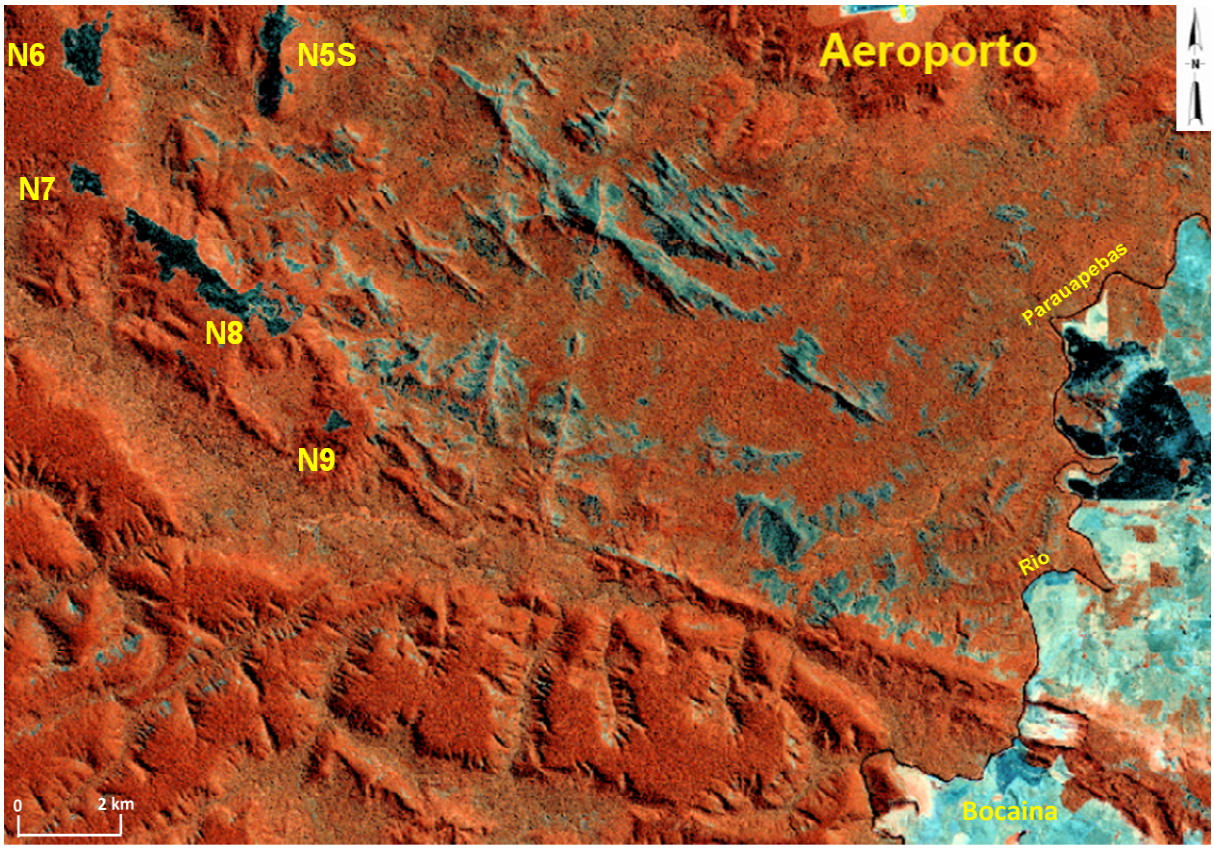



**Figura 1.3**. Região sul da Serra Norte e os platôs ferríferos (N6 a N9 e N5S). Landsat 7 - RGB 457/1999.

A Serra dos Carajás constitui um divisor de águas entre a bacia do Rio Tocantins-Araguaia, a leste, representada pelas subacias dos rios Parauapebas, Vermelho e Itacaiúnas, e a Bacia do Rio Amazonas, a oeste, representada pelas bacias dos rios Fresco e Xingu.

O clima da região, segundo a classificação de Köppen, é equatorial super-úmido tipo Am, na transição para tipo Aw (IBGE 1989). A temperatura média é de 26$^{o}$C, com a média das temperaturas máximas e mínimas de 32$^{o}$C e 21$^{o}$C, respectivamente. A umidade relativa é elevada, variando entre 98%, na estação chuvosa, a 52%, na estação seca, com média em torno de 75%. A estação mais úmida vai de novembro a maio e a estação seca de junho a outubro. Devido à temperatura ser relativamente mais baixa nos meses mais chuvosos, esse período é regionalmente conhecido como "inverno". As médias pluviométricas variam entre 2.000 a 2.500 mm/ano.

# 2 - MÉTODOS DE TRABALHO

## 2.1 - Interpretação Geológica de Imagens

Imagens de satélite e fotos aéreas foram analisadas buscando-se delinear feições e lineamentos estruturais, características morfológicas de drenagem e contrastes de textura dos sensores no terreno, de modo a auxiliar o mapeamento geológico e a compreensão das relações estruturais.

## 2.2 – Mapeamento Geológico e Descrição de Testemunhos de Sondagem

A etapa de trabalho de campo foi composta por mapeamento geológico (60 dias) e descrição de testemunhos de sondagem (10 dias), ocorridos em janeiro, fevereiro, março e agosto de 2008. O mapeamento geológico iniciou-se com o reconhecimento regional das unidades geológicas (4 dias), seguido por mapeamento geológico clássico na escala 1:50.000, exceto para o Depósito N8, cuja escala adotada foi de 1:25.000.

A descrição de testemunhos de sondagem visou compreender as relações estratigráficas e as características geológicas das unidades mapeadas. Nesta etapa foram coletadas parte das amostras utilizadas nas análises químicas, mineralógicas e petrográficas.

As coordenadas geográficas UTM de alguns litotipos estão descritas no final da legenda da figura do respectivo litotipo.

## 2.3 - Análise Petrográfica

Análises petrográficas de seções finas delgadas e delgadas-polidas em microscópio óptico objetivaram observar aspectos e relações mineralógicas, texturais e estruturais das rochas. Amostras friáveis foram preparadas com impregnações de resina epóxi e agente endurecedor. As seções finas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). As fotomicrografias foram tiradas em luz polarizada, utilizando-se luz transmitida sob nicóis descruzados (LTND) e cruzados (LTNC), e refletida sob nicóis descruzados (LRND) e parcialmente cruzados (LRNC).

## 2.4 - Difratometria de Raios-X

Análises de difratometria de raios-X pelo método do pó complementaram as análises petrográficas e/ou determinaram semiquantitativamente as fases minerais. As amostras (n=15) foram pulverizadas no moinho elétrico e gral de ágata e analisadas nos laboratórios de difratometria de raios-X do Centro de Desenvolvimento e Tecnologia Mineral (CDTN) e do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), ambos da UFMG. No CDTN foi utilizado o difratômetro da marca Rigaku, modelo D/MAX ULTIMA automático, e no CPMTC o modelo XPERT-PRO, ambos com goniômetro θ-θ e tubo de raios-X de cobre. A interpretação dos difratogramas foi obtida por comparação com o *International Center for Diffraction Data*/*Joint Committee on Powder Diffraction Standards* – (*Sets* 01 – 58; MDI; Jade 9; 2008).

## 2.5 - Análise Química

Amostras de rocha de todas as unidades geológicas foram analisadas quimicamente no laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). Elementos maiores, menores, terras raras e refratários foram determinados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometer*), seguindo uma fusão de tetraborato/metaborato de lítio e digestão nítrica diluída. A perda ao fogo (LOI) foi determinada por diferença de peso depois da ignição da amostra a 1000°C. Os resultados de S e C totais foram detectados pela radiação infravermelha através do analisador por combustão Leco. Os metais base e preciosos foram digeridos em água régia e analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*).

A medida da anomalia de Eu é a razão Eu/Eu*, sendo positiva quando Eu/Eu*>1 e negativa quando Eu/Eu*<1. Para este cálculo foi utilizado a média geométrica sugerida por Taylor & McLennan (1985):

$$Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{[(Sm_N).(Gd_N)]}$$

## 2.6 - Análises no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Através de microscópio eletrônico de varredura foram analisadas as características morfológicas e texturais dos minérios de ferro e da matriz de arenitos da Unidade Caninana, bem como as relações entre os óxidos de ferro e a porosidade do minério de ferro. As

amostras foram metalizadas com película de ouro e fixadas em um suporte por uma fita de carbono dupla, sendo analisadas nos laboratórios de microanálises do Instituto de Ciências Exatas (ICEX) e do Centro de Microscopia (CM) da UFMG. Foram utilizados os microscópios eletrônicos de varredura JSM 840A JEOL, operando a 15 Kv, no ICEX, e o Quanta 200 FEG (FEI), no CM.

### 2.7 - Análise de Minerais Pesados

Minerais pesados de rochas da Unidade Caninana foram analisados com intuito de obter informações de proveniência sedimentar. As amostras de rocha foram trituradas, moídas e peneiradas até a granulometria entre 60 e 120 *mesh* (0.125 a 0.25 mm), fração granulométrica que se mostrou a mais favorável para a análise, em vista da maior liberação dos minerais leves neste intervalo. Os minerais pesados foram separados com o uso de bromofórmio e separador magnético (Separador Frantz), e finalmente analisados na lupa binocular.

### 2.8 - Análise na Microssonda Eletrônica

Por meio da microssonda eletrônica foram determinados semiquantitativamente elementos maiores e menores, o que em alguns casos possibilitou identificar a fase mineral existente. As análises foram realizadas no laboratório de microanálises do ICEX, na UFMG, utilizando-se a microssonda eletrônica JEOL modelo JCXA-8900R, com detector de dispersão de energia NORAN. As condições instrumentais operaram em uma tensão de aceleração de 15KV e corrente de feixe de 15 nA.

### 2.9 - Análise Geocronológica pelo Método U-Pb (SHRIMP)

Duas amostras de conglomerado e uma de arenito da Unidade Caninana foram selecionadas para análises isotópicas U-Pb em cristais de zircão detríticos, pelo método SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*), objetivando estabelecer a idade deposicional e seu posicionamento estratigráfico regional. As análises foram conduzidas pelo Dr. João Orestes Schneider Santos, na Universidade de Western Australia.

As amostras foram trituradas, moídas e peneiradas até a granulometria de 60 *mesh*. Os cristais de zircão foram separados por bromofórmio, separador magnético e selecionados na lupa binocular. Os grãos foram montados em discos de resina epóxi e polidos até a metade da espessura de cada grão. Posteriormente foram fotografados em luz transmitida e refletida e imageados por MEV (elétrons retroespalhados), com a finalidade de verificar a morfologia interna de cada grão. As montagens em epóxi foram metalizadas com película de ouro, de modo a se obter uma condutividade elétrica uniforme durante as análises.

A composição isotópica dos cristais de zircão foram determinadas pelo equipamento SHRIMP II (De Laeter & Kennedy 1998), usando procedimentos analíticos descritos em Compston *et al*. (1992). O raio iônico primário incidente sobre o zircão foi de 4 nA e 10 kV $O2^{2-}$ e diâmetro de 25 μm. Correções para o Pb comum foram feitas com a medida de $^{204}$Pb e a composição isotópica de Pb da galena de Broken Hill. Aguardou-se um tempo de 60 a 90 s para cada ponto analisado, como o tempo de pré-ejeção para remover a película de ouro e evitar a análise do Pb contido na mesma. O padrão usado para a calibração do efeito matriz (relação Pb/U) foi o BR266 (559 Ma e 903 ppm U). Foram empregados cinco scans para análises individuais e os dados foram processados em diagramas de concórdia usando os softwares SQUID e ISOPLOT/Ex (Ludwig 1999, 2002). As elipses de erro possuem a 95% de confiança e estão calculados a 2 sigma. Todas as idades foram avaliadas pela média das idades $^{207}$Pb/$^{206}$Pb.

# 3 - GEOLOGIA REGIONAL

Este capítulo aborda aspectos geológicos da Província Mineral Carajás, com enfoque no Domínio Carajás, no qual a área de estudo está inserida. São discutidas as principais unidades geológicas, a litoestratigrafia, o arcabouço estrutural e a evolução geotectônica.

## 3.1 - Província Mineral Carajás

A Província Mineral Carajás é a maior e mais importante província mineral do Brasil e uma das maiores do mundo. Composta de rochas de idade predominantemente arqueana, aloja vários depósitos de ferro, ouro, cobre, níquel, zinco e manganês. Está situada na região sudeste do estado do Pará, porção leste-sudeste do Cráton Amazonas (Fig. 3.1). É definida como sendo a área limitada a leste pelo Rio Araguaia, a oeste pelo Rio Xingu, a norte pela Serra de Bacajá e a sul pela Serra dos Gradaús (DOCEGEO 1988). É a região arqueana mais bem conhecida do Cráton Amazonas.

No âmbito geocronológico, a Província Mineral Carajás compreende uma região que pertence tanto ao Domínio Carajás, setentrional, quanto ao Domínio Rio Maria, meridional (Fig. 3.1). Juntos, esses domínios formam a Província Carajás, uma das sete províncias geocronológicas do Cráton Amazonas (Santos 2003).

A Província Carajás abriga as unidades crustais mais antigas do Cráton Amazonas. Foi formada e estabilizada no Arqueano, sendo afetada posteriormente por um evento extensional no Paleoproterozóico (1.8 Ga), responsável por intrusões graníticas e diques máficos (Tassinari & Macambira 2004).

O Domínio Rio Maria (Fig. 3.1) caracteriza-se por conter sequências vulcanossedimentares do tipo greenstone e granitóides tipo TTG, com idades de formação entre 3.0 a 2.86 Ga. Agrupadas no Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988), as sequências vulcanossedimentares são constituídas, da base para o topo, por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas (incluindo metakomatiítos) com intercalações de metapelito, BIF e metachert (Grupo Babaçu), que gradam para metavulcânicas félsicas a intermediárias intercaladas com metapelitos e metapsamitos (Grupo Lagoa Seca). Rochas vulcânicas félsicas

deste último grupo, datadas pelo método U-Pb, revelaram idades entre 2.9 e 3.0 Ga (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995). Granodioritos, tonalitos e trondhjemitos do Domínio Rio Maria têm idades que variam de 2.96 a 2.87 Ga (Macambira & Lafon 1995).

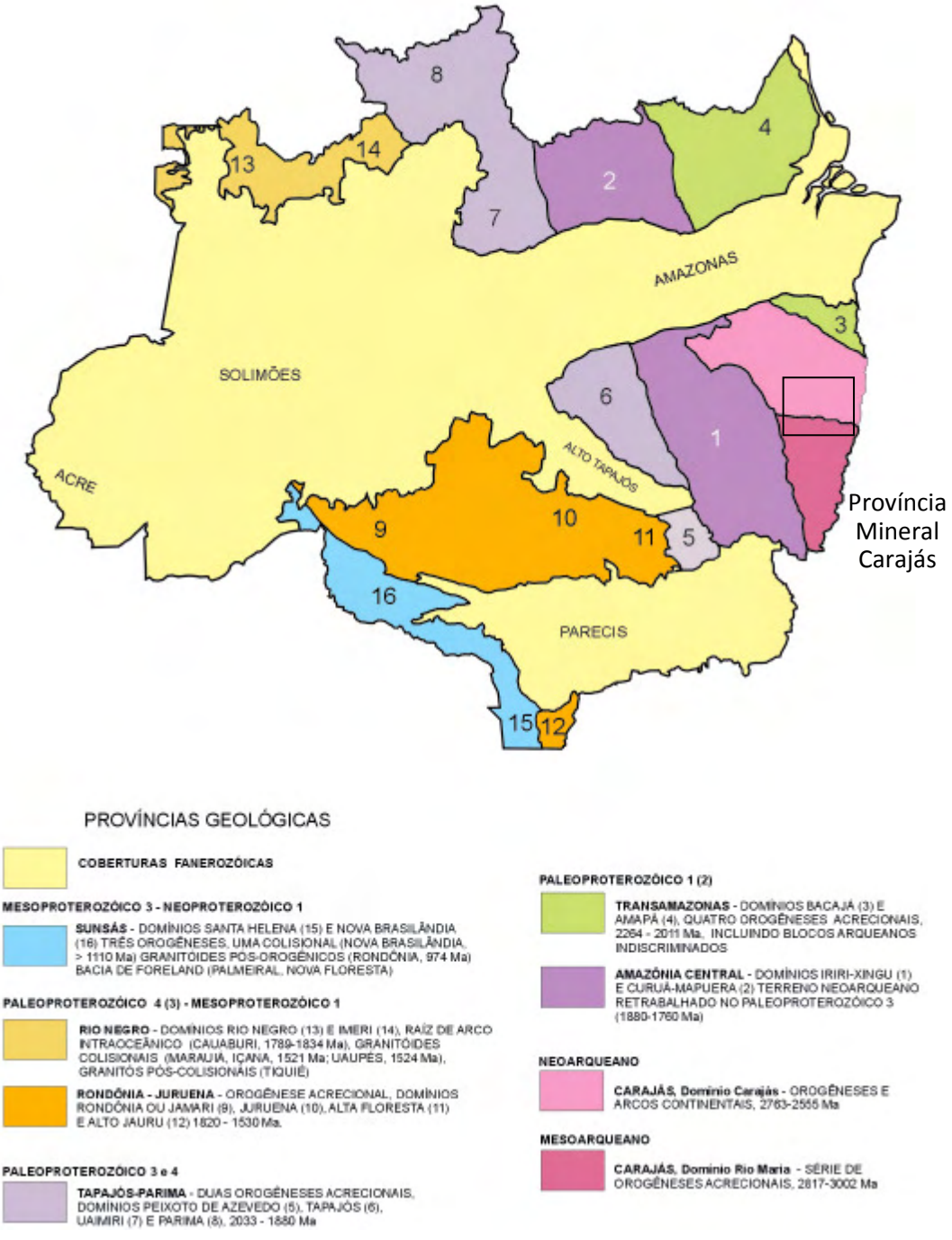



**Figura 3.1.** Províncias geológicas do Cráton Amazonas e localização da Província Mineral Carajás. Modificado de Santos (2003).

| Era | Complexos ou supergrupos | Grupos ou formações | Rochas intrusivas | Idade (Ma) | Métodos, materiais (referências) |
|---|---|---|---|---|---|
| Proterozóico | | | Granito Central Carajás | 1.820±49 | U-Pb, zircão (1) |
| | | | | 1.880±2 | U-Pb, zircão (2) |
| | | | Granito Cigano | 1.883±3 | U-Pb, zircão (2) |
| | | | | 1.731±28 | Rb-Sr, rocha total (3) |
| | | | Granito Pojuca | 1.874±2 | U-Pb, zircão (2) |
| | | | Diques basálticos, andesíticos e riolíticos | 1.800 | |
| | | | Gabro Santa Inês (?) | - | - |
| Arqueano | | | Granito Old Salobo | 2.573±2 | U-Pb, zircão (2) |
| | | | Granito Itacaiúnas | 2.560±37 | Pb-Pb, zircão (4) |
| | | | *Sill* gabroico Águas Claras | 2.645±12 | Pb-Pb, zircão (9) |
| | | Formação Águas Claras | | 2.681±5 | U-Pb *SHRIMP*, zircão detrítico (10) |
| | | | Granito Estrela | 2.527±34 | Rb-Sr, rocha total (5) |
| | | | | 2.763±7 | Pb-Pb, zircão (17) |
| | | | Suíte granitoide Plaquê | 2.736±24 | Pb-Pb, zircão (7) |
| | | | Granito Planalto | 2.747±2 | Pb-Pb, zircão (8) |
| | | | Diorito Cristalino | 2.738±6 | Pb-Pb, zircão (8) |
| | Supergrupo Itacaiúnas | Grupo Buritirama | | - | - |
| | | Grupo Igarapé Pojuca | | 2.732±3 | U-Pb, zircão (2) |
| | | Grupo Igarapé Bahia | | 2.577±72 | Rb-Sr, rocha total (11) |
| | | | | 2.747±2 | Pb-Pb, zircão (6) |
| | | Grupo Grão Pará | | 2.759±2 | U-Pb, zircão (2) |
| | | | | 2.758±39 | U-Pb, zircão (1) |
| | | | | 2.760±11 | U-Pb *SHRIMP*, zircão (10) |
| | | Grupo Igarapé Salobo | | 2.761±3 | U-Pb, zircão (2) |
| | | | | 2,776±140 | Pb-Pb, magnetita (12) |
| | | | Intrusão máfica-ultramáfica Luanga | 2.763±6 | U-Pb, zircão (2) |
| | | Grupo Rio Novo (?) | | - | - |
| | Complexo Xingu | | | 2.859±2 | U-Pb, zircão (2) |
| | | | | 2.974±15 | Pb-Pb, zircão (7) |
| | | | | 2.971±30 | U-Pb, zircão (13) |
| | | | | 2.798 | Pb-Pb, titanita (14) |
| | Complexo Pium | | | 3.050±57 | Pb-Pb, rocha total (15) |
| | | | | 2.859±9 | U-Pb *SHRIMP*, borda de zircão (16) |
| | | | | 3.002±14 | U-Pb *SHRIMP*, núcleo de zircão (16) |

*1* Wirth *et al.* (1986); *2* Machado *et al.* (1991); *3* Gonçalez *et al* (1988); *4* Souza *et al.* (1996); *5* Barros *et al.* (1992); *6* comunicação verbal citada em Villas e Santos (2001); *7* Avelar *et al.* (1999); *8* Huhn *et al.* (1999); *9* Dias *et al.* (1996); *10* Trendall *et al.* (1998); *11* Ferreira Filho (1985); *12* Mellito e Tassinari (1998); *13* Macambira e Lancelot (1996); *14* Pimentel e Machado (1994); *15* Rodrigues *et al.* (1992); *16* Pidgeon *et al.* (2000); *17* Barros *et al.* (2001).

**Tabela 3.1.** Dados geocronológicos das principais unidades geológicas da Província Mineral Carajás (Modificado de Tallarico *et al.* 2004).

O Domínio Carajás (Fig. 3.1) abrange a Serra dos Carajás e adjacências, sendo limitado a leste pela Faixa Araguaia e a oeste por rochas vulcânicas e sedimentares do Supergrupo Uatumã e da Formação Gorotire, respectivamente. Sua estruturação principal é WNW, sendo constituído por rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito (Santos 2003), mais velhas que 2.8 Ga (complexos Pium e Xingu), e sequências metavulcanossedimentares de fácies xisto verde e granitóides de 2.76 a 2.56 Ga (Tab. 3.1). Também ocorrem granitos tafrogênicos paleoproterozóicos (1.88 Ga) que truncam as unidades anteriores, e que serviram de área-fonte para rochas clásticas da Formação Gorotire.

O limite norte, ainda não estabelecido claramente, é definido por granitóides paleoproterozóicos (2.01-2.26 Ga) do Domínio Bacajá, pertencente à porção meridional da Província Transamazonas (Santos *et al.* 2000) ou Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 2004). Macambira *et al.* (2007) sugerem que a extremidade sul do Domínio Bacajá ocorre a sul do Rio Itacaiúnas, às margens da Ferrovia Carajás-Porto de Itaqui, com base na idade de 2057 ± 7 Ma (U-Pb) obtida em rocha foliada de composição granodiorítica desta região.

Na concepção geotectônica, a Província Mineral de Carajás é constituída pelo Cinturão Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988), onde a área de estudo está inserida (Fig. 3.2), e pelo Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria (Huhn *et al.* 1988). O Cinturão Itacaiúnas é formado pelos sistemas transcorrentes Cinzento, a norte, e Carajás, a sul.

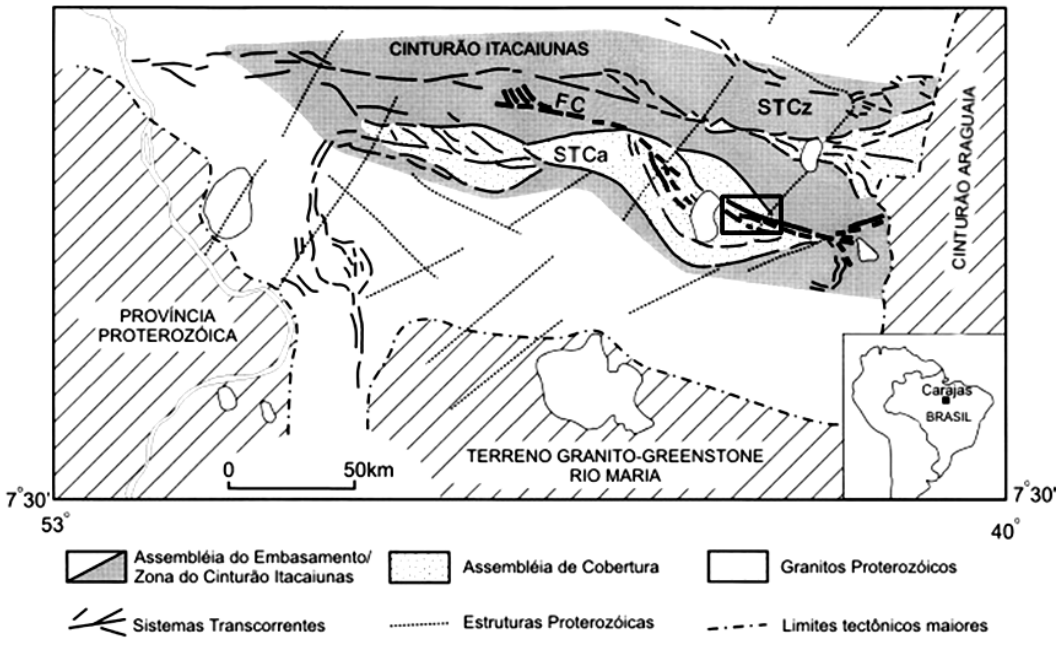



**Figura 3.2**. O Cinturão Itacaiúnas como unidade geotectônica da Província Mineral Carajás e seus limites com outras unidades geotectônicas. Modificado de Holdsworth & Pinheiro (2000). Área de estudo em retângulo.

## 3.2 - Domínio Carajás

### 3.2.1 – Unidades Litoestratigráficas

#### 3.2.1.1 - Complexo Pium

É a unidade mais antiga da parte norte da Província Mineral Carajás, formada por rochas de alto grau metamórfico, como granulitos máficos e félsicos, charnockitos e enderbitos, de origem magmática e/ou vulcanossedimentar (Araújo & Maia 1991). A unidade aflora como corpos alongados de direção E-W, paralelos à foliação regional (DOCEGEO 1988). Idades de 3.05 e 2.86 Ga, obtidas pelo método U-Pb em zircão, indicam a época de cristalização do protólito e da granulitização, respectivamente (Rodrigues *et al.* 1992, Pidgeon *et al.* 1998).

#### 3.2.1.2 - Complexo Xingu

Compreende rochas granito-gnáissicas tipo tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) que ocupam grande parte da área sul do Cráton Amazonas (Silva *et al.* 1974). É considerado pela maioria dos autores como o embasamento regional das sequências metavulcanossedimentares (Costa *et al.* 1995). Todavia, o avanço da cartografia geológica vem provocando a diferenciação do Complexo Xingu em novas unidades geológicas.

Idades de 2.85 Ga (U-Pb em zircão) são interpretadas como relacionadas ao último evento de migmatização que afetou a região (Machado *et al.* 1991). Sato & Tassinari (1997) obtiveram idades de 3.03 e 2.98 Ga por Sm-Nd, interpretadas como pertencentes ao protólito. Costa *et al.* (1995) sugerem que parte do Complexo Xingu é resultado de retrabalhamento de granitóides provavelmente similares àqueles preservados na região de Rio Maria.

#### 3.2.1.3 - Grupo Rio Novo

Designado como sequência Rio Novo (Hirata *et al.* 1982) e posteriormente como Grupo Rio Novo (Araújo & Maia 1991), trata-se de uma sequência vulcanossedimentar do tipo *greenstone belt*, constituída por formação ferrífera bandada, xisto, rocha máfica e

ultramáfica, *chert e* anfibolito. A idade mínima é limitada pela intrusão do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (2.763 ± 6 Ma, Machado *et al.* 1991), pelo qual é truncado. Metamorfismo de contato pela intrusão do Granito Estrela no Grupo Rio Novo é verificado por Costa (2007), que sugere uma origem em ambiente de arco de ilhas para os metabasaltos da região de Serra Leste.

### 3.2.1.4 - Supergrupo Itacaiúnas

Alojando os depósitos minerais mais importantes da Província Carajás, o Supergrupo Itacaiúnas é formado por sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas, representadas pelos grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia, Aquiri e Buritirama (DOCEGEO 1988). Essas sequências são litoestratigraficamente contemporâneas, sendo algumas ainda mal compreendidas, geralmente recebendo a denominação do depósito mineral homônimo. Além de não ocorrerem bons afloramentos, essas sequências foram heterogeneamente afetadas por diversos processos geológicos (deformação, alteração hidrotermal, metamorfismo regional e/ou de contato) que dificultam a compreensão da evolução geológica das mesmas (DOCEGEO 1988).

**Grupo Grão-Pará**

O Grupo Grão-Pará (Beisiegel *et al.* 1973) é formado por rochas vulcânicas máficas a félsicas com intercalações de formações ferríferas e rochas clásticas (DOCEGEO 1988). O grau metamórfico é de fácies xisto verde baixo a muito baixo (Meireles *et al.* 1984). Datações indicam idade de formação entre 2.8 e 2.7 Ga (Gibbs *et al.* 1986, Santos 2003). As rochas vulcânicas desta unidade têm sido consideradas como originadas de vulcanismo basáltico continental (Olszewsky *et al.* 1989), mas alternativamente foram interpretadas como shoshonitos de arco magmático (Meirelles & Dardenne 1991). Zucchetti (2007) aponta que os metabasaltos têm afinidade magmática cálcio-alcalina, características geoquímicas de arco continental e assinatura de zona de subducção. Também pontua evidências de contaminação crustal, sugerindo que as rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará podem ter extravasado sobre crosta continental atenuada, em ambiente de retro-arco (*back-arc*). O Grupo Grão-Pará é subdivido em quatro formações, da base para o topo:

- Formação Parauapebas (Meireles *et al.* 1984): basaltos, dacitos e, subordinadamente, riolitos, por vezes metamorfisados na fácies xisto verde;

- Formação Carajás (Beisiegel *et al.* 1973): formações ferríferas bandadas, tais como jaspelitos (Meireles *et al.* 1984) e corpos ricos de hematita;

- Formação Igarapé Cigarra (Macambira *et al*. 1990): basaltos com lentes de BIF, siltito, arenito e *chert*.

- Formação Águas Claras (Araújo *et al*.1988): subdividida no Membro Inferior, composto por pelitos, siltitos e arenitos, com características deposicionais de plataforma marinha, e no Membro Superior, predominantemente arenítico e de ambiente litorâneo a fluvial (Nogueira *et al.* 1995). A idade máxima de deposição é indicada por cristais de zircão detríticos com 2.68 Ga de uma camada superior desta unidade, aparentemente derivados de vulcanismo sindeposicional (Trendall *et al.* 1998), e por soleiras de diabásio e gabro de 2.64 Ga (Dias *et al.* 1996). A idade mínima é 2573 ± Ma, que é a idade do Granito Velho Salobo (Machado *et al.* 1991).

Os grupos Igarapé Salobo (anfibolito, paragnaisse, quartzito, metarcósio e formação ferrífera) e Igarapé Pojuca (metavulcânica básica, xisto pelítico, anfibolito e formação ferrífera) são sequências metavulcanossedimentares metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibolito, interpretadas por alguns autores como variações laterais do Grupo Grão-Pará (Lindenmayer & Fyfe 1991, 1992). Metabasaltos dos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca revelaram idades U-Pb em zircão de 2.76 Ga (Machado *et al.* 1991). Entretanto, dados geocronológicos obtidos por Santos (2003) indicam que o Grupo Igarapé Pojuca é 30 Ma mais novo que os grupos Grão-Pará e Igarapé Salobo. Não obstante o problema de correlação estratigráfica, ambas as unidades provavelmente são geneticamente relacionadas à evolução de um mesmo sistema de arco (Rosière *et al.* 2005).

**Modelos de mineralização de ferro da Província Mineral Carajás**

Os depósitos de minério de ferro da Formação Carajás estão entre os maiores do mundo, com reservas de 17.3 bilhões de toneladas a teores de 66% de ferro (CVRD 2007). Os trabalhos que tratam da gênese do minério de ferro de Carajás são controversos.

Tolbert *et al*. (1971) admite uma origem supergênica para o minério de ferro. Beisiegel *et al.* (1973) propõem uma origem hipogênica para os corpos de hematita compacta, associada

ao metassomatismo causado por intrusões máficas e ao calor fornecido pela deformação. Guedes *et al.* (2002) sugerem que a gênese do minério é hidrotermal (substituição do *chert* por carbonatos e desenvolvimento contemporâneo de magnetita), modificada por ação supergênica (lixiviação do carbonato e formação do minério friável).

Beukes *et al.* (2002) interpretam que o minério friável formou-se pelo enriquecimento supergênico da formação ferrífera previamente alterada hidrotermalmente. Segundo Dalstra & Guedes (2004), a lixiviação hidrotermal de sílica da formação ferrífera e a introdução de carbonatos de Ca, Fe e Mg, posteriormente lixiviados supergenicamente, teriam formado o minério hematítico de alto teor.

Segundo Lobato *et al.* (2005), a mineralização de ferro ocorreu no Paleoproterozóico e foi favorecida pela preparação estrutural arqueana, que aumentou a permeabilidade das rochas e facilitou o fluxo de fluido mineralizador. O fluido interagiu com as rochas em regime de deformação rúptil-dúctil e sob condições crustais epitermais, sendo associado a um sistema hidrotermal ígneo relativamente raso. Dessa forma, os depósitos de ferro de Carajás poderiam representar um membro de baixa temperatura de um sistema hidrotermal de óxidos de ferro-cobre-ouro (*iron oxide-copper-gold deposits-IOCG*), que envolveu fluidos de origem ígnea, provavelmente derivados de granitos alcalinos paleoproterozóicos, além da contribuição por fluidos meteóricos.

### 3.2.1.5 - Granitos Sintectônicos

Corpos graníticos alcalinos e foliados, sintectônicos, recebem a denominação de granitos Estrela, Planalto, Serra do Rabo e Geladinho. Também ocorrem granitos peraluminosos e monzonitos da Suíte Plaquê (Araújo *et al.* 1988). São intrusivos nas sequências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, nas quais produziram intensas auréolas de metamorfismo de contato (Barros *et al*. 2001, Huhn *et al*. 1999). À exceção do Granito Planalto, os demais se apresentam alongados segundo a direção E-W.

Datações Pb-Pb e U-Pb em zircão indicam idades entre 2.76 e 2.72 Ga, interpretadas como sendo as de colocação e deformação dos corpos (Huhn *et al.* 1999, Sardinha *et al.* 2001, Barros *et al.* 2004). Avelar *et al.* (1999) interpretou a idade Pb-Pb de 2.74 Ga, obtida em zircões de um granito sincolisional, como relacionada à intrusão e estruturação do Cinturão de

Cisalhamento Itacaiúnas. A acentuada diferença textural (e.g. equigranular, oftálmica) encontrada entre alguns corpos é provavelmente relacionada a distintos níveis crustais de *emplacement*, erosão e/ ou grau de deformação.

### 3.2.1.6 - Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga

O Complexo Luanga (DOCEGEO 1988), localizado nas proximidades da Serra Pelada, é constituído por rochas máficas-ultramáficas que truncam as supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas. É formado principalmente por dunitos, peridotitos, noritos e gabros, deformados e metamorfisados em condições de baixo a médio grau. A idade de 2.76 Ga é entendida como a de sua colocação, obtida por Machado *et al.* (1991) em cristais de zircão.

### 3.2.1.7 - Granitos Neoarqueanos

São representados pelos granitos Velho Salobo, Itacaiúnas, metaluminosos e do tipo-A. O Granito Velho Salobo ocorre a sul do alvo Salobo, apresenta indícios de deformação e possui afinidade medianamente alcalina (Lindenmayer & Fyfe 1994). A idade de 2.57 Ga foi obtida pelo método U-Pb em zircão por Machado *et al.* (1991). O Granito Itacaiúnas aflora na região do rio homônimo, está foliado e possui afinidade alcalina. Datação Pb-Pb em rocha total apontou idade de 2.56 Ga (Souza *et al.* 1996).

### 3.2.1.8 - Granitos Paleoproterozóicos

Diversos plútons graníticos discordantes da estrutura regional afloram na Província Mineral Carajás, sendo associados a um magmatismo intraplaca tipo-A, alcalino a subalcalino (Dall'Agnol *et al.* 1994). São eles: Central Carajás, Cigano, Pojuca, Young Salobo, Seringa, Musa e Breves.

São formados por granitos, granitos alcalinos e granodioritos, geralmente isotrópicos e sem metamorfismo. Os corpos graníticos formaram-se em 1.88 Ga (Machado *et al.* 1991, Dall'Agnol *et al.* 1994, Tallarico *et al.* 2004), num regime tectônico extensional interpretado por Dall'Agnol *et al.* (2005) como relacionado a um evento continental que marcou o início da quebra do continente paleoproterozóico formado no final do Ciclo Transamazonas.

#### 3.2.1.9 - Formação Gorotire

Corresponde a uma cobertura clástica imatura, não deformada, que recobre localizadamente as unidades arqueanas. É formada por arenitos, arcósios e conglomerados polimíticos (Barbosa *et al.* 1966, Hirata *et al.* 1982 e Lima & Pinheiro 2001). Aflora em locais restritos, sendo mais comum na região a leste do Rio Parauapebas. Apresenta idade supostamente proterozóica média ou mais jovem (Pinheiro & Holdsworth 2000). Lima (2001) interpreta que esta unidade foi depositada em um *graben* formado por reativação extensional ou transtensiva destral da Falha Carajás. O mesmo autor menciona diques máficos de idade desconhecida encaixados em rochas desta unidade.

### 3.2.2 - A Estrutura da Serra dos Carajás

A principal estrutura da Serra dos Carajás é um sinclinório com eixo mergulhando suave a moderadamente para WNW (Beisiegel *et al.* 1973, Meireles *et al.* 1984), denominada Dobra de Carajás (Fig. 3.3) por Rosière *et al.* (2005). Essa dobra é intersectada por zonas de cisalhamento regionais de mesma orientação, subparalelas aos planos axiais, representadas pelos sistemas transcorrentes Cinzento, a norte, e Carajás, ao sul. Estruturas dômicas formadas por complexos plutônicos e/ou metamórficos geralmente estão envolvidas por sequências metavulcanossedimentares, como é o caso do Domo de Xikrim (Lobato *et al.* 2005) e do Complexo Estrela.

#### Dobra de Carajás

A Dobra de Carajás é um par sinforme-antiforme em forma de "S", cujos flancos dessa estrutura são representados pelos relevos das serras Sul e Norte, formados por rochas do Grupo Grão-Pará (Beisiegel *et al.* 1973). A Serra Sul delineia um arco com convexidade voltada para sudoeste, correspondendo ao flanco 'S' do sinforme (Fig. 3.3). A Serra Norte é o antiforme conjugado, cujos flancos experimentaram estiramento e a zona de charneira foi segmentada em vários blocos, alguns dos quais rotacionados (Rosière *et al.* 2005). A zona de charneira entre os flancos norte e sul da Dobra de Carajás é fechada, representada pelo relevo do Platô da Água Boa.

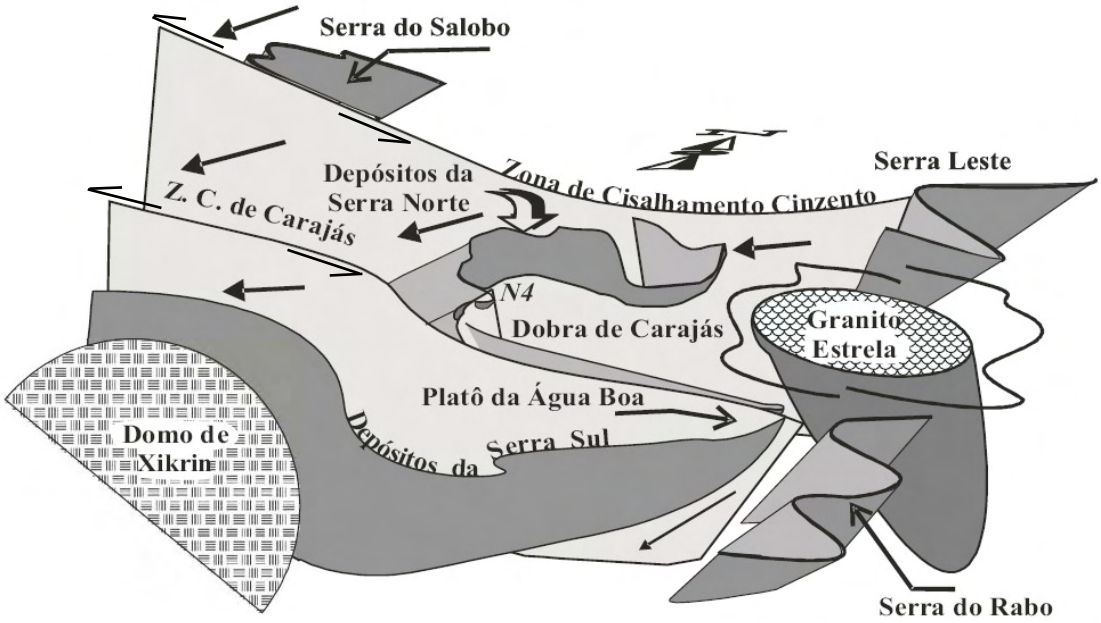



**Figura 3.3**. Bloco diagrama esquemático das principais estruturas da região da Serra dos Carajás e arredores (Modificado de Rosière *et al*. 2005). Os eixos das dobras apresentam caimento entre 20 e 35º para WNW.

## Zonas de Cisalhamento Regionais

As principais zonas de cisalhamento regionais que ocorrem na Província Mineral Carajás são a de Carajás e a do Cinzento (Fig. 3.3). Ambas são interpretadas como resultantes de um evento regional dúctil-rúptil que reativou a trama dúctil anteriormente existente e formou dois feixes maiores de falhas de geometria curva e anastomosada, orientados na direção E-W (Pinheiro 1997, Pinheiro & Holdsworth 2000). Nessas zonas ocorre uma foliação penetrativa nas rochas vulcânicas e metapelíticas.

A Zona de Cisalhamento Carajás tem aproximadamente 130 km de comprimento (Holdsworth & Pinheiro 2000) e desenvolveu-se acompanhando o flanco sul do antiforme Serra Norte (Fig. 3.4). A cinemática foi predominantemente sinistral e gerou falhas transcorrentes e de cavalgamento que seccionaram o Grupo Grão-Pará, formando os *splays* de falha N-S gerados a partir de seu traço principal, onde estão localizados os depósitos de minério de ferro da Serra Norte (Silva *et al.* 1974). A deformação das sequências vulcanossedimentares relacionada à Zona de Cisalhamento Carajás desenvolveu-se em níveis crustais superiores (<5 km de profundidade) e é interpretada como sendo produto da reativação de uma falha relativamente mais profunda que anteriormente só tinha afetado as unidades do embasamento (Holdsworth & Pinheiro 2000). A Zona de Cisalhamento do

Cinzento aparentemente desenvolveu-se ao longo de um par antiformal-sinformal, cujo flanco comum foi rompido e deslocado paralelamente ao plano axial (Fig. 3.3).

## Domos Estruturais

A análise estrutural das sequências metavulcanossedimentares ao redor do Domo de Xicrim e do Granito Estrela (Fig. 3.3) revela que as mesmas envolvem essas estruturas (Lobato *et al.* 2005). O mesmo pode ocorrer no entorno de plútons ainda não caracterizados e indiscriminadamente englobados no Complexo Xingu. Na porção nordeste do Domo de Xicrim, as unidades supracrustais que delineiam a Serra Sul possuem camadas infletidas, que saem da orientação geral WNW para a NNW, interpretadas como resultante do achatamento e rotação horária da sequência metavulcanossedimentar contra o Domo de Xicrim, que atuou como um bloco rígido diante de um encurtamento N-S (Rosière *et al*. 2005). Essa mesma inflexão é registrada em eixos de dobras isoclinais nas sucessões metavulcanossedimentares. O Granito Estrela, por outro lado, é um corpo intrusivo sintectônico que afetou as encaixantes metavulcanossedimentares, produzindo uma auréola de metamorfismo de contato (Barros *et al*. 2001) e xistosidade subvertical paralela às bordas do plúton.

## 3.2.3 - Evolução Geotectônica do Domínio Carajás

Dois modelos são propostos para a evolução geotectônica do Domínio Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2006).

O primeiro admite que as unidades supracrustais são relacionadas a um ambiente tectônico de rifte continental ou de bacias intracratônicas (Gibbs *et al*. 1986, Machado *et al*. 1991, Lindenmayer & Fyfe 1992, Tallarico *et al*. 2005). A evolução estrutural para este modelo pode ser associada à história tectônica de Pinheiro (1997), baseado em reativações tectônicas subsequentes, de caráter rúptil a rúptil-dúctil, controladas geometricamente pela trama planar dúctil do embasamento arqueano (complexos Xingu, Pium, Suíte Plaquê e Grupo Igarapé Salobo). Nestas rochas foi desenvolvida uma foliação milonítica E-W subvertical, sob transpressão sinistral, entre 3.0 e 2.8 Ga, associada ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Após o desenvolvimento deste cinturão ocorreram pelo menos três eventos arqueanos a proterozóicos de reativação transcorrente rúptil-dúctil. A orientação das falhas Carajás e

Cinzento foi controlada pela trama milonítica arqueana. Sequências de cobertura subsidiram em zonas de dilatação que foram submetidas a uma cinemática destral. Os efeitos de episódios posteriores de deformação transpressiva sinistral estão localmente registrados nas adjacências de falhas maiores.

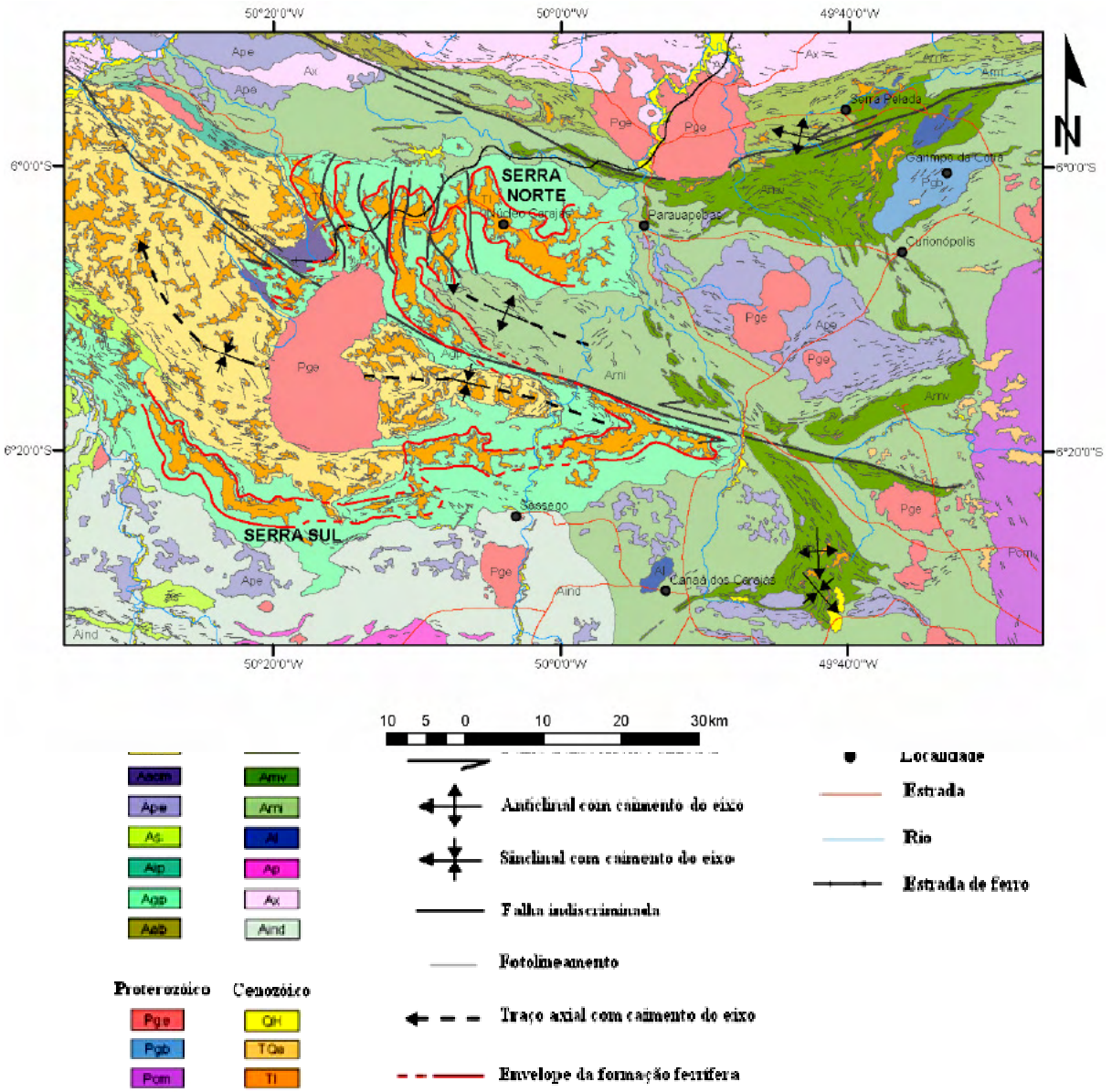



**Figura 3.4.** Mapa geológico da Província Mineral Carajás (Costa 2007). QH - Quaternário-Holoceno: aluvião; TQa - Terciário-Quaternário: laterita e sedimentos; TI - Terciário: canga; Pcm - Supergrupo Araguaia; Pge - granitóides paleoproterozóicos; Pgb - gabros paleoproterozóicos; Aac - Formação Águas Claras: arenito arcoseano; Aacm -Formação Águas Claras: unidade pelítica; Suíte Plaquê e Suíte Estrela; As - Grupo Sapucaia; Aip - Grupo Igarapé Pojuca; Agp - Grupo Grão Pará; Aab - Grupo Rio Bonito; Arni - Grupo Rio Novo indiviso; Arns - Grupo Rio Novo: metassedimentos; Arnv - Grupo Rio Novo: metavulcânicas, anfibolitos e formações ferríferas bandadas; Al – Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga; Ap - Complexo Pium; Ax - Complexo Xingu; Aind - Unidades arqueanas indiferenciadas.

O segundo modelo propõe um ambiente de arco (Tab. 3.2) magmático (Meirelles & Dardenne 1991, Teixeira 1994, Santos 2003, Lobato *et al*. 2005 e Rosière *et al*. 2005).

Para este modelo pode ser aplicado a evolução estrutural de Rosière *et al.* (2005), que admitem um encurtamento regional NE-SW. O primeiro evento deformacional relaciona-se a uma tectônica compressiva oblíqua que gerou dobras nas sequências metavulcanossedimentares (originalmente estruturadas na direção NE), com caimento moderado para WNW. A deformação por achatamento associada ao encurtamento NE-SW também é verificada no Granito Estrela (Barros 1997), cuja natureza é sintectônica. O mesmo intrudiu as sequências metavulcanossedimentares e marcou a idade deformacional do primeiro evento. O segundo evento deformativo é relacionado à acomodação da deformação do primeiro evento por escape lateral, que se deu por meio de transcorrências. As estruturas resultantes são falhas e lineamentos regionais E-W, fraturas, clivagem nos metassedimentos e xistosidade em plútons sindeformacionais. Os fortes contrastes metamórficos locais e regionais poderiam estar relacionados a essa tectônica transcorrente. Os dois eventos, provavelmente um evento progressivo maior, causaram deformação rúptil a dúctil-rúptil nas sequências metavulcanossedimentares, exceto nas bordas de intrusões ígneas, onde a temperatura elevada favoreceu a deformação dúctil.

| UNIDADE | GEOLOGIA | AMBIENTE TECTÔNICO | IDADE (Ga) |
|---|---|---|---|
| Granito Gameleira | Sienogranito e quartzo sienito, tipo A | Anorogênese intracontinental | 1,53 |
| Granitos Cigano, Pojuca, Serra dos Carajás | Granitos tipo rapakivi, tipo A | Anorogênese intracontinental | 1,87<br>1,88 |
| Grande hiato Sideriano-Riaciano com aproximadamente 600 Ma | | | 1,89<br>2,52 |
| Granitos Itacaiúnas, Velho Salobo | Granitogênese pós-tectônica | Intracontinental | 2,56<br>2,58 |
| Granito pré-Velho Salobo | Granitogênese tarditectônica | Intracontinental | 2,58<br>2,59 |
| Gabro pós-Águas Claras | Sills e diques tholeiíticos | Sedimentação em margem passiva | 2,64<br>2,65 |
| Grupo Rio Fresco/ Formação Águas Claras | Bacia continental | Sedimentação intracratônica | 2,65<br>2,73 |
| Monzogranito Geladinho | Intrusões calcialcalinas sintectônicas | Terceiro arco continental | 2,67<br>2,69 |
| Monzogranitos Plaquê, Planalto, Serra do Rabo e Diorito Cristalino | Intrusões calcialcalinas sintectônicas, bimodais | Segundo arco magmático continental | 2,73<br>2,75 |
| Grupo Igarapé Bahia | Bacia vulcanossedimentar continental | Segunda unidade vulcanossedimentar intra-arco | 2,74<br>2,75 |
| Granito Estrela | Intrusões cálcio-alcalinas sintectônicas | Primeiro arco magmático continental | 2,76 |
| Grupos Igarapé Salobro e Grão-Pará, Complexos Luanga e Lago Grande | Bacia vulcanossedimentar continental, com intrusões tholeiíticas | Primeira unidade vulcanossedimentar intra-arco | 2,76 |
| Complexo Xingu | Intrusões TTG, com corpos cálcio-alcalinos associados | Combinação de arco de ilhas e arco continental (?) | 2,85<br>2,87 |
| Crosta Proto-Carajás, parte do Complexo Xingu e protólito do Complexo Pium | - | - | 3,02<br>3,70 |

**Tabela 3.2.** Síntese dos dados geológico-geotectônicos do Domínio Carajás. Extraído de Santos (2003).

# 4 – ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO SUL DA SERRA NORTE

Na área em estudo ocorrem rochas do Grupo Grão-Pará e da Unidade Caninana (Fig. 4.1 e Anexo). Como será abordado no capítulo 11 (Discussão), Unidade Caninana é o termo proposto nessa dissertação para o conjunto de rochas sedimentares detríticas orosirianas, definido com base nas idades de cristais de zircão detríticos e na relação estrutural com a Falha Carajás, e que é interpretada por alguns autores como Formação Gorotire. O Grupo Grão-Pará (Fig. 4.1) é representado por rochas vulcânicas máficas (Formação Parauapebas) intercaladas com formação ferrífera bandada e minério de ferro (Formação Carajás) e sobrepostas por siltitos (Formação Águas Claras).

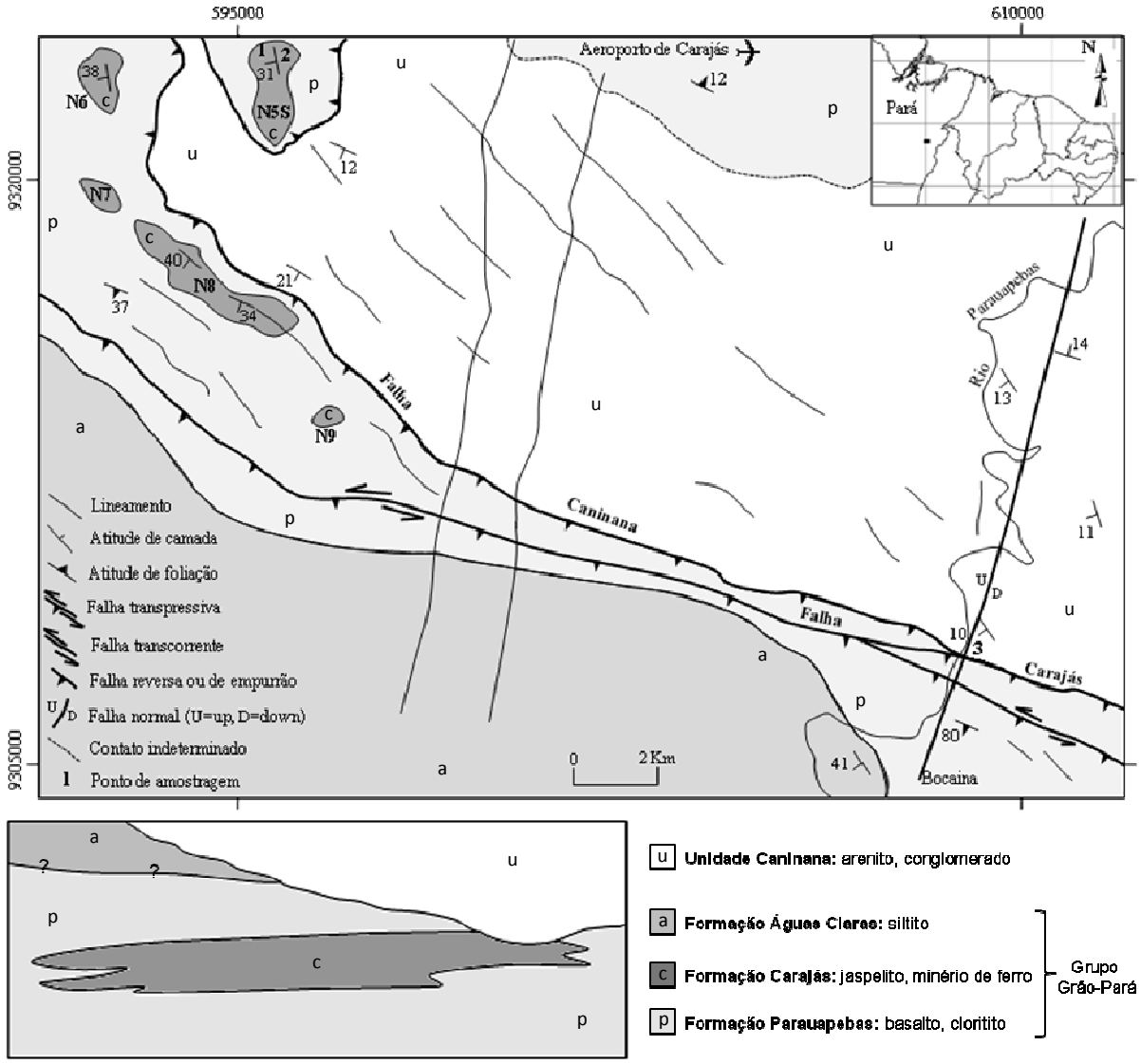



**Figura 4.1.** Mapa geológico e empilhamento estratigráfico simplificados da região sul da Serra Norte. Os pontos de amostragem 1 e 2 para datação de cristais de zircão detríticos da Unidade Caninana estão em subsuperfície.

## 4.1 - Grupo Grão-Pará

O Grupo Grão-Pará ocorre continuamente na porção sudeste a noroeste da área estudada, onde define o flanco norte da Dobra de Carajás (Fig. 4.1). Também ocorre no segmento norte da área, onde está aparentemente sotoposto por efeito tectônico pelas rochas da Unidade Caninana.

### 4.1.1 - Formação Parauapebas

A Formação Parauapebas designada neste trabalho engloba as unidades vulcânicas Inferior e Superior, de Beisiegel *et al.* (1973), que correspondem às formações Parauapebas, de Gibbs *et al.* (1986), e Igarapé Cigarra, de Macambira *et al.* (1990). Optou-se pela não individualização em duas unidades devido à falta de clareza quanto à idade dessas extrusões (e intrusões). Portanto, não há necessidade de separação de duas formações que aparentemente representam sucessivos episódios vulcânicos. Estudos petrográficos em ambas as unidades mostram grandes semelhanças entre elas (Beisiegel *et al.* 1973). Além disso, o intenso grau de intemperismo e a escassez de afloramentos não permitiram tal individualização.

A Formação Parauapebas está disposta principalmente segundo a direção NW-SE, mas adquire direção N-S na porção noroeste da área, orientação esta também visualizada junto ao Depósito N5S. A relação de contato com a Formação Carajás é geralmente brusca, mas pode ser penetrativa e formar peperitos, que serão discutidos detalhadamente no capítulo 10 (Interação entre o vulcanismo Parauapebas e a Formação Carajás: Peperitos). Em testemunhos de sondagem do furo N5S 771, do Depósito N5S, a Formação Parauapebas está sotoposta à Unidade Caninana por discordância erosiva, mas geralmente o contato entre ambas é tectônico (mapa geológico da Fig. 4.1). Não foi possível avaliar a natureza do contato entre a Formação Parauapebas e a Formação Águas Claras devido à cobertura coluvionar.

A Formação Parauapebas é formada por rochas vulcânicas máficas, definidas microscópica e geoquimicamente como basaltos (Fig. 4.2A), clorita basaltos, cloritítos (Fig. 4.2B) e diabásios (Fig. 4.2C). Intercalações de jaspelito e *chert* podem ocorrem na porção superior da sequência. Rochas máficas foliadas ocorrem associadas à zonas de cisalhamento e mostram-se sempre intemperizadas (Fig. 5.4B).

A maioria das rochas da Formação Parauapebas está bastante intemperizada, o que originou um solo vermelho argiloso típico, usado como critério de mapeamento em campo.

Uma análise qualitativa por difratometria de raios-X de rocha vulcânica bastante intemperizada identificou hematita (>60%), caolinita (<20%), goethita (<10%) e quartzo (<3%). Há poucas exposições de rocha sã (Fig. 4.2D), sendo a maioria encontrada como blocos rolados. Quando *in situ*, a rocha comumente está intemperizada em intensidades variáveis.

Os basaltos e diabásios podem ser verde escuros a preto esverdeados (Fig. 4.2A), localmente com tons cinza esverdeados (Fig. 4.2B). Possuem estrutura maciça e são holocristalinos. Macroscopicamente os basaltos são afaníticos, mas é possível observar cristais milimétricos de pirita a olho nu.

As amígdalas estão presentes nos basaltos (Fig. 4.2A), clorita basaltos e cloritítos (Fig. 4.2B). São milimétricas e podem estar preenchidas por clorita, calcita e/ou calcedônia. Formas ovais a ligeiramente achatadas, preenchidas por clorita, prevalecem nas rochas máficas cloritizadas, sendo comuns as formas arredondadas e irregulares. Xenólitos de rocha ígnea intermediária, afanítica, cinza claro esverdeado, de composição andesítica (Tab. 6.1), são encontrados localmente no clorita basalto (Fig. 4.2F). Os xenólitos podem ter até 4 cm de diâmetro e mostram um discreto zoneamento de cor, com a borda mais clara e fina e o centro relativamente mais escuro e grosso, reflexo do "cozimento" do xenólito.

As características macroscópicas dos diabásios são a textura granular (Fig. 4.2C) e a granulação fina a média. É possível observar cristais prismáticos verdes, de até 4 mm de comprimento, provavelmente de piroxênio. Os clorita basaltos são verde escuros e microcristalinos, com as superfícies de fratura possuindo brilho sedoso.

Jaspelitos ocorrem como intercalações lenticulares entre as rochas vulcânicas nas porções superiores da Formação Parauapebas, sempre em posição estratigráfica acima da Formação Carajás. De modo análogo também ocorrem lentes centimétricas de *chert*, encontradas apenas a sudeste do Rio Parauapebas, na região de Bocaina.

A sudoeste do Depósito N8 ocorre afloramentos de rocha detrítica mineralizada em ferro, com clastos de jaspelito, *chert* e rocha máfica intemperizada, provavelmente uma intercalação de rocha vulcanoclástica (Fig. 4.2E).




**Figura 4.2**. Fotografias de litotipos da Formação Parauapebas. **A.** Basalto com amígdalas de calcita (branco) e clorita (verde-escuro) – 607263/9322935. **B**. Cloritito com amígdalas de clorita ligeiramente achatadas. **C**. Diabásio com textura granular, isotrópico. **D**. Afloramento de basalto - 612002/9305010. **E.** Rocha vulcanoclástica mineralizada em ferro, com fragmentos de jaspe (vermelho) e rocha máfica intemperizada (ocre) - 592115/9317200. **F**. Clorita basalto com xenólito de andesito - 589149/9323241.

Venulações irregulares constituídas de quartzo e óxidos de manganês estão presentes nos basaltos, localmente com textura *stockwork*. Estas venulações são mais comuns nas proximidades de zonas de cisalhamento, onde pode formar massas compactas de óxido de manganês. Vênulas de carbonato e quartzo ocorrem nos basaltos do Depósito N8.

**Petrografia**

Embora as rochas da Formação Parauapebas apresentem graus variados de alteração de algum de seus minerais primários, as tramas ígneas podem estar preservadas.

Os basaltos são holocristalinos, afaníticos a microcristalinos, constituídos primariamente por augita, plagioclásio e minerais opacos (Fig. 4.3A). A textura é inequigranular, subordinadamente equigranular. Quando inequigranular, ela pode ser do tipo porfirítica, glomeroporfirítica (augita) ou com esparsas porções ofíticas a subofíticas. A matriz é microcristalina a fina (Figs. 4.3A-B), com tamanho médio entre 0.04 a 0.08 mm formada por plagioclásio, produtos da saussuritização do plagioclásio, como epidoto, quartzo, sericita e clorita, e minerais opacos. Raras amígdalas estão preenchidas por epidoto.

A augita ocorre principalmente como cristais subédricos a euédricos, prismáticos e/ou colunares. O tamanho médio situa-se entre 0.2 a 0.4 mm, com alguns fenocristais com até 2.5 mm de maior comprimento. Alguns cristais têm geminação simples (Fig. 4.3A) e lamelar, bem como subgrãos e extinção ondulante. Não são raros cristais poiquilíticos de piroxênio que englobam ripas de plagioclásio e estão parcialmente uralitizados nas bordas, o que gerou anfibólio e minerais opacos (Fig. 4.3C).

O plagioclásio ocorre como cristais prismáticos e ripiformes (Figs. 4.3A-B), geralmente com geminação simples. Possuem até 1.5 mm de maior comprimento e, em geral, estão variavelmente saussuritizados. Os minerais opacos ocorrem disseminados, com tamanhos entre 0.05 e 0.3 mm, comumente associados às bordas de cristais de piroxênio uralitizados e/ou dispersos na matriz.

Localmente ocorrem estruturas perlíticas irregulares a esferoidais (Fig. 4.3B). Alguns bolsões mostram grãos internos de plagioclásio orientados preferencialmente, definindo uma típica estrutura de fluxo ígneo. Fragmentos milimétricos em cúspide ou afilados (*shards*) de

clorita, provavelmente substituição de vidro vulcânico, estão dispostos paralelamente um ao outro (Fig. 4.3B), localmente margeados por diminutos cristais de titanita.

O xenólito de andesito encontrado no basalto (Fig. 4.2F) é constituído por matriz microcristalina que envolve cristais de plagioclásio e, subordinadamente, e clinopiroxênio. Os cristais de plagioclásio são subédricos e estão parcialmente saussuritizados. O clinopiroxênio pode ter até 1 mm de maior comprimento e normalmente está alterado para clorita e titanita.

Os clorita basaltos são inequigranulares, holocristalinos, podendo possuir textura amigdaloidal e glomeroporfirítica/porfirítica, estas últimas definidas por cristais de olivina substituídos por serpentina (Fig. 4.3D). Raramente ocorrem estruturas semiconcêntricas caracterizadas por porções de granulação mais fina que transicionam para porções relativamente mais grossas, provavelmente efeito de resfriamento diferencial.

A matriz (Fig. 4.3D) é microcristalina e perfaz mais de 90% da totalidade mineral dos clorita basaltos, sendo constituída por clorita (80 a 90%), epidoto, minerais opacos, quartzo, plagioclásio, sericita e carbonato (raro). Titanita ocorre como mineral-traço. O quartzo ocorre como diminutos cristais anédricos localmente recristalizados. Os cristais de plagioclásio são ripiformes, com tamanho médio de 0.1 mm.

Os fenocristais são de serpentina fibrosa (crisotila) pseudomorfa em cristais euédricos a subédricos de olivina (Fig. 4.3D), que possuem dimensões de até 1.3 mm. Associado à serpentina ainda ocorre clorita e epidoto. Raros fenocristais possuem embaiamentos (Fig. 4.3D) e estão corroídos nas bordas. Minerais opacos euédricos a subédricos comumente estão inclusos em pseudomorfos de olivina (Fig. 4.3D). Cristais euédricos de ilmenita podem estar envolvidos por trilhas de titanita.

As amígdalas podem ter até 5 mm de maior comprimento e algumas estão suavemente achatadas. Quando as amígdalas têm estrutura concêntrica, o preenchimento pode ser (a) clorita nas bordas e quartzo granoblástico com extinção ondulante no centro, (b) somente clorita e (c) quartzo fibroso com carbonato no núcleo. Também ocorrem amígdalas com um lado preenchido por quartzo com textura em pente e o outro por clorita.

Vênulas de quartzo com clorita são comuns, algumas das quais terminando por envolver e preencher amígdalas. A serpentina pode estar recristalizada e alterada para clorita.

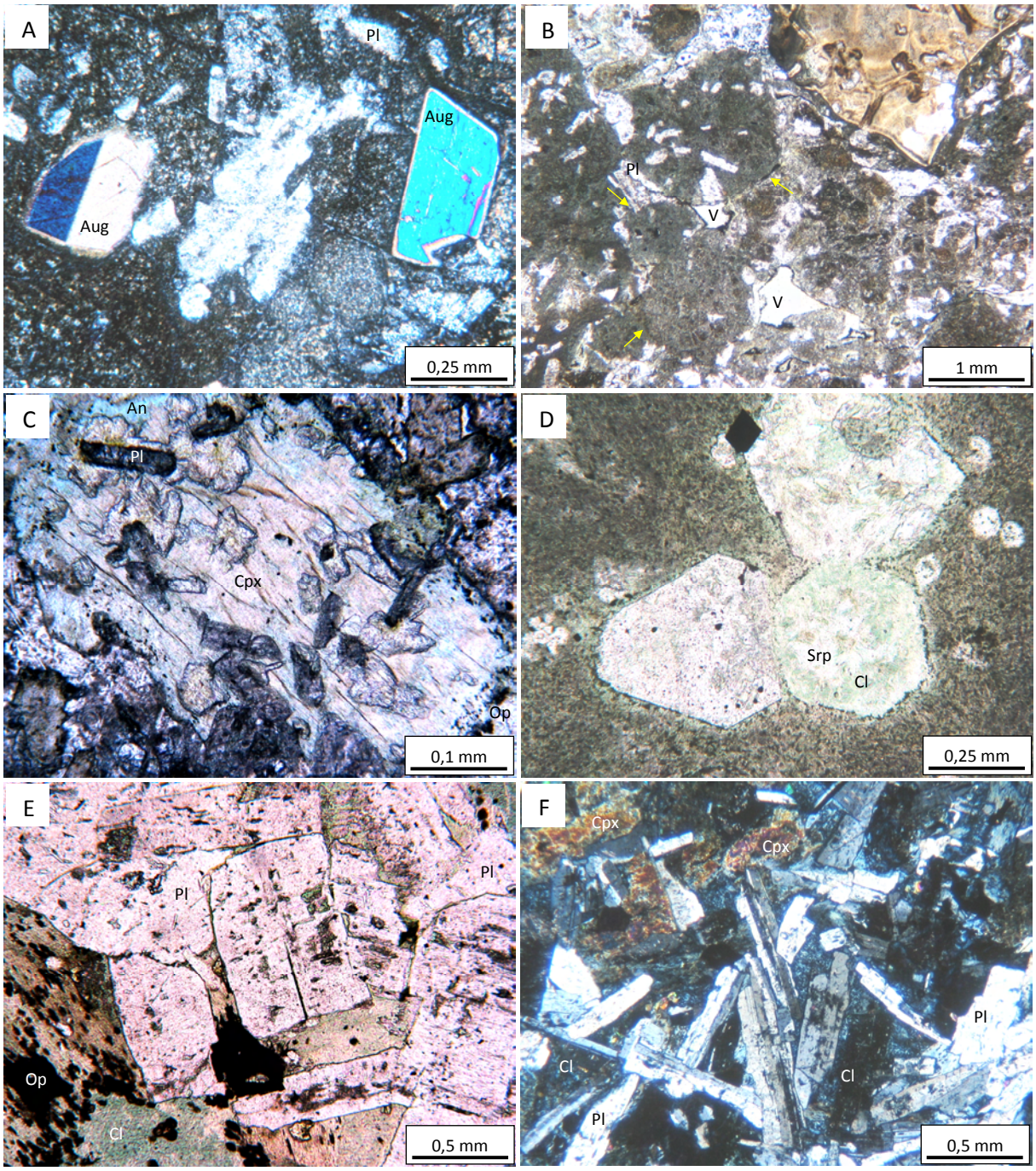



**Figura 4.3**. Fotomicrografias de litotipos da Formação Parauapebas. **A.** Cristais de augita (Aug), com textura em corona e geminação simples, e plagioclásio (Pl) envolvidos por matriz fina. LTNC. **B.** Matriz microcristalina que envolve cristais de plagioclásio (Pl) e fragmentos em cúspide de vidro vulcânico (V) substituídos por clorita. Notar estruturas perlíticas esferoidais (→). LTND. **C.** Cristal poiquilítico de clinopiroxênio (Cpx) que engloba ripas de plagioclásio (Pl), parcialmente substituído por anfibólio (Na) e minerais opacos (Op) nas bordas. LTND. **D.** Pseudomorfos de serpentina (Srp) e clorita (Cl) em olivina, envoltos por matriz microcristalina de clorita e minerais opacos. Notar embaiamento no cristal de olivina (superior). LTND. **E**. Cristais subédricos/euédricos de plagioclásio (Pl) com interstícios ocupados por clorita (Cl). Os minerais opacos (Op) são produto da alteração de piroxênios. LTND. **F**. Ripas de plagioclásio (Pl) envolvidas por clinopiroxênio (Cpx) e clorita (Cl). LTNC.

Os diabásios são holocristalinos, inequigranulares, com cristais microcristalinos a médios (2 a 2.5 mm). Os minerais primários são o plagioclásio, clinopiroxênio (relictos) e minerais opacos (Fig. 4.3E). Titanita é acessório e apatita é traço. Embora os clinopiroxênios estejam bastante alterados para epidoto e clorita, nota-se que os mesmos definem uma textura ofítica, localmente subofítica.

O plagioclásio é ripiforme, euédrico a subédrico e (Fig. 4.3F) possui geminação simples e múltipla, raramente cruzada. Os tamanhos são de até 3 mm no maior comprimento, com a moda entre 0.5 e 0.8 mm. Comumente estão parcialmente saussuritizados em epidoto, sericita, titanita e, localmente, clorita. Estes minerais secundários estão dispostos preferencialmente ao longo dos traços de clivagem. A maior parte do clinopiroxênio foi transformada em clorita e minerais opacos, que também estão dispostos segundo os planos de clivagem. Os minerais opacos são anédricos e frequentemente estão associados à clorita. A apatita é euédrica e geralmente está inclusa no plagioclásio.

### 4.1.2 - Formação Carajás

A Formação Carajás é constituída de formações ferríferas bandadas (principalmente jaspelitos) e corpos de minério de ferro de alto teor (> 64% de Fe). Na superfície essas rochas estão geralmente intemperizadas, formando crostas ferruginosas (canga). A formação ferrífera bandada e o minério de ferro de alto teor predominam em subsuperfície.

Na região estudada a Formação Carajás ocorre como corpos descontínuos denominados de N6, N7, N8, N9 e N5S, com espessura variando entre 200 a 350 m, aproximadamente (Beisiegel *et al*. 1973).

A Formação Carajás ocorre geralmente intercalada na Formação Parauapebas, tanto ao longo do flanco norte do Sinforme Carajás quanto no Depósito N5S. A orientação predominante das camadas é NW-SE, com inflexão para N na porção noroeste da área (Fig. 4.1). O contato da Formação Carajás com a Unidade Caninana é erosivo ou tectônico, tal como observado em testemunhos de sondagem do Depósito N5S (Fig. 5.8).

**Formações Ferríferas Bandadas**

As principais formações ferríferas bandadas são jaspelitos. Secundariamente ocorre formação ferrífera com bandas alternadas de óxidos de ferro e *chert*.

Os jaspelitos (Fig. 4.4A) são formados pela alternância de bandas cinza escuro a pretas constituídas por óxidos de ferro e bandas vermelhas formadas por jaspe (*chert* vermelho devido às impurezas de hematita criptocristalina). Os óxidos de ferro são microcristalinos a muito finos. Predomina a hematita, sendo que a magnetita é menos comum. As bandas têm espessuras entre 2 a 18 mm, normalmente com 5 mm. Geralmente as bandas de jaspe são mais espessas que as de óxidos de ferro (Fig. 4.4A). As microbandas ou laminações têm espessuras menores que 2 mm, sendo mais abundantes as de óxidos de ferro. O bandamento é quase sempre regular e contínuo, mas algumas mesobandas podem afinar e constituírem laminações, ou vice-versa. Comuns são as ramificações e afunilamentos de bandas de óxidos de ferro por entre as bandas de jaspe. As bandas podem ser ligeiramente onduladas ou retas. *Pods* de jaspe (Fig. 4.4B) envolvidos por bandas de óxidos de ferro são bastante típicos. Caso raro são os *pods* de bandas de óxidos de ferro envolvidos pelas bandas de jaspe (Fig. 4.4C).

O outro tipo de formação ferrífera bandada alterna bandas brancas formadas por *chert* e bandas cinzas constituídas por óxidos de ferro (Fig. 4.4D). As características morfológicas e granulométricas das bandas são semelhantes à dos jaspelitos. Cristais milimétricos de óxidos de ferro ocorrem isolados nas bandas de *chert* ou formam lâminas descontínuas. Veios de goethita milimétricos a centimétricos ocorrem localmente em arranjos cruzados.

Falhas normais com rejeitos milimétricos a centimétricos podem ter as superfícies de movimento preenchidas por óxidos de ferro (Fig. 4.4D). Próximo aos limites das falhas, as bandas podem estar adelgaçadas e localmente brechadas. São frequentes dobras convolutas de amplitude milimétrica a centimétrica (Fig. 4.4E), irregulares, que não se propagam continuamente nas bandas superiores ou inferiores e podem estar rompidas por falhas localizadas (descolamento entre bandas). Jaspelitos brechados geralmente são cortados por vênulas de quartzo e hematita.

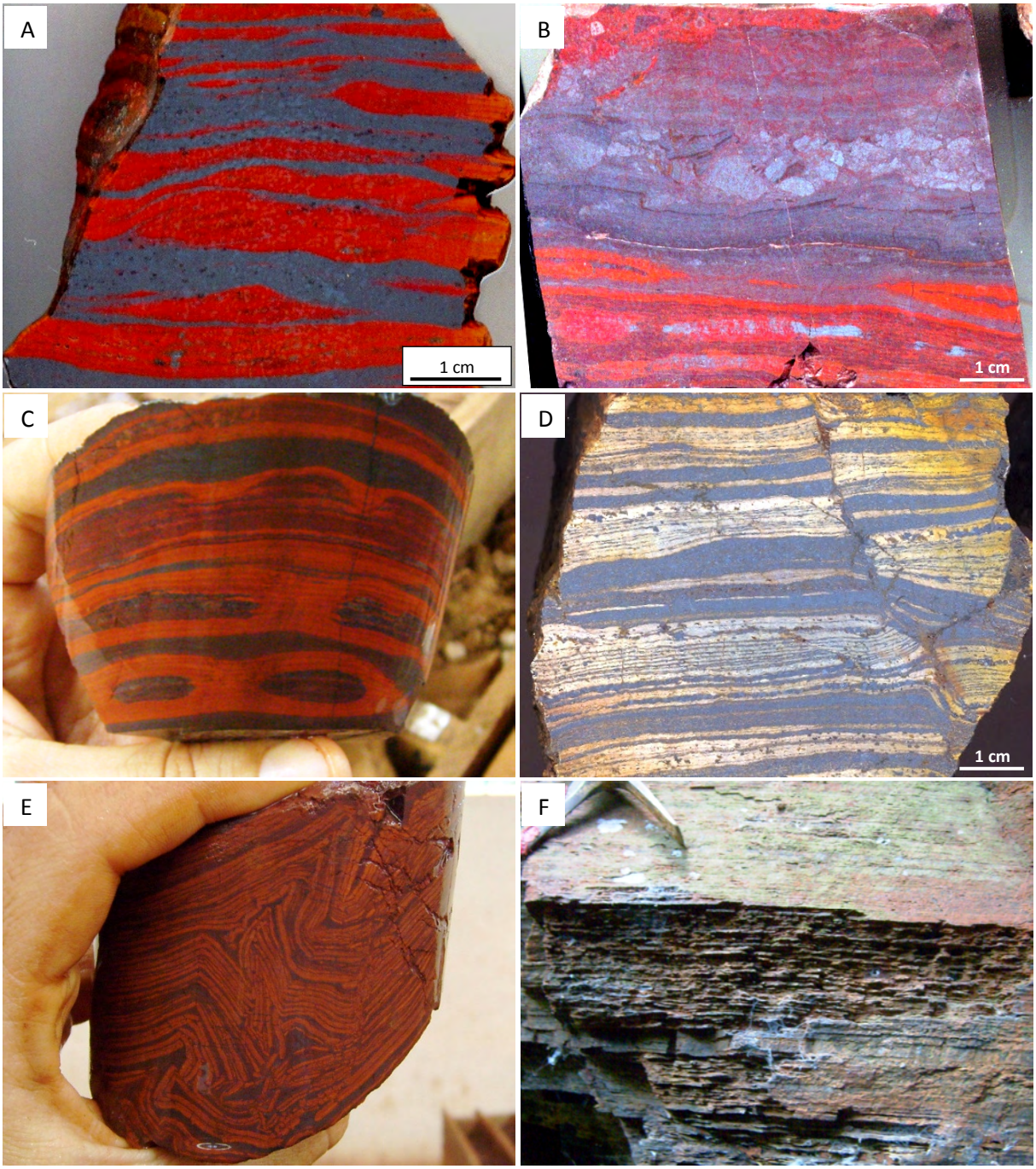



**Figura 4.4.** Fotografias de litotipos da Formação Carajás. **A.** Jaspelito com microbandamento mais perceptível nas bandas de jaspe. Notar suaves ondulações e afinamento de algumas bandas. **B.** Jaspelito (base) com banda de óxido de ferro parcialmente desagregada (centro) e discordância erosiva (topo) com a Unidade Caninana. Na parte centro inferior ocorrem *pods* de jaspe. **C.** Jaspelito com *pods* de bandas de óxido de ferro. **D.** Formação ferrífera bandada formada por alternância de bandas de *chert* e de óxido de ferro. Notar falha normal com rejeito centimétrico. **E.** Dobras convolutas em jaspelito. **F.** Minério hematítico friável e laminado – 593043/9318291.

**Minério de ferro**

O minério de ferro de alto teor é classificado, de acordo com sua compacidade, em friável ou compacto. Há termos transicionais entre estes extremos, mas para fins de simplificação e adequação o tipo semi-friável é incluído na categoria de friável e o semi-compacto na de compacto.

Pelo fato de estar coberto por canga, o minério de ferro friável ocorre principalmente em subsuperfície, sendo que sua presença em superfície (Fig. 4.4F) é sempre em escarpas nas bordas das clareiras. Em testemunhos de sondagem o minério friável é representado por um material cinza escuro a preto, pulverulento ou de fácil desagregação manual, constituído por óxidos de ferro, goethita e, subordinadamente, quartzo. Também ocorrem como fragmentos milimétricos a centimétricos, laminados ou sem estrutura. Os fragmentos laminados apresentam alternância de bandas brilhantes e relativamente mais coesas, geralmente constituídas de hematita, e bandas foscas mais porosas e friáveis, constituídas de martita e alguma magnetita. Os fragmentos sem estrutura são altamente porosos e facilmente desagregáveis, com cristais de quartzo esparsos. No minério friável predomina a hematita, ocorrendo proporções variáveis de goethita e magnetita. A granulação varia de criptocristalina a muito fina (0.1-0.01 mm), eventualmente fina (0.5-0.1 mm).

O minério de ferro compacto (Fig. 4.5A) é encontrado como fragmentos rolados na superfície das clareiras e, raramente, em afloramentos. Os tipos semi-compactos podem ser facilmente confundidos com a canga estruturada, mas são distinguidos pela maior compacidade, menor porosidade e, principalmente, pela menor presença de hidróxidos de ferro. Além da hematita, que é o constituinte principal, também ocorre goethita e, menos frequentemente, magnetita. A estrutura é laminada (Fig. 4.5A) e pode ser suavemente ondulada. Quando a laminação é muito incipiente, a rocha tende a possuir estrutura maciça, pouco comum. A macroporosidade é baixa, porém algumas lâminas ou bandas podem ter porosidade significativa (Fig. 4.5A). As lâminas são de espessura milimétrica, constituídas por algumas mais compactas e outras mais friáveis. A granulação é criptocristalina a microcristalina, mas localmente cristais finos a médios de hematita lamelar formam lâminas com estrutura em pente e venulações irregulares. As lâminas mais compactas são cinza azuladas e têm brilho metálico, e as menos compactas são a cinza escuras com matizes castanho avermelhadas.

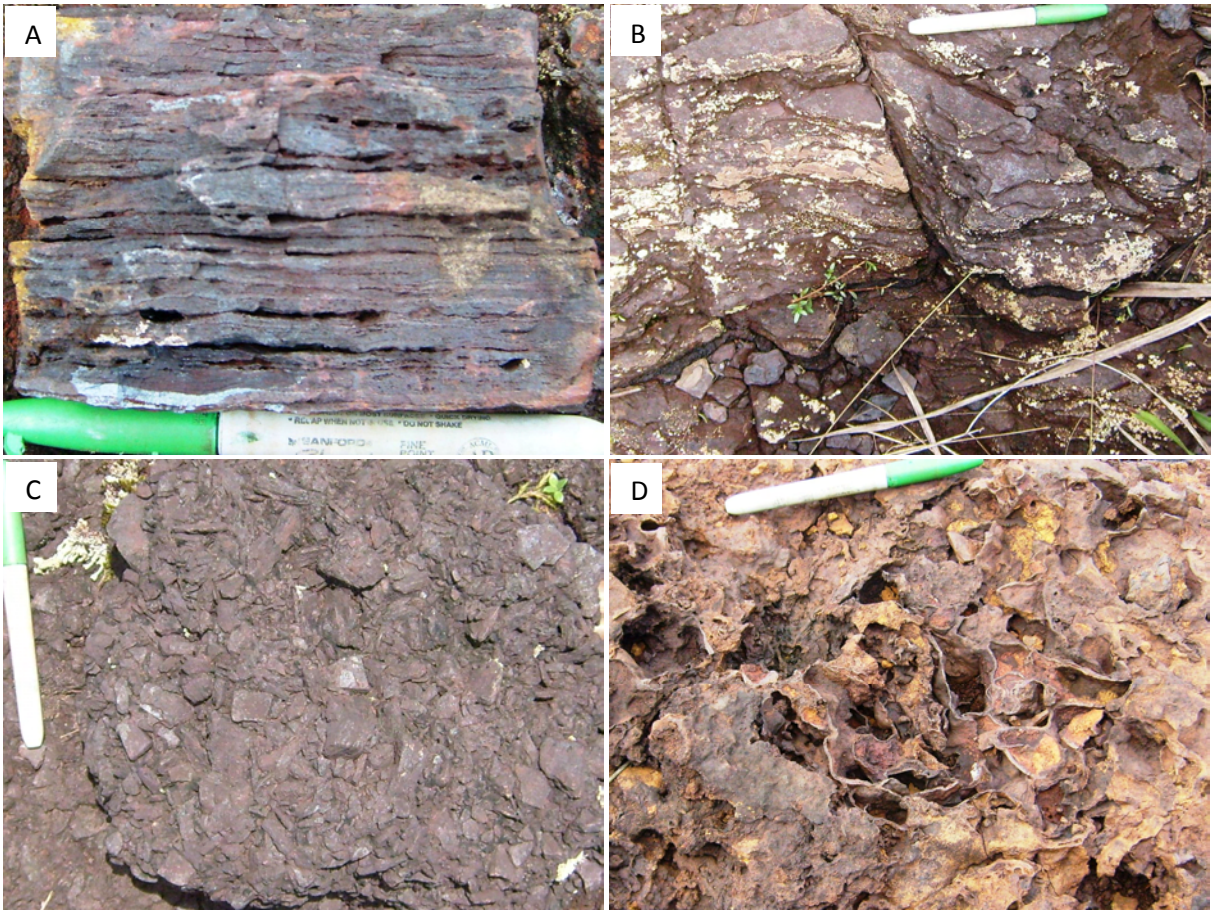



**Figura 4.5**. Fotografias de formações ferríferas da Formação Carajás. **A.** Minério hematítico compacto. Notar variação de porosidade entre as lâminas – 593640/9317953. **B.** Canga estruturada (ou hematita laminada laterítica), fraturada – 591312/9322566. **C**. Canga detrítica. Os fragmentos são de minério hematítico compacto – 591692/9322354. **D**. Canga química com aspecto ruiniforme – 591045/9323024.

## Canga

A canga tem espessura variável, mas não ultrapassa 30 m, como verificado pelos testemunhos de sondagem. Ocorrem dois tipos de canga: canga de minério, subdividida em canga estruturada e canga detrítica, e canga química. A diferença entre canga de minério e química é o teor elevado de ferro e menor quantidade de goethita/limonita do primeiro tipo, claramente distinguidas pelo aspecto visual de ambas.

A canga estruturada (ou hematita laminada laterítica), como o próprio nome diz, tem como característica principal a estrutura laminada (Fig. 4.5B), preservada do intemperismo *in situ* das formações ferríferas bandadas. As lâminas são cinza claras a cinza escuras, formadas por hematita e magnetita (menos comum), que geralmente estão alteradas em goethita,

adquirindo daí matizes vermelhas e marrons, predominantes em porções mais rasas. As estruturas tectônicas tais como dobras, falhas e fraturas também estão preservadas (Fig. 4.5B).

A canga detrítica é formada por fragmentos de minério de ferro (Fig. 4.5C), cimentados por hidróxidos de ferro, assemelhando-se a uma brecha. Os fragmentos podem ser placóides, laminados, angulosos a subangulosos, com tamanhos milimétricos a centimétricos e dispostos aleatoriamente. A canga detrítica provavelmente representa depósito de tálus.

A canga química (ou goethítica/limonítica) é laranja-amarelada, porosa, formada por uma massa de goethita e/ou limonita com aspecto ruiniforme (Fig. 4.5D), frequentemente com estruturas coloformes e pisolíticas. A canga química é encontrada em bordas de clareiras, na transição entre as formações Carajás e Parauapebas, ou próximo a intrusões máficas em meio aos corpos ferríferos. Isso atesta sua origem da alteração de rochas máficas aliada a fatores geomorfológicos, já que ocorre em porções planas das clareiras, onde a acumulação de água da chuva é favorecida.

**Petrografia**

É dada ênfase às características petrográficas dos jaspelitos. As feições petrográficas do minério de ferro são abordadas no capítulo 7 (Características do Minério de Ferro do Depósito N8).

A principal estrutura microscópica é o microbandamento, formado pela alternância de níveis de óxidos de ferro e de jaspe e/ou *chert* (Figs. 4.6A-B). O bandamento é contínuo a descontínuo, ligeiramente ondulado a retilíneo, este último mais comum em mesobandas. Algumas microbandas localmente estão perturbadas por falhas sinsedimentares, daí adquirindo aspecto irregular a anastomosado.

Bandas de jaspe e/ou *chert* têm tendência de serem mais espessas que as de óxidos de ferro (espessuras de até 1 cm) e podem estar rompidas, com as extremidades afinadas. Comumente ocorre microbandas de óxidos de ferro (0.3 a 12 mm) nas bandas de jaspe. Dispersos em bandas de jaspe ou de óxidos de ferro ocorrem agregados esferoidais de quartzo e/ou *chert* (Figs. 4.6C-D), que podem medir até 0.1 mm de maior comprimento. Os agregados esferoidais podem conter no núcleo cristais euédricos de martita parcialmente goethitizados com relictos de kenomagnetita (fase deficiente em $Fe^{2+}$ entre magnetita e maghemita, de cor

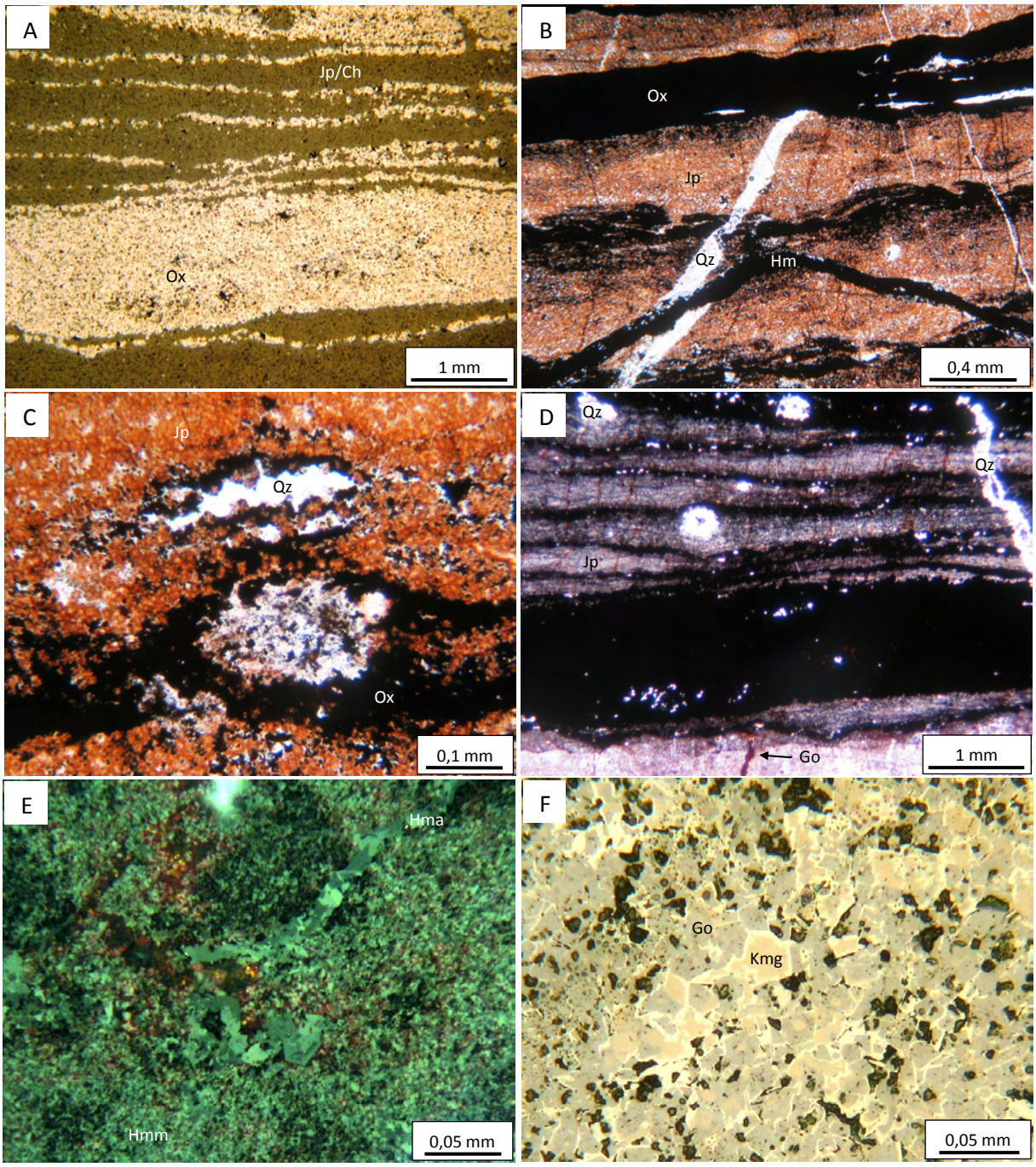



**Figura 4.6.** Fotomicrografias de jaspelitos da Formação Carajás. **A.** Microbandas alternadas de óxidos de ferro (Ox) e de jaspe/*chert* (Jp/Ch). LRND. **B.** Microbandas ligeiramente onduladas de jaspe (Jp) e óxidos de ferro (Ox), truncadas por vênulas de quartzo (Qz) e hematita (Hm). LTND. **C.** Microbanda de óxido de ferro (preto) em banda de jaspe (Jp) envolvendo porção esferoidal de quartzo (*chert* recristalizado). LTND. **D.** Bolsões esferoidais de quartzo (Qz) em bandas de óxidos de ferro (Ox) e de jaspe (Jp). Também ocorrem vênulas de quartzo e goethita (Go) que truncam o bandamento. (LTND). **E.** Hematita microcristalina (Hmm) cortada por vênulas de hematita anédrica (Hma). LRNC. **F.** Banda de óxido de ferro maciça formada por agregados de martita (branco) com núcleos de goethita (Go) e relictos de kenomagnetita (Kmg). LRND.

castanho róseo), bem como estar envoltos por um manto de cristais de óxidos de ferro com granulação relativamente maior que a das adjacências.

As microbandas de óxido de ferro podem medir até 8 mm de espessura e raramente possuem microbandas descontínuas de jaspe e/ou *chert* ou somente relictos destas, orientadas segundo a laminação. A martita é o principal óxido de ferro, seguido pela hematita microcristalina. A martita ocorre em aglomerados maciços e lenticulares e como cristais individuais, comumente com relictos de kenomagnetita (Fig. 4.6F) e, raramente, magnetita no núcleo dos cristais. A martita é anédrica a subédrica, subordinadamente euédrica, com tamanho entre 0.005 e 0.2 mm, raramente com 1 mm. A martitização ocorreu preferencialmente ao longo dos planos cristalográficos {111}. Cristais anédricos/subédricos de martita, sobrecrescidos em bandas de jaspe, aparentam estarem corroídos, com aspecto de queijo suíço (Fig. 4.7A).

A hematita microcristalina possui em média 0.005 mm e pode estar truncada por vênulas de hematita anédrica microgranoblástica, cujos cristais têm entre 0.02 a 0.6 mm. (Fig. 4.6E). Goethita substituiu parcialmente a martita/magnetita (Fig. 4.6F), ocorrendo comumente como pseudomorfa da magnetita.

Agregados de goethita euédrica com textura em pente estão crescidos perpendicularmente ao microbandamento (Fig. 4.7B), localmente com crescimento em leque. Microvênulas de quartzo e/ou goethita são comuns, normalmente perpendiculares a oblíquas ao bandamento (Fig. 4.6D), localmente paralelos ao mesmo. O quartzo pode ter extinção ondulante. Cristais ou agregados de hematita acicular ocorrem em meio à goethita, com crescimento em direções variadas (Fig. 4.7C).

Dois tipos de esferulitos podem ocorrer em meio à hematita microcristalina nas bandas de jaspe e calcedônia (Fig. 4.7D). Ambos esferulitos ocorrem isolados e, quando coalescem, formam aglomerados, alguns dos quais são filamentosos (Fig. 4.7E). O primeiro tipo é caracterizado por esférulas de 0.02 a 0.07 mm de diâmetro, constituídas por um núcleo escuro de agregados de hematita criptocristalina (Fig. 4.7F) que é circundado por *chert* ou quartzo microcristalino. O segundo tipo apresenta distribuição uniforme de hematita microcristalina, mas a parte externa tende a ser mais rica e pode ser concentricamente laminada (Fig. 4.7E). São marrons a pretos (nas bordas) e possuem diâmetros de 0.03 a 0.15 mm, localmente com uma fina auréola externa de *chert*.

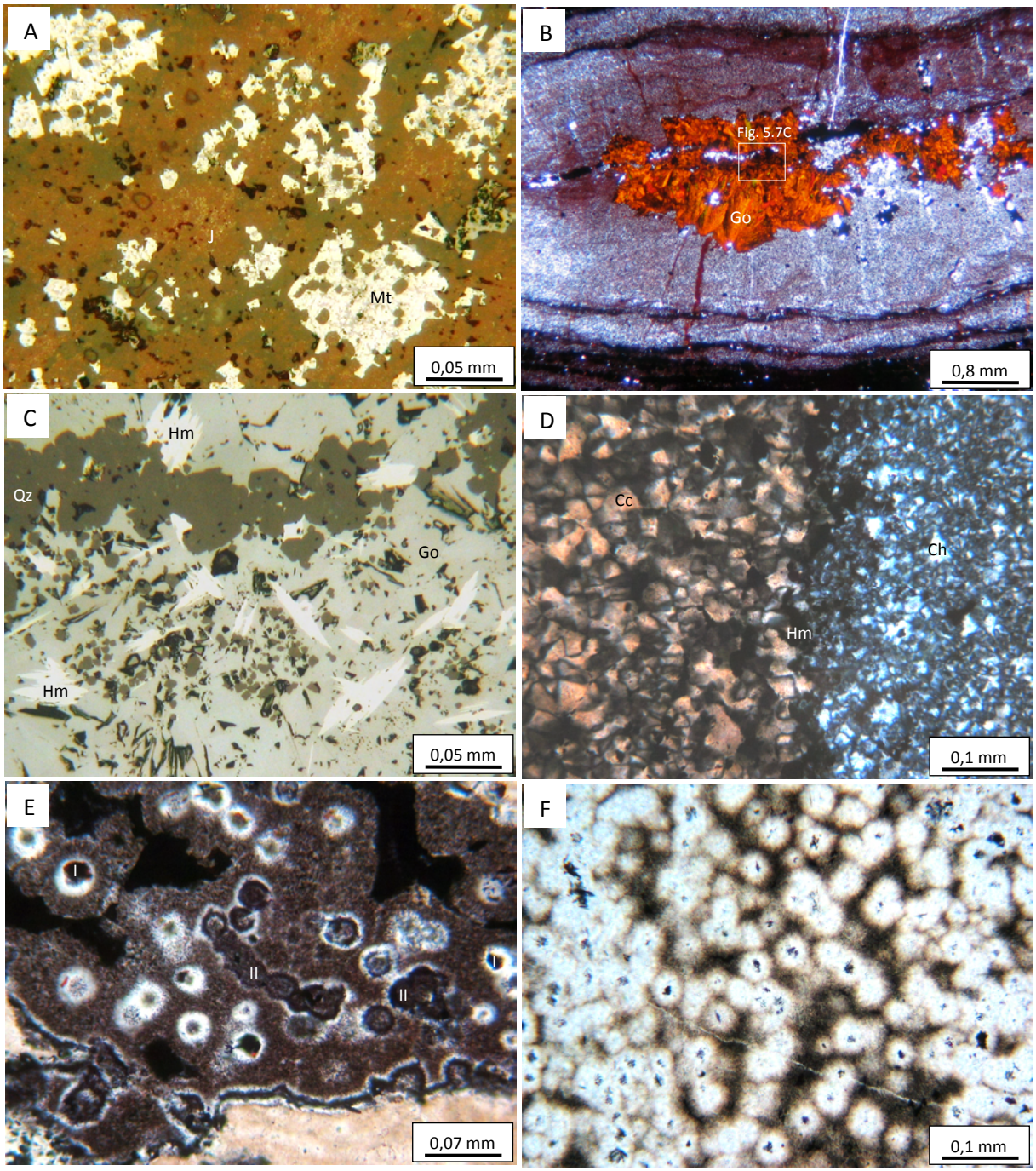



**Figura 4.7.** Fotomicrografias de jaspelitos da Formação Carajás. **A.** Cristais anédricos de martita (Mt) com aspecto de queijo suíço sobrecrescidos em banda de jaspe (J). LRND. **B.** Cristais de goethita (Go) com estrutura em pente dispostos segundo o bandamento. LTND. **C.** Cristais euédricos de hematita (Hm) associados com goethita (Go) e quartzo (Qz). LRND. **D.** Contato entre banda de *chert* (Ch) e banda de calcedônia (Cc). Cristais de hematita (Hm) ocorrem preferencialmente no contato entre as bandas. LTNC. **E.** Esferulitos do primeiro (I) e segundo tipo (II), isolados e/ou formando agregados filamentosos. LTND. **F.** Esferulitos do tipo (I), isolados e em agregados. LTND.

Hematita e finas partículas de ouro podem estar associadas a vênulas de quartzo. Algumas vênulas de quartzo aparentam ser originadas dos bolsões esferoidais de quartzo. Localmente ocorrem vênulas de hematita anédrica que cortam as vênulas de quartzo, ora oblíquas e ora paralelas ao microbandamento.

Falhas normais com rejeitos de até 0.8 cm estão preenchidas por quartzo e martita com relictos de kenomagnetita, com goethita na borda da martita. Estes minerais também podem ter penetrado o bandamento da formação ferrífera nas imediações das falhas.

### 4.1.3 - Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras é constituída por siltitos e sua distribuição areal ocupa a parte ao sul da Falha Carajás (Fig. 4.1). Na parte centro-sul da área a Formação Águas Claras está orientada segundo a direção WNW-ESE, mas inflete para NW nas porções oeste e sudeste. O contato com a Formação Parauapebas, que está sotoposta, está oculto pela cobertura coluvionar. A espessura mínima observada é de aproximadamente 70 m.

Os siltitos podem ser branco acinzentados, branco esverdeados e vermelhos, neste último caso quando vênulas milimétricas de óxidos de ferro que truncam a unidade estão oxidadas pelo intemperismo. Apresentam estratificação e laminação plano-paralela (Figs. 4.8A-B) bastante regulares, que são definidas por variação de cor (o que reflete diferença composicional) e granulométrica (lâminas de granulometria areia muito fina ou argila).

A análise por difratometria de raios-X no siltito cinza identificou como minerais principais o quartzo (>60%), caolinita (<20%) e muscovita (<10%). Como acessórios (<3%) ocorrem albita, goethita e microclina. No siltito vermelho os minerais principais são o quartzo (>60%), a caolinita, a muscovita, a microclina e a hematita (<10%). Albita, goethita e magnetita são acessórios (<3%).

A rocha é cortada por veios irregulares e milimétricos de goethita e quartzo, discordantes e/ou concordantes com o acamamento, localmente com padrão *stockwork.* Veios de quartzo milimétricos podem ter estrutura em pente. Localmente ocorrem dobras abertas centimétricas a métricas nos siltitos (Fig. 4.8A).

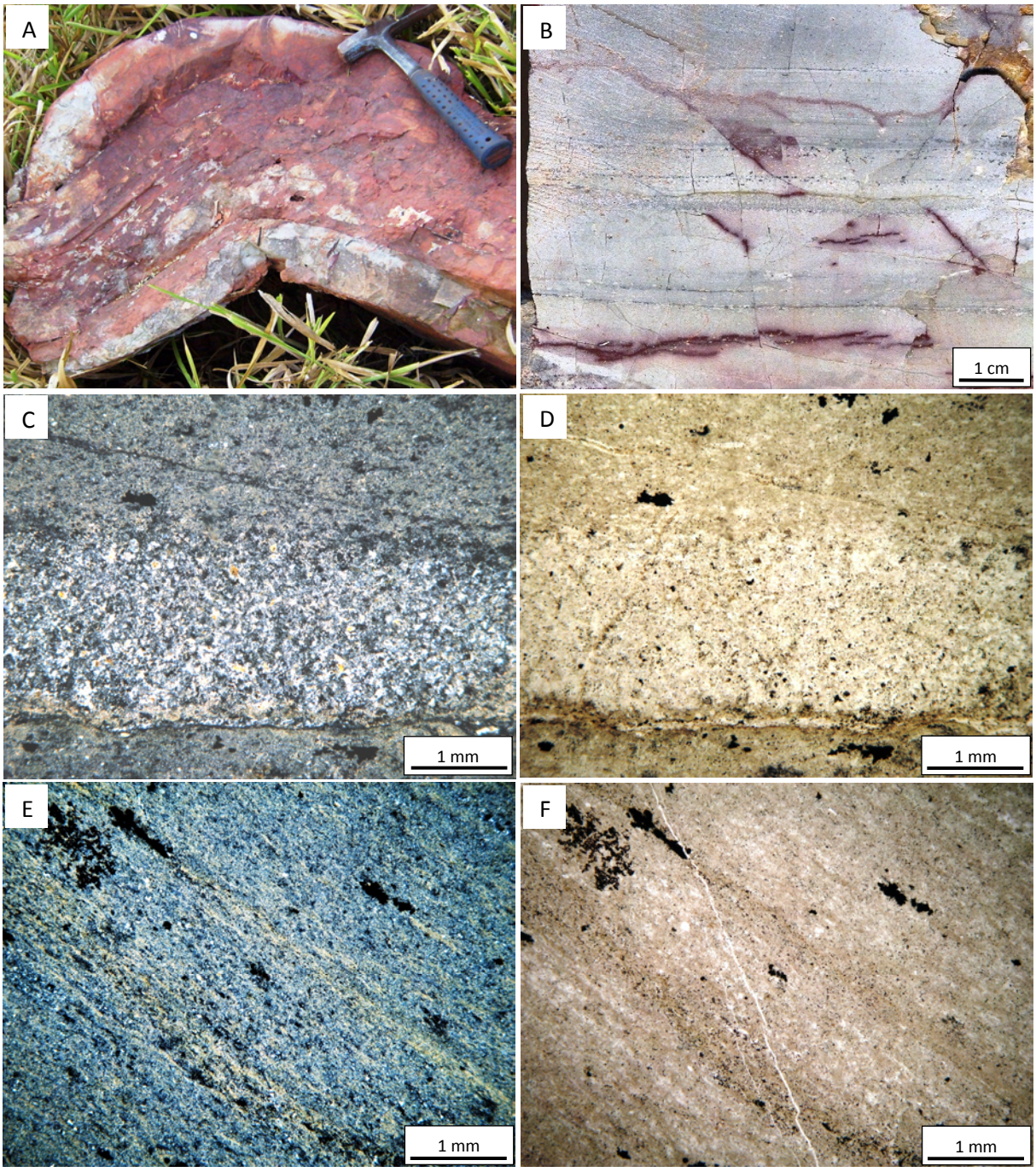



**Figura 4.8**. Fotografias e fotomicrografias de siltito da Formação Águas Claras. **A.** Siltito com estratificação plano–paralela dobrada – 610900/9304992. **B.** Estratificação e laminação plano-paralelas. Cores vermelhas são devido à oxidação de vênulas ferruginosas - 610900/9304992. **C.** Laminação definida por variação granulométrica de areia muito fina a silte. Notar granodecrescência ascendente. LTNC. **D.** Idem Fig. 4.8C em LTND. **E.** Laminação plano-paralela definida por faixas com maior proporção de minerais micáceos (amarelo) e outras com maior quantidade de quartzo. LTNC. **F.** Idem Fig. 4.8E em LTND. Notar massas irregulares de minerais opacos dispostos paralelamente e vênulas de quartzo oblíquas à laminação, respectivamente.

**Petrografia**

Predomina a fração granulométrica silte (± 93%), seguida por areia muita fina (± 5%) e areia fina (± 2%). A maioria dos grãos é constituída de quartzo, caolinita e muscovita, todos perfazendo mais de 96% da totalidade mineral da rocha. É comum ocorrer faixas mais ricas em muscovita e caolinita e outras ricas em quartzo, que desse modo definem o acamamento (Figs. 4.8E-F). Minerais opacos representam cerca de 2-3% do total, geralmente como agregados e cristais isolados com até 1.5 mm de maior comprimento, geralmente elongados segundo o acamamento. Zircão e clorita ocorrem como minerais-traço. Vênulas de quartzo são comuns (Fig. 4.8F).

A principal estrutura sedimentar em microescala é laminação plano-paralela (Figs. 4.8C-F), onde pode haver ciclos com granodecrescência ascendente (areia fina a silte). Porções de tonalidades avermelhadas contêm mais minerais opacos, provavelmente adquiridas pelo intemperismo de óxidos de ferro.

## 4.2 - Unidade Caninana

Uma variedade de rochas clásticas imaturas a moderadamente maturas é a principal característica da Unidade Caninana. É constituída por uma associação de litotipos psamo-rudíticos formada por arenitos (Fig. 4.9A), arcósios, arenitos conglomeráticos (Fig. 4.9B), arenitos sublíticos, conglomerados (Fig. 4.9C) e, subordinadamente, brechas sedimentares e siltitos, que podem estar interdigitados entre si. Outra feição notável é a presença de fragmentos de jaspelito, quartzito e rochas máficas intemperizadas no arcabouço dessas rochas (Fig. 4.9D).

A Unidade Caninana, que estratigraficamente é a unidade mais jovem da área estudada, ocorre principalmente nas porções centro-norte e centro-leste da área estudada. Prolonga-se continuamente ao longo da direção NW-SE e adquire orientação N-S no segmento noroeste da área. Em geral, a Unidade Caninana está sobreposta tectonicamente (falha reversa ou de empurrrão) pelas formações Parauapebas (Fig. 4.1) e Carajás (Fig. 5.8). Entretanto, como observado em testemunhos de sondagem do Depósito N5S, a Unidade Caninana sobrepõe em discordância erosiva (Fig. 4.5D) as formações Carajás (furos N5S 748, 749, 755, 759, 764, 765, 767, 777, 780 e 793) e Parauapebas (furo N5S 771).

Esse conjunto rochoso pode ter até 130 m de espessura visível, tal como verificado na porção a nordeste do Depósito N8. Diversos lineamentos retilíneos a suavemente curvos de direção NW-SE (Figs. 1.2-3, 4.1), paralelos e por vezes descontínuos, estão presentes na Unidade Caninana, possivelmente traços de falhas.

Os tipos litológicos mais comuns são arenitos arcoseanos, predominantes na porção sudeste do Depósito N5S e próximo ao Rio Parauapebas, e conglomerados, que prevalecem no segmento a nordeste do Depósito N8 e na parte leste da área. A grande variação na proporção de matriz e de fragmentos do arcabouço faz com que haja complexas transições entre diversos litotipos, mas de um modo geral esses elementos constituintes são os mesmos.

**Aspectos macroscópicos**

Os psamitos têm cores variadas, predominando o rosa, branco-rosado e roxo-claro (Fig. 4.9A-B). A matriz é majoritariamente formada por sericita, seguida por quartzo em menor proporção. O arcabouço é constituído, em proporções variadas, por quartzo, feldspato (parcial a totalmente intemperizado) e fragmentos líticos, além de muscovita, que é menos comum. O quartzo é médio a grosso, raramente fino, subanguloso a subarredondado, localmente arredondado. A esfericidade é variável, predominando grãos relativamente esféricos. A maioria dos cristais é de quartzo vítreo, sendo os leitosos subordinados. Cristais milimétricos a centimétricos de quartzo de veio são menos comuns. Os grãos de feldspato são brancos, menores que 2 mm e com formas irregulares, localmente angulosas. A muscovita ocorre como palhetas de até 1 cm.

Os conglomerados são branco acinzentados (Fig. 4.9C) a branco avermelhados, sustentados pela matriz de areia grossa a média, mas não é raro serem clasto-suportados. Os fragmentos líticos são de jaspelito, quartzito, rocha máfica intemperizada e, raramente, quartzito verde, anfibolito e granitóide (Figs. 4.9C-D). Os clastos variam de grânulos a matacões, com predomínio de seixos. O maior fragmento encontrado é um matacão de jaspelito dobrado com 70 cm de comprimento. Os fragmentos são angulosos a subarredondados, exceto os de quartzito, que podem ser arredondados.

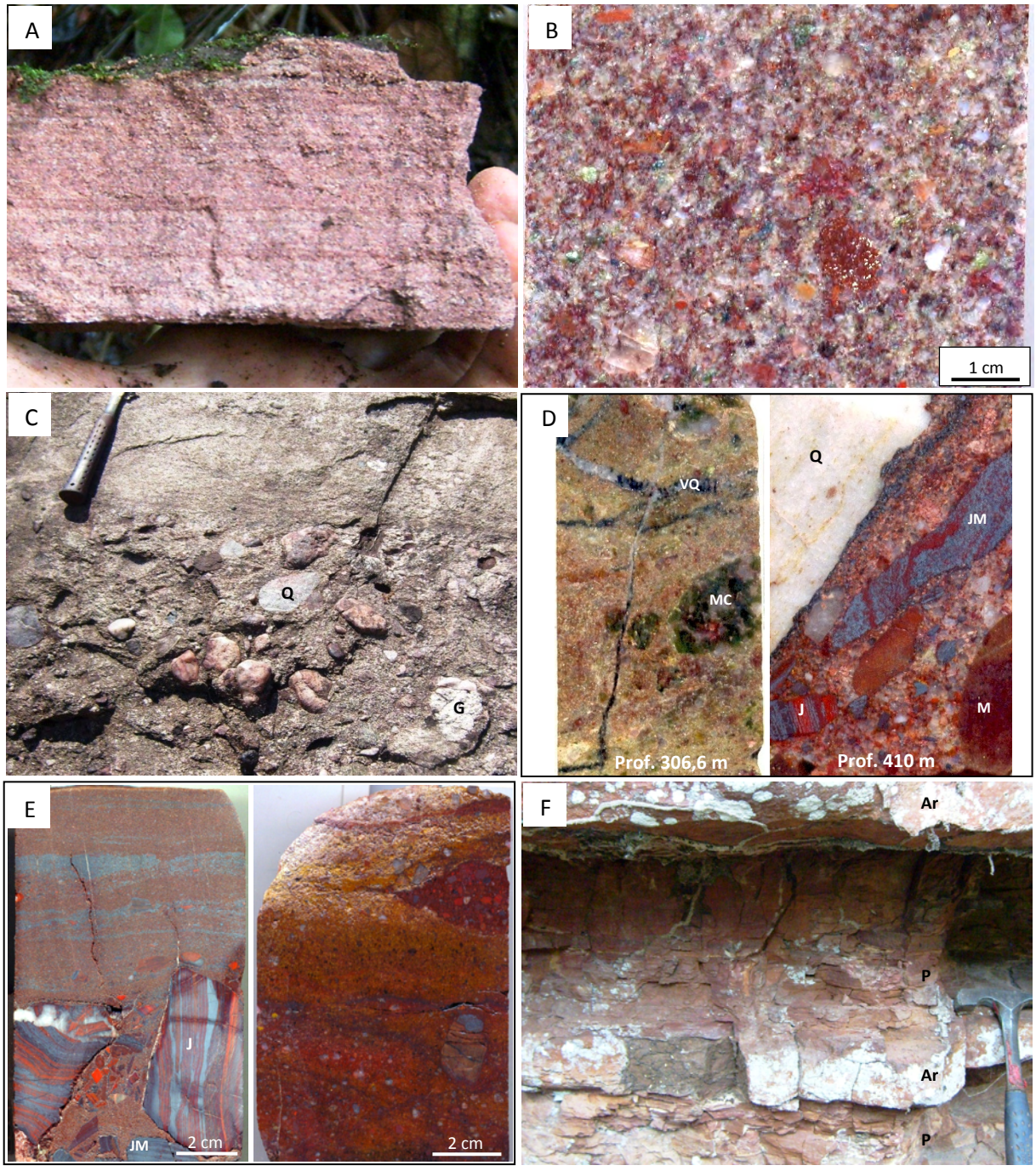



**Figura 4.9**. Fotografias de litotipos da Unidade Caninana. **A**. Arenito médio a grosso, rosa, com laminação plano-paralela – 597162/9320651. **B.** Arenito conglomerático maciço. **C**. Conglomerado com clastos de quartzito (Q) e rocha granitóide (G), que gradaciona para arenito sublítico, no topo - 617112/9311651. **D.** Esquerda: Conglomerado com clastos de rocha máfica cloritizada (MC), cortado por vênulas de quartzo (VQ) com clorita. Direita: Conglomerado com clastos de jaspelito (J), máfica intemperizada (M), jaspelito mineralizado em ferro (JM) e quartzito (Q). **E.** Esquerda: Na base ocorre brecha sedimentar maciça com clastos de jaspelito (J) e jaspelito mineralizado em ferro (JM), que gradaciona em direção ao topo para arenito muito fino com lâminas cinzas ricas em óxidos de ferro. Direita: Transição de conglomerado com matriz goethítica vermelha, na base, para arenito conglomerático com matriz sericítica, no topo. **F.** Intercalação de pelitos (P) laminados em arenitos imaturos (Ar) – 597183/9320669.

As brechas sedimentares, mais comuns em testemunhos de sondagem do Depósito N5S, são vermelhas (Fig. 4.9E), marrons e marrom avermelhadas. Os fragmentos líticos são de jaspelito, quartzito, vulcânica máfica alterada e minério de ferro. Predominam grânulos e seixos, com raros matacões. A matriz é muito fina, constituída de grãos de quartzo, goethita, hematita e argilominerais. Localmente ocorrem gradações para o topo de porções ricas em óxidos/hidróxidos de ferro para partes ricas em argilominerais (Fig. 4.9E).

Pelitos ocorrem como finas lentes de até 50 cm de espessura intercaladas em arenitos arcoseanos (Fig. 4.9F). São marrom avermelhados e constituídos, como revelou a análise de difratometria de raios-X, por quartzo, hematita, ilita, muscovita e caolinita.

São comuns veios de quartzo de até 3 cm de espessura, e que podem possuir textura em pente. Localmente ocorrem vênulas de quartzo com clorita, descritos detalhadamente no capítulo 10 (A relação entre a Unidade Caninana e a mineralização em ferro).

**Estruturas Sedimentares**

Feições pré-deposicionais são representadas por paleocanais (Figs. 4.10A-B) e estruturas de escavação e preenchimento (*scour and fill*). Os paleocanais, quando vistos em perfil perpendicular ao paleofluxo e em planta, são centimétricos a métricos. Os clastos estão dispostos com o maior comprimento perpendicular ao fluxo da paleocorrente (Fig. 4.10B).

As feições sin-deposicionais são a estrutura maciça, o acamamento gradacional, estratificação e laminação plano-paralelas, estratificação cruzada e imbricamento de clastos. Brechas sedimentares (Fig. 4.9E) e, menos comumente, conglomerados (Fig. 4.9B) não têm o acamamento nítido, predominando a estrutura maciça. O acamamento gradacional se dá principalmente por meio de gradação normal (Fig. 4.10C), menos comumente por gradação inversa. Laminação plano-paralela (Figs. 4.9A,E) ocorre nos litotipos psamíticos e pelíticos. Estratos plano-paralelos podem atingir até 1 m de espessura, e ocorrem principalmente nos psamitos e conglomerados (Fig. 4.9F). É também nos psamitos que ocorrem estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, podendo ocorrer superposição de *sets* (Fig. 4.10D) cujo ângulo entre eles é baixo (entre 10 e 15º). Os clastos podem localmente estar imbricados (Fig. 4.10E), com ângulo de imbricamento variando entre 5 e 20°.

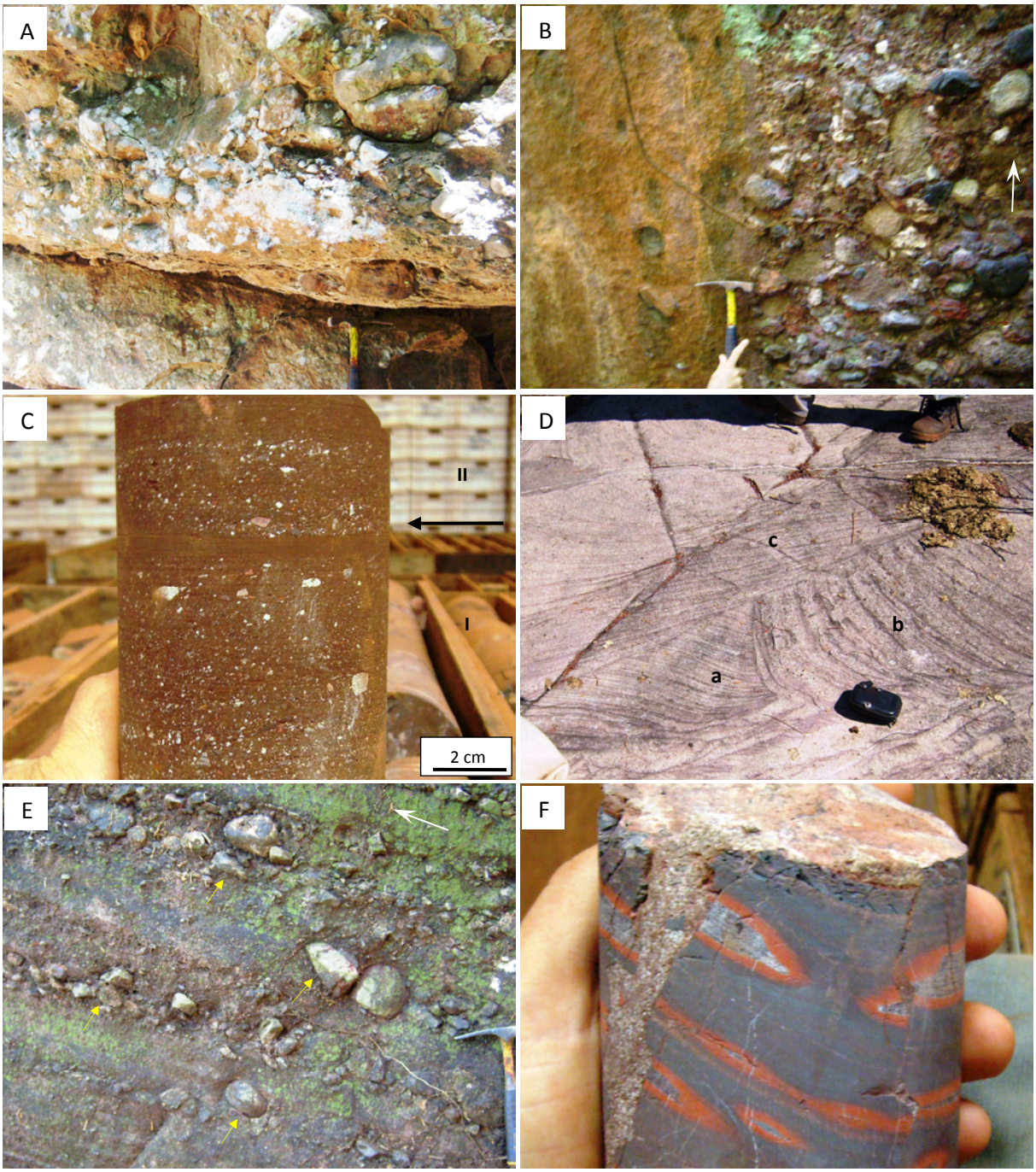



**Figura 4.10**. Fotografias de estruturas sedimentares da Unidade Caninana. **A.** Estrutura de escavação e preenchimento (*scour and fill*) de conglomerado, no topo, em arenito conglomerático, na base – 596136/9317294. **B.** Vista em planta de borda de paleocanal. A seta indica a paleocorrente (para NE). O eixo maior dos clastos é perpendicular à paleocorrente – 596120/9317298. **C.** Dois ciclos de estratificação gradacional (I e II) normal (granodecrescência ascendente). **D**. Arenito conglomerático com vários *sets* de estratificação cruzada superpostos (a, b e c) – 619956/9309123. **E.** Clastos imbricados e acamamento definido por variação granulométrica. A seta branca indica a paleocorrente (para NE) – 596293/9317931. **F.** Diques de preenchimento de arenito em jaspelito.

A única estrutura pós-deposicional são os diques de preenchimento de arenito, que penetraram discordantemente o bandamento dos jaspelitos (Fig. 4.10F).

**Petrografia**

**Arenitos**. O arcabouço (Figs. 4.11A-B) é constituído por grãos de quartzo (90-98%), fragmentos líticos (1-8%), minerais opacos (1-5%) e plagioclásio (1-5%). Como acessórios, e em ordem decrescente de abundância, ocorrem muscovita, clorita, zircão (Fig. 4.11C), titanita, rutilo, biotita e anfibólio. A matriz (Fig. 4.11A) é formada por sericita (85-95%), quartzo (5-15%), hidróxidos de ferro (1-10%) e minerais opacos (1-3%).

Os grãos de quartzo predominantes são monocristalinos, mas são comuns os policristalinos (Figs. 4.11A,F), que podem perfazer até um terço do total. Certos grãos de quartzo policristalinos apresentam orientação preferencial interna. Quanto aos fragmentos líticos, há uma predominância, em ordem decrescente de abundância, de jaspelito (Fig. 4.11C), quartzito, *chert*, rocha vulcânica máfica e quartzo xisto. Os fragmentos de rocha vulcânica máfica foram reconhecidos com base na textura, i.e., por meio de diminutos cristais em formas de ripas (provavelmente plagioclásio) transformados em argilominerais (Fig. 4.11F). O plagioclásio sempre mostra evidências de saussuritização, ocorrendo sempre junto a cristais de muscovita, clorita e argilominerais.

Com relação ao arredondamento, ocorre uma proporção quase igual entre grãos subangulosos e subarredondados (Fig. 4.11B), sendo subordinados os de formas arredondadas e angulosas. A esfericidade é variável, mas há um leve predomínio de formas de alta esfericidade (Figs. 4.11A-B,D). A porosidade das rochas psamíticas é muito baixa.

A maioria dos grãos está em contato direto um com outro, que geralmente é do tipo côncavo-convexo ou tangencial (Figs. 4.11A-C), mas localmente é interpenetrante e suturado.

Extinção ondulante pode estar presente no contato côncavo-convexo entre grãos de quartzo. Hidróxido de ferro no limite entre grãos com contatos interpenetrantes é evidência de dissolução por pressão. Localmente ocorrem grãos de quartzo quebrados devido ao efeito da compactação (Fig. 4.11D). Escamas (*flakes*) de muscovita podem estar encurvadas entre grãos de quartzo devido à ação do peso rochoso sobrejacente.

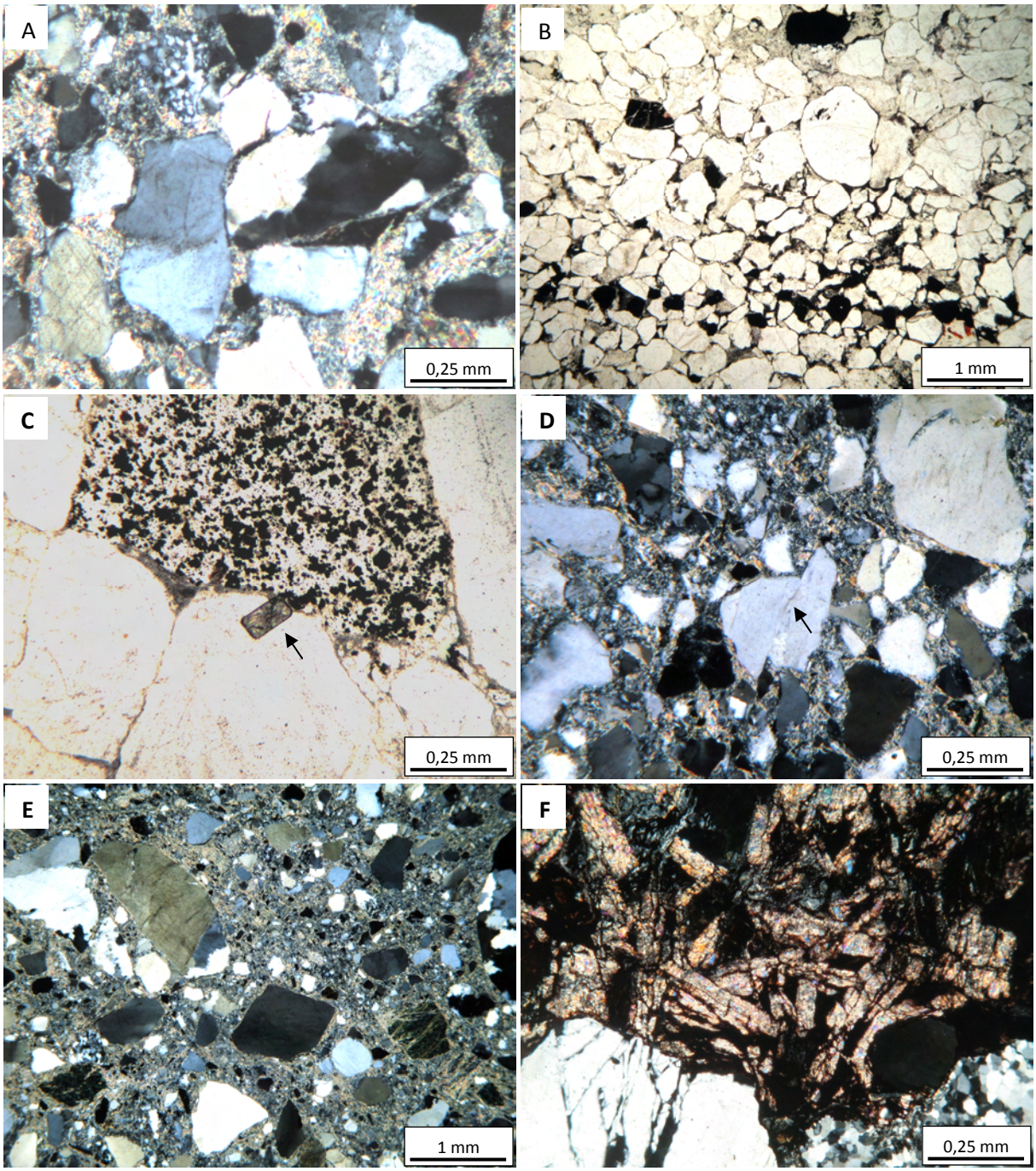



**Figura 4.11**. Fotomicrografias de rochas da Unidade Caninana. **A**. Arenito imaturo com grãos de quartzo mono e policristalinos (alguns com extinção ondulante), envolvidos por matriz sericítica. LTNC. **B**. Arenito com clastos subarredondados a subangulosos de quartzo e minerais opacos. Estes formam uma lâmina que define o acamamento. LTND. **C**. Arenito com grãos de quartzo e de jaspelito (seção paralela ao bandamento), com contatos côncavo-convexos. Cristal de zircão ocorre incluso em quartzo (seta preta). LTND. **D** Subarcósio com grão de quartzo falhado (seta preta) por compactação. Notar a baixa esfericidade da maioria dos grãos. LTNC. **E**. Conglomerado com arcabouço de grãos de quartzo mono e policristalinos, alguns com extinção ondulante. Os grãos são subangulosos a subarredondados, localmente arredondados. LTNC. **F**. Clasto de rocha vulcânica intemperizada (superior, com cristais prismáticos transformados em argilominerais) e clastos de quartzo mono e policristalino. LTNC.

O acamamento é definido por variação granulométrica, composicional, tal como leitos horizontais milimétricos formados por minerais opacos (Fig. 4.11B), e por orientação preferencial de grãos de quartzo e muscovita, que têm seus eixos maiores dispostos em paralelo. Em certas porções os grãos de quartzo e de minerais opacos estão imbricados. As rochas psamíticas são frequentemente cortadas por vênulas de quartzo e de hidróxido de ferro.

**Conglomerados.** São mal selecionados, polimíticos, e comumente transicionam para brechas sedimentares e grauvacas líticas. O arcabouço é formado por clastos de quartzo (60-85%), fragmentos líticos (10-30%), minerais opacos (5-15%) e feldspato (1-5%). Muscovita é menos comum. Minerais-traço são zircão, titanita, anfibólio e piroxênio.

A matriz (fragmentos menores que 2 mm) é constituída por sericita (80-95%), quartzo (5-20%), goethita (1-10%) e minerais opacos (1-8%). Em geral, os conglomerados são clasto-suportados, mas são comuns porções sustentadas pela matriz.

Os grãos de quartzo são mono ou policristalinos, podendo ter extinção ondulante. Tipos policristalinos com orientação preferencial planar dos cristais são menos comuns. Os fragmentos líticos são compostos, em ordem decrescente de abundância, por jaspelito, quartzito, rocha vulcânica máfica (que pode estar cloritizada ou ter cristais ripiformes transformados em argilominerais), *chert*, granitóide, quartzo xisto e silexito. O plagioclásio é o feldspato mais comum (Fig. 4.12A), possui geminação múltipla e está parcial a totalmente saussuritizado (muscovita, clorita), que se desenvolve ao longo de planos de clivagem ou é aleatória. Grãos de microclina são mais raros (Fig. 4.12B). Em alguns locais os grãos de piroxênio estão parcialmente alterados para biotita e clorita. A muscovita ocorre como grãos anédricos a subédricos (Fig. 4.12C).

Quanto à morfologia dos clastos, predominam formas subarredondadas a subangulosas (Fig. 4.12B), às vezes predominando formas angulosas. Clastos arredondados são menos frequentes. Em relação à esfericidade, há uma tendência de ocorrer clastos com baixa esfericidade. Entretanto, não são raras as porções onde a esfericidade é alta.

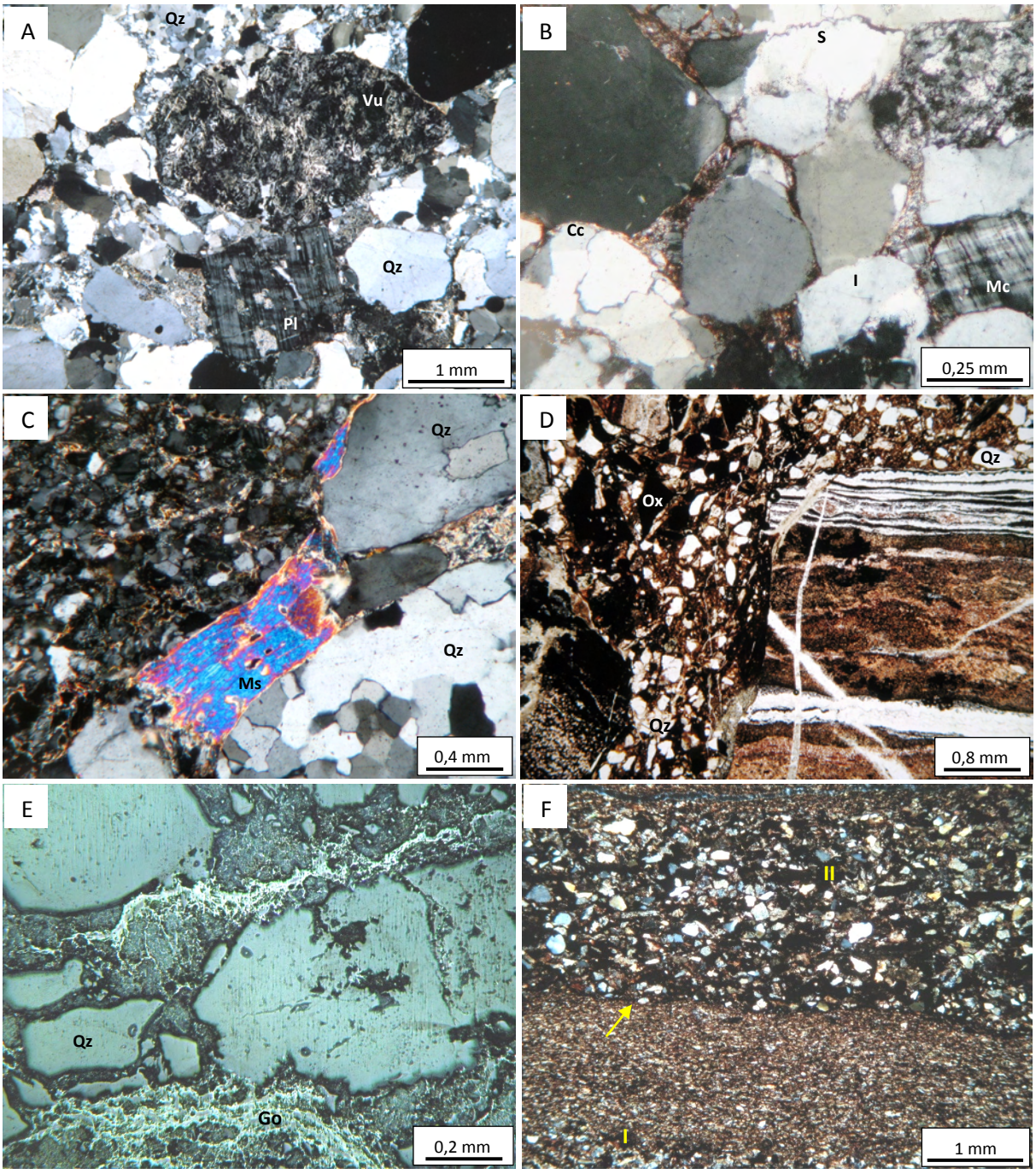



**Figura 4.12**. Fotomicrografias de litotipos da Unidade Caninana. **A.** Conglomerado com clastos de rocha vulcânica intemperizada (Vu), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz) mono e policristalino. LTNC. **B**. Conglomerado com grãos de quartzo com contatos interpenetrante (I), côncavo-convexo (Cc) e suturado (S). A microclina (Mc) está em contato côncavo-convexo com o quartzo. LTNC. **C**. Grão de muscovita (Ms) encurvada por efeito de compactação mecânica. LTNC. Notar grãos de quartzo policristalinos e monocristalinos (Qz). **D**. Brecha sedimentar com fragmentos caóticos de jaspelito (J) e óxidos de ferro (Ox). A matriz é formada por quartzo (Qz) e óxidos de ferro, cimentada por goethita. LTND. **E**. Brecha sedimentar com clastos de quartzo (Qz) angulosos a subarredondados em meio à matriz goethítica (Go). LRND. **F**. Dois ciclos de granodecrescência ascendente (I e II). Notar a erosão do ciclo superior sobre o ciclo inferior (seta amarela). LTNC.

**Brechas sedimentares**. O arcabouço é constituído por clastos de jaspelito, quartzo (mono e policristalino), minério de ferro, *chert* (Fig. 4.12D) e óxido de ferro. Os fragmentos são subangulosos, subordinadamente subarredondados. O cimento é goethita, e a matriz é formada por goethita, sericita e quartzo, com óxidos de ferro e argilominerais subordinados. Em menor proporção ocorrem fragmentos de rocha xistosa com muscovita. A goethita pode ocorrer como vênulas irregulares entre os clastos (Fig. 4.12E), e localmente parece ter substituído a sericita (Fig. 4.13).

As microestruturas sedimentares das rochas rudíticas são representadas por imbricamento de clastos, acamamento gradacional normal e acamamento maciço. Ciclos centimétricos com granodecrescência ascendente e erosão do ciclo superior sobre o inferior podem ocorrer logo acima de brechas sedimentares, formando arenitos finos que gradam para arenitos muito finos a siltitos (Fig. 4.12F). Escamas de muscovita podem estar encurvadas em meio a clastos adjacentes (Fig. 4.12C). Os contatos entre os clastos são côncavo-convexos, retilíneos, tangenciais e interpenetrantes. Localmente ocorre extinção ondulante ao longo do contato pontual entre clastos de quartzo. Clastos fraturados podem estar preenchidos por argilominerais da matriz.

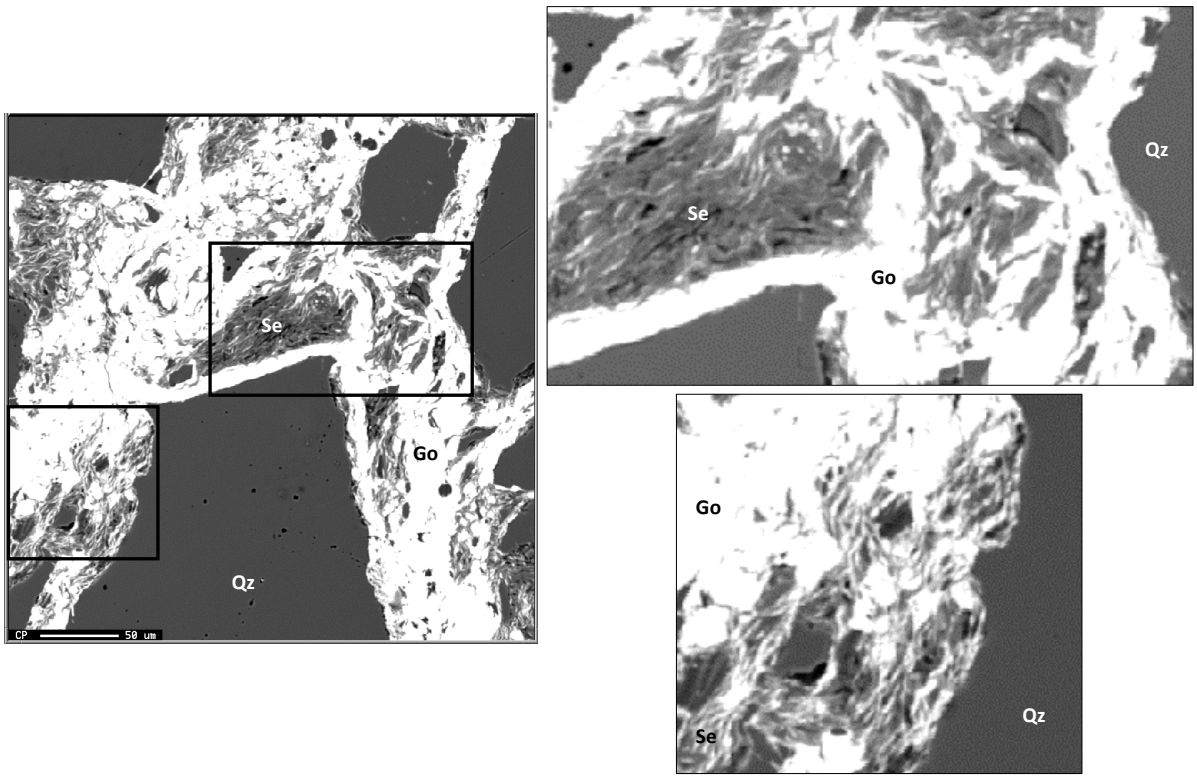



**Figura 4.13.** Imagens por elétrons retroespalhados de goethita (Go) substituindo sericita (Se) na matriz da brecha sedimentar. Os grãos de quartzo (Qz) são subangulosos. Escala gráfica: 50µm.

# 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL DA REGIÃO SUL DA SERRA NORTE

As estruturas tectônicas da região são agrupadas em quatro famílias, as três primeiras relacionadas a fases compressivas e a última a uma fase extensional: as estruturas da Fase D1 estão associadas com a Dobra de Carajás. As da Fase D2 são representadas pela Zona de Cisalhamento Carajás e estruturas associadas. As fases D1 e D2 provavelmente representam estágios progressivos de um mesmo evento tectônico que afetou o Grupo Grão-Pará. Falhas inversas paleoproterozóicas caracterizam a Fase D3, algumas das quais sendo reativações de falhas D2, pois as mesmas afetaram a Unidade Caninana. A Fase D4 é representada por falhas normais e lineamentos de direção NNE.

## 5.1 - Estruturas da Fase D1

### Dobras D1

As dobras D1 são as únicas estruturas geradas nesta fase, relacionadas à nucleação da Dobra de Carajás, que é representada na área em estudo pelo flanco norte da sinforme. Este flanco prolonga-se da extremidade SE até a extremidade NW da área, sendo definido pelas dobras D1, parasíticas do mesmo, e pelo mergulho do acamamento das rochas da Formação Carajás, em ângulos moderados para SW (Fig. 5.1A).

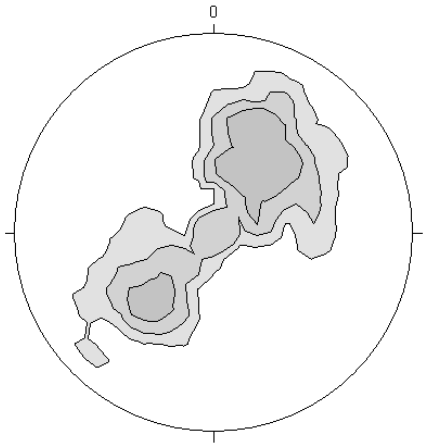



**Figura 5.1.** Estereograma de pólos de acamamento das dobras D1 do flanco norte do Sinforme Carajás. N= 80 e contornos em 1, 3 e 6%. Máximos em 047/38 e 213/36.

A maioria das atitudes estruturais relacionadas a esta fase foram medidas nos litotipos das formações Carajás e Águas Claras, possivelmente devido ao comportamento reológico favorável ao dobramento e/ou pela preservação destas estruturas diante do intemperismo.

As dobras da Fase D1 são suaves a abertas, circulares e paralelas, cujos flancos são representados pelos máximos 047/38 e 213/36 (Fig. 5.1) São métricas a centimétricas (Figs. 5.3A-D) e as de eixo NW-SE comumente possuem fraca vergência para NE (Fig. 5.3D). As charneiras são suaves e arredondadas e não há foliação plano-axial associada (Fig.11.1). Os eixos são retilíneos a ligeiramente ondulados e a superfície axial é planar, raramente curviplanar. Dobras do tipo *chevron* são decimétricas e menos comuns (Fig. 5.3E), assim como dobras em caixa ou conjugadas (Fig. 5.3F).

Os eixos de dobras geralmente estão orientados na direção NW-SE e WNW-ESE, com caimentos subhorizontais a até 20º para ambas direções (Fig. 5.2). Predominam caimentos entre 5 e 15º para NW e WNW. Caimentos para SW provavelmente estão relacionados à rotação das dobras D1 pelas dobras da Fase D2.

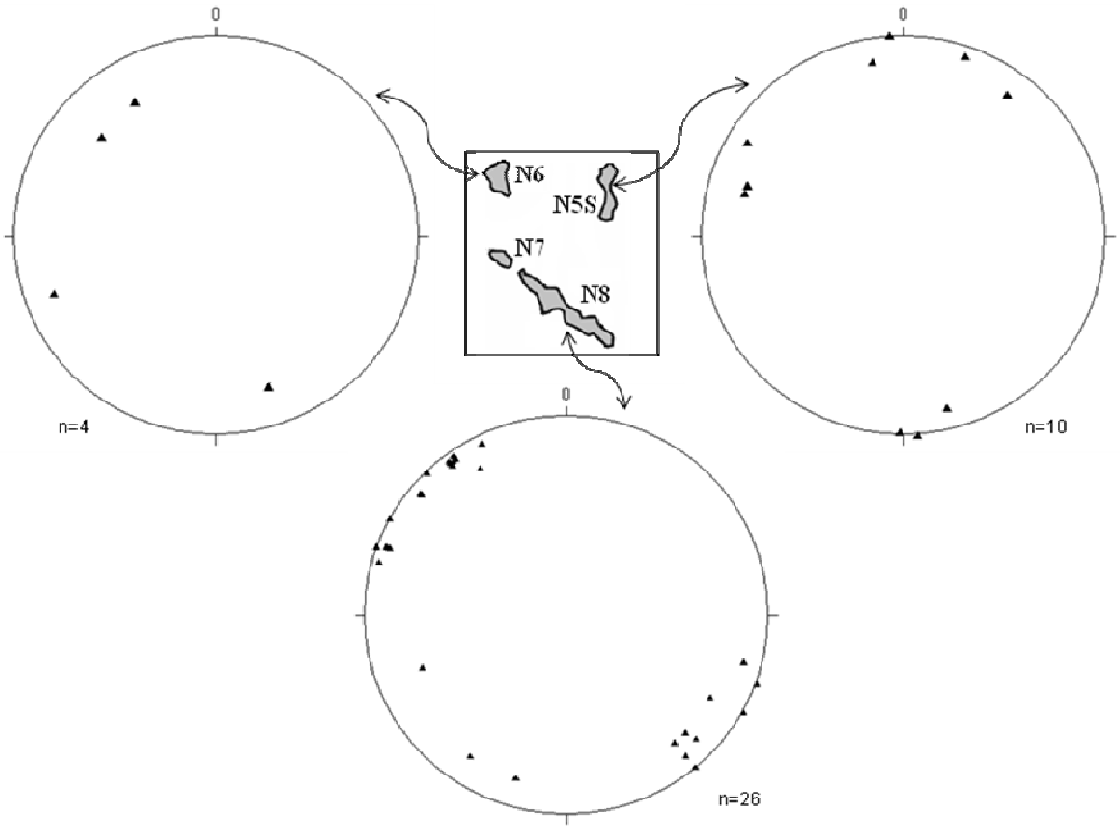



**Figura 5.2**. Estereogramas de atitudes de eixo de dobras D1 dos depósitos N8, N5S e N6.

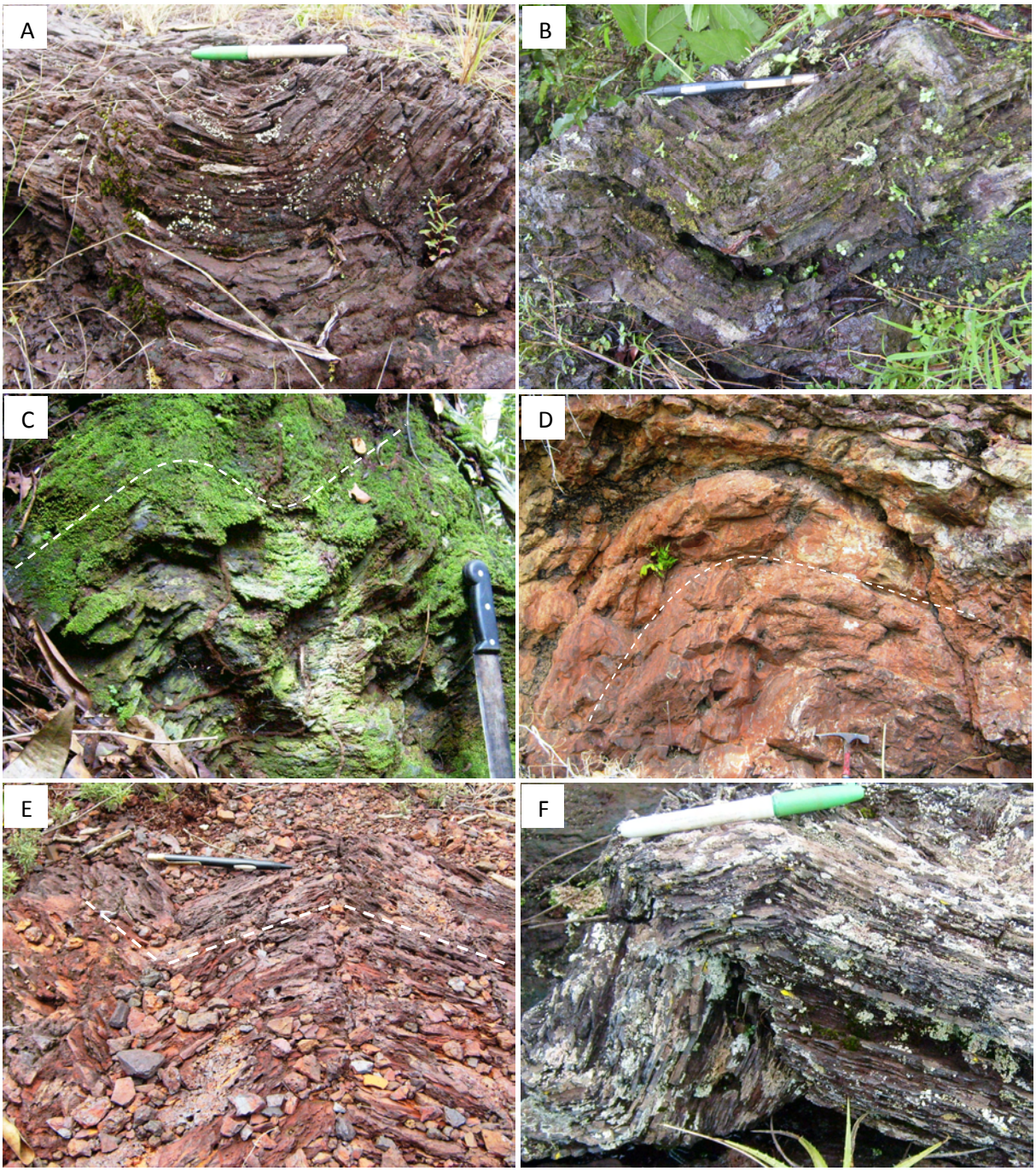



**Figura 5.3.** Fotografias de estruturas tectônicas da Fase D1. **A.** Dobra D1 aberta e com charneira arredondada. Eixo: 301/11 - 595977/9323322. **B.** Dobra aberta. Eixo: 334/05 – 593687/9318018. **C.** Dobra D1 com vergência fraca para NE. Eixo: 290/06 – 594931/9317053. **D.** Dobra aberta em siltito da Formação Águas Claras - 610900/9304992. **E**. Dobras D1 do tipo *chevron,* abertas a suaves. Eixo= 179/09 – 595977/9323322. **F.** Dobra D1 em caixa – 591312/9322566.

## 5.2 - Estruturas da Fase D2

As estruturas da Fase D2 são representadas por falhas, dobras e foliações, todas relacionadas com a Zona de Cisalhamento Carajás.

**Zona de Cisalhamento Carajás (ZCC)**

A ZCC corresponde a um segmento de direção NW-SE a WNW-ESE formado por feixes de rochas deformadas, geralmente ramificados a partir da Falha Carajás (Fig. 4.1 e Anexo), entremeados a domínios de rochas pouco ou não deformadas. Diversos lineamentos anastomóticos, descontínuos e paralelos à Falha Carajás são verificados em imagem de satélite (Figs. 1.2-3), e que em campo coincidem com domínios de rochas máficas foliadas, dobradas e falhadas.

Próximo ao Rio Parauapebas os litotipos possuem mergulhos verticais a subverticais (5.4A-B e Anexo), sendo que as rochas máficas da Formação Parauapebas estão foliadas no contato com a Formação Carajás. Também ocorrem dobras e falhas de empurrão associadas vergentes para NNE e NE. Outros indicadores cinemáticos, tais como dobras D2 com padrão em "S", sinistrais, indicam componente direcional para a ZCC. Somente duas atitudes de lineação foram obtidas, e as mesmas têm caráter oblíquo (*rake* de 15 e 20° para NW), o que define que o movimento relativo foi sinistral.

Diversas falhas ocorrem associadas à ZCC, variando desde escalas centimétricas a métricas. A Falha Carajás possui orientação geral NW e WNW e natureza transpressiva, definida pela lineação oblíqua e dobras em "S" e falhas reversas de 2ª ordem. Na região de Bocaina a Falha Carajás gerou uma foliação subvertical nas rochas da Formação Parauapebas (Fig. 5.4B). Na Formação Carajás localmente ocorre falhas de empurrão com rejeitos centimétricos e topo vergente para NNE, associadas a dobras de mesma vergência que possuem os flancos rompidos por tais falhas.

Domínios de rochas foliadas que envolvem domínios de rochas não deformadas (Fig. 5.4B) definem *pods* dispostos paralelamente à ZCC. Estas zonas de maior deformação estão relacionadas aos feixes paralelos associados à ZCC e indicam a partição da deformação. Zonas de cisalhamento geralmente ocorrem ao longo de contatos litológicos, onde as camadas têm competências diferentes (Fig. 5.4B).

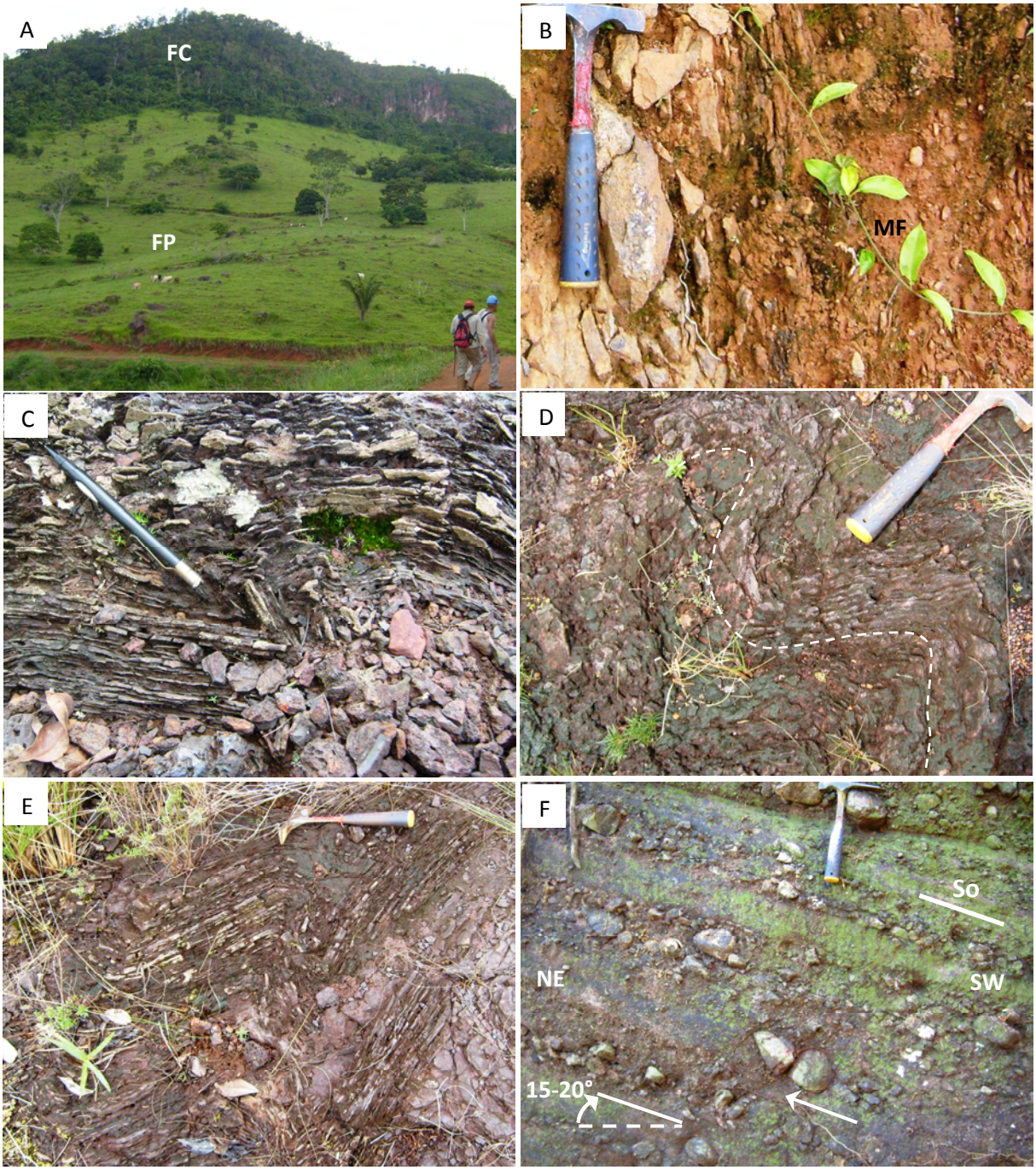



**Figura 5.4.** Fotografias de estruturas tectônicas da Fase D2. **A.** Contato vertical entre as formações Parauapebas (FP) e Carajás (FC) – 613189/9306680. **B.** Jaspelito (J) em contato vertical com rocha máfica foliada (MF). Sn=172/81 – 613196/9306901. **C.** Dobra D2 com padrão em "S", movimento sinistral. Vista em planta. Eixo: 190/40 - 592719/9318395. **D.** Dobra D2 aberta, vista em planta. Eixo= 240/75 com caimento no sentido do cabo do martelo – 591396/9319830. **E.** Dobra D2 em "Z", movimento destral. Eixo= 280/60 – 595977/9323322. **F.** Relação entre acamamento (So= 218/18) e sentido de paleocorrente (seta) que indica rotação horária de 15-20° do acamamento em torno de um eixo horizontal NW-SE (visada para SE), Falha Caninana - 596293/9317931.

## Foliação

Umas das feições diagnósticas da ZCC é a foliação das rochas máficas da Formação Parauapebas, melhor evidenciada quando a rocha está moderadamente intemperizada (Figs. 5.4A-B). A foliação é definida pela orientação preferencial planar de minerais placóides, tais como argilominerais e filossilicatos dispostos de forma retilínea a ondulada, geralmente formando uma clivagem espaçada (Fig. 5.4A) ou, localmente, uma xistosidade (Fig. 5.4B).

Na região a sudoeste do Depósito N8 a foliação tem atitude modal 200/36, concordante com o acamamento (Fig. 5.5a), e na região de Bocaina as atitudes são subverticais (Fig. 5.5b), com tendência de mergulho forte para sul. Na região sudoeste do Aeroporto de Carajás, a foliação mergulha em torna de 10°-30° para NNE (Fig. 5.5c).

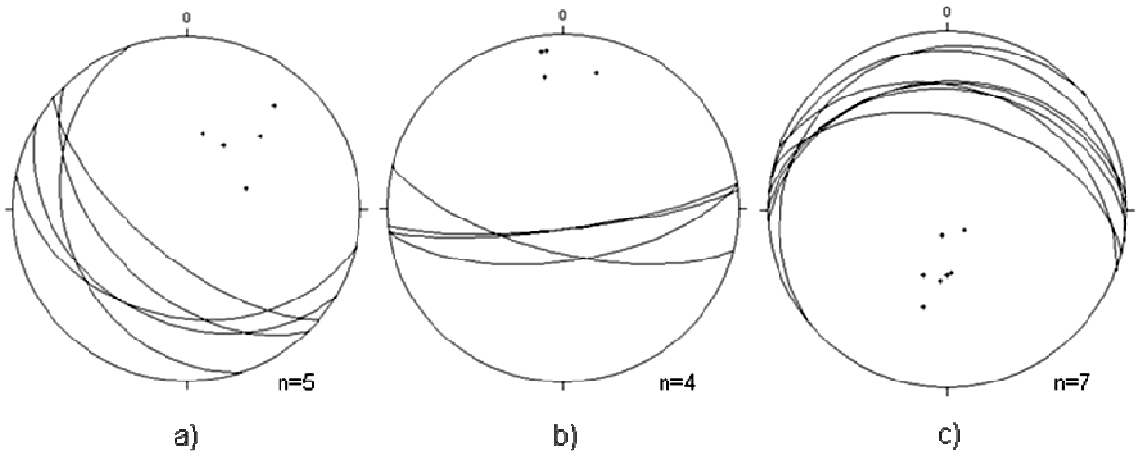



**Figura 5.5**. Estereogramas de atitudes de foliação. **a)** Porção a sudoeste do Depósito N8; **b)** Região da Bocaina, nas proximidades do Rio Parauapebas; **c)** Formação Parauapebas a sudoeste do Aeroporto de Carajás.

## Dobras D2

As dobras D2 são reclinadas a normais com caimento, assimétricas e centimétricas a métricas (Figs. 5.4E-F). Variam de suaves a isoclinais, predominando dobras abertas e fechadas (Fig.11.1).

Os pólos de acamamento apresentam distribuição em guirlanda (Fig. 5.6), com máximo em 216/35. Atitudes com caimentos subverticais referem-se à região da Bocaina, onde o acamamento é subvertical e ocorre junto à Zona de Cisalhamento Carajás.

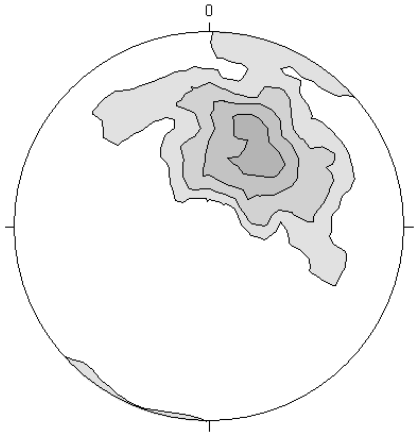



**Figura 5.6.** Estereograma de pólos de acamamento das dobras D2 do flanco norte do Sinforme Carajás. N= 68 e contornos em 1, 3, 6 e 10%. Máximo em 216/35.

A charneira é elíptica a angulosa nos tipos mais fechados, e arredondada nos demais (Fig. 5.4D). Num mesmo perfil de dobra pode ocorrer ambos os padrões, com charneiras angulosas no núcleo que se tornam arredondadas à medida que se afasta do mesmo (Fig. 5.4C). A superfície axial comumente é curviplanar. Quando observadas em planta, a maioria das dobras D2 possui padrão em "S", definindo que a movimentação foi sinistral (direção NW-SE). Contudo, não é raro encontrar padrões do tipo "Z" que indicam movimento destral (Fig. 5.4E).

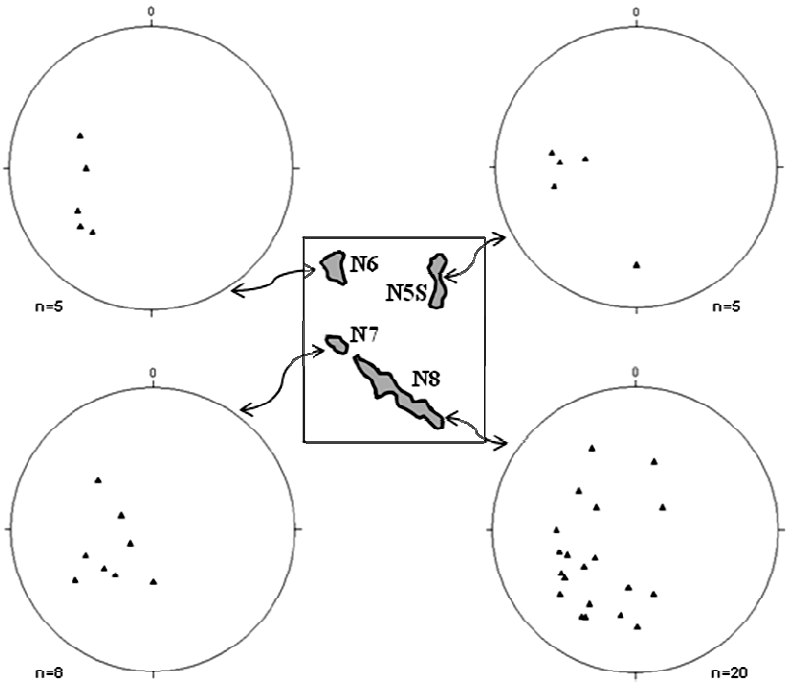



**Figura 5.7.** Estereogramas de medidas de eixo de dobras da Fase D2 dos depósitos N6, N5S, N7 e N8.

As dobras abertas a suaves são simétricas, com plano-axiais subverticais e eixos com caimento moderado a forte geralmente para SW, W e S, sendo classificadas como dobras normais com caimento moderado a subvertical. À medida que as dobras ficam mais fechadas, elas tornam-se assimétricas e o mergulho do plano-axial tende a se paralelizar com o caimento do eixo, formando dobras reclinadas. A maioria dos eixos das dobras D2 possui caimentos para W, S e SW, sendo esta última a direção modal nos depósitos N6, N7 e N8 (Fig. 5.7). No Depósito N5S o caimento dos eixos mostra preferência para a direção W.

## 5.3 - Estruturas da Fase D3

A Fase D3 é representada por falhas reversas e de empurrão que ocasionaram inversão estratigráfica e espessamento de camadas. São de idade paleoproterozóica, pois afetaram a Unidade Caninana, e possuem vergência para NE e E. Algumas dessas falhas são reativações de estruturas relacionadas à Zona de Cisalhamento Carajás, tal como a Falha Carajás, reativada como falha reversa (Fig. 4.1 e Anexo). Outras falhas, como, por exemplo, a Falha Caninana (definida a seguir), são localmente paralelas à Zona de Cisalhamento Carajás, o que pode ser evidência de também serem reativações da mesma.

A principal falha reversa detectada é aqui denominada de Falha Caninana, sendo responsável pela colocação do Grupo Grão-Pará sobre a Unidade Caninana (Fig. 4.1). Esta falha possui orientação geral NW-SE, mas inflete para N-S em seu segmento noroeste. Numa visada para SE, nota-se localmente que esta falha possui um componente rotacional horário de 15 a 20° (Fig. 5.4F) em torno de seu eixo horizontal NW-SE. Tal basculamento é indicado pela relação angular entre o acamamento e o sentido da paleocorrente, assumindo que originalmente o acamamento se formou na posição (sub)horizontal.

O seguinte empilhamento estratigráfico ocorre em diversos furos de sondagem do Depósito N5S: na base ocorre ou a Formação Parauapebas ou a Formação Carajás, ambas sobrepostas por discordância erosiva pela Unidade Caninana; em contato brusco acima da Unidade Caninana encontra-se a Formação Carajás, fato este que implica na presença de uma falha inversa (Figs. 5.8A-D). O mergulho moderado para W do acamamento do Grupo Grão-Pará, em contraste com as atitudes subhorizontais da Unidade Caninana, a leste (Fig. 4.1, Anexo), leva a crer na existência de falha inversa entre ambas (Figs. 5.8A).

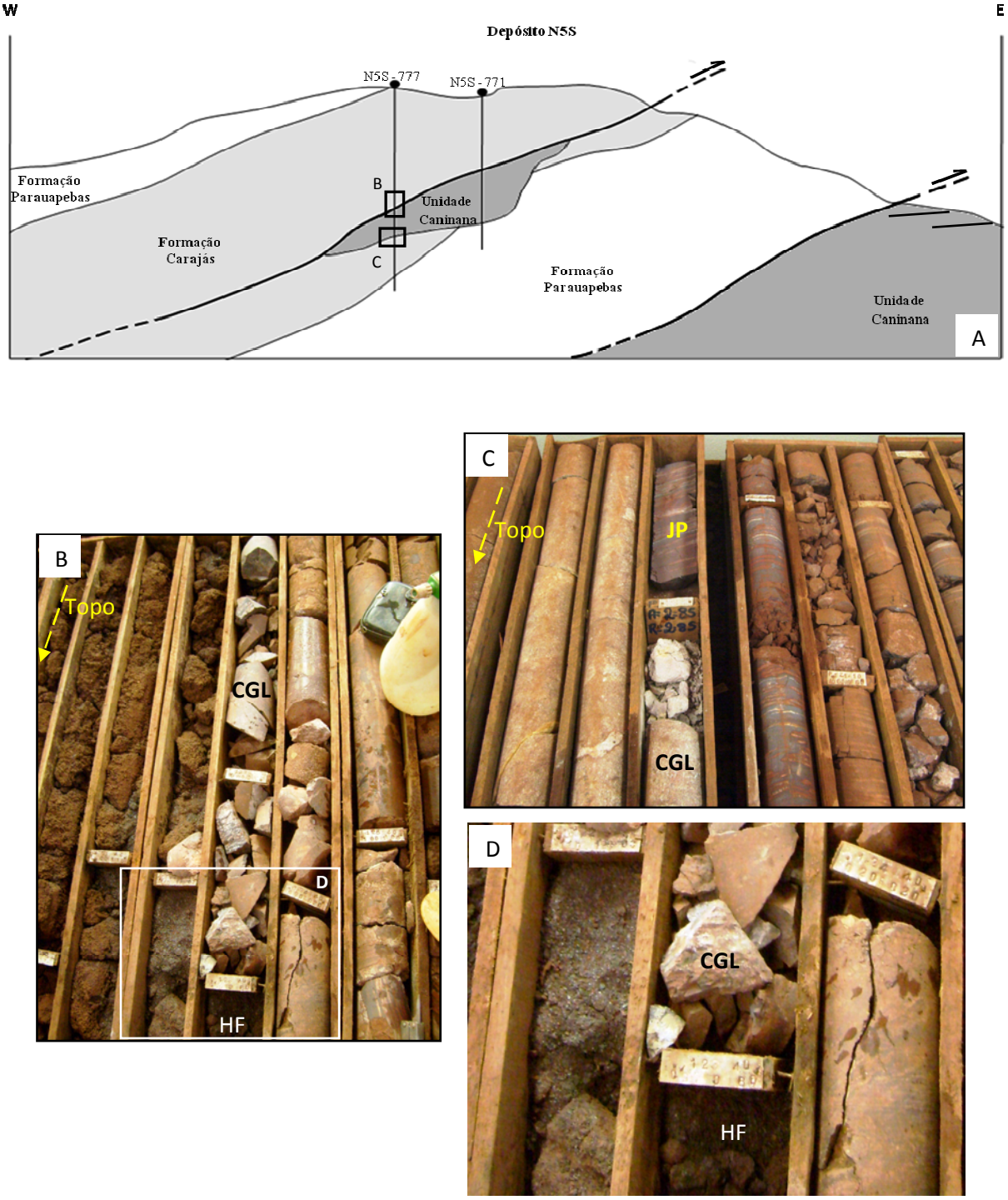



**Figura 5.8**. **A**. Seção geológica esquemática do Depósito N5S. **B.** Contato por falha entre minério friável (topo) e conglomerado (base). **C.** Contato entre conglomerado (topo) e jaspelito (base). **D.** Detalhe da Fig. 5.8A.

## 5.4 - Estruturas da Fase D4

A Fase D4 é caracterizada por falhas normais e lineamentos estruturais de direção NNE que cortam todas as unidades e truncam as estruturas das fases anteriores (Fig.4.1 e Anexo).

Na região de Bocaina o Rio Parauapebas está encaixado em uma falha normal vertical de direção N15E, onde estrias verticais e degraus de falha indicam que o bloco a leste foi rebaixado em relação ao bloco a oeste.

# 6 – GEOQUÍMICA

## 6.1 - Formação Parauapebas

A composição dos elementos maiores, traços e terras raras de litotipos representativos da Formação Parauapebas é apresentada na Tabela 6.1. Foram analisadas quatro amostras de rocha vulcânica máfica pouco a muito alteradas hidrotermalmente (basalto, clorita basalto e cloritito), uma de rocha vulcânica intermediária (xenólito) e uma de diabásio.

No diagrama de classificação de rochas vulcânicas baseado na proporção álcalis total *vs*. sílica, das quatro amostras de rocha máfica, três plotaram no campo dos basaltos e uma no campo do traquibasalto (Fig. 6.1). O xenólito de rocha intermediária enquadrou-se no campo do traquiandesito, muito próximo do limite com o traquiandesito basáltico e próximo do limite com o andesito e andesito basáltico.

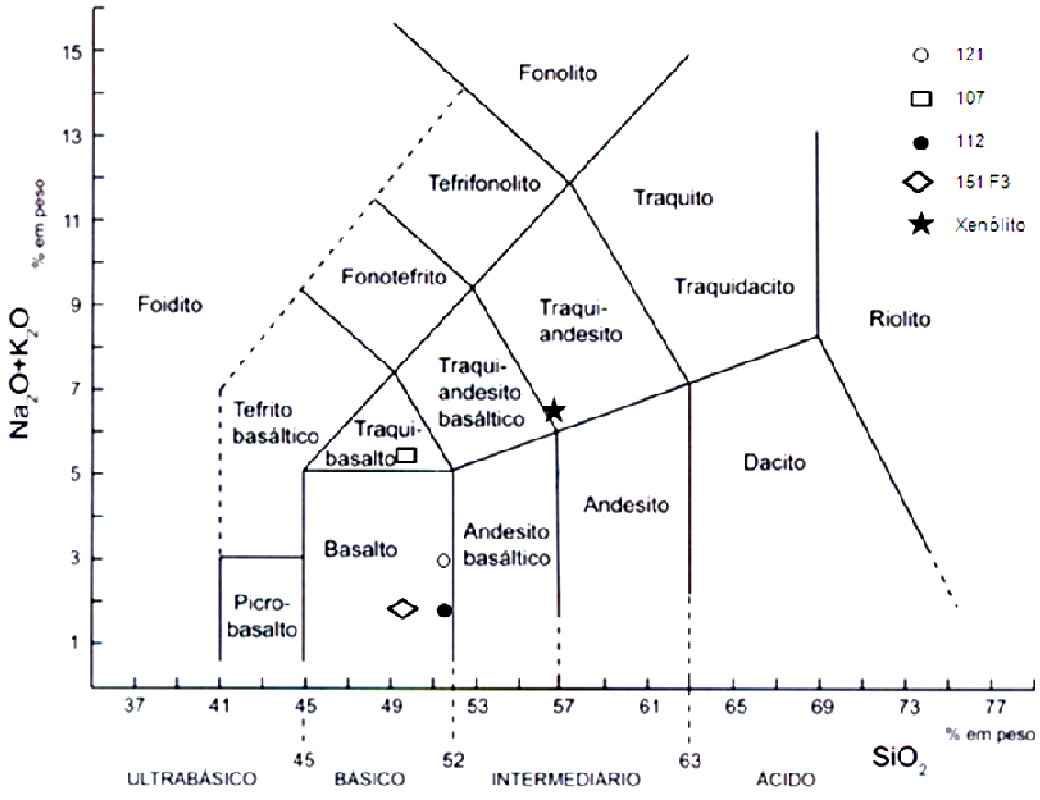



**Figura 6.1.** Diagrama de classificação química e nomenclatura de rochas vulcânicas da região sul da Serra Norte, baseado na proporção álcalis total ($Na_2O+K_2O$) *vs.* $SiO_2$. Modificado de Le Bas & Streckeisen (1991).

**Tabela 6.1.** Composição dos elementos maiores, traços e terras raras de litotipos da Formação Parauapebas.

| Amostra | | 121 | 107 | 112 | 151 F3 | 133 | Xenólito |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Rocha) | | (Basalto) | (Clorita basalto) | (Cloritito) | (Cloritito) | (Diabásio) | (Andesito) |
| $SiO_2$ | (%) | 51,65 | 49,60 | 51,66 | 49,42 | 46,84 | 56,56 |
| $Al_2O_3$ | | 13,76 | 15,60 | 11,01 | 13,31 | 15,82 | 14,99 |
| $Fe_2O_3$ | | 10,10 | 15,07 | 13,35 | 16,12 | 12,61 | 7,73 |
| CaO | | 9,31 | 5,44 | 5,53 | 0,57 | 3,24 | 8,36 |
| MgO | | 7,38 | 4,35 | 7,89 | 9,92 | 7,73 | 3,57 |
| $K_2O$ | | 1,14 | 1,56 | 4,70 | 1,15 | 0,51 | 2,03 |
| $Na_2O$ | | 1,81 | 3,89 | 0,26 | 0,65 | 4,84 | 4,53 |
| TiO2 | | 0,42 | 0,67 | 0,86 | 0,80 | 1,31 | 0,65 |
| MnO | | 0,18 | 0,19 | 0,29 | 0,34 | 0,43 | 0,35 |
| $P_2O_5$ | | 0,06 | 0,08 | 0,13 | 0,09 | 0,34 | 0,11 |
| $Cr_2O_3$ | | 0,009 | 0,020 | 0,087 | 0,010 | 0,024 | 0,017 |
| LOI | | 3,8 | 3,0 | 3,7 | 7,3 | 5,9 | 0,7 |
| TOT/C | | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,08 | 0,11 | 0,05 |
| TOT/S | | <0,02 | 0,04 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,03 |
| Nb | (ppm) | 2,5 | 4,2 | 8,2 | 4,8 | 9,2 | 4,2 |
| Cs | | <0,1 | 2,0 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,8 |
| Co | | 87,4 | 78,1 | 86,5 | 39,1 | 56,9 | 19,8 |
| Ba | | 466 | 843 | 1597 | 312 | 316 | 1567 |
| Be | | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Ni | | 82 | 41 | 184 | 61 | 151 | 24 |
| Rb | | 29,1 | 73,9 | 90,4 | 23,0 | 16,2 | 58,5 |
| Sc | | 32 | 32 | 21 | 33 | 24 | 30 |
| Sn | | <1 | 1 | 5 | 3 | 11 | 1 |
| Sr | | 233,9 | 115,4 | 134,7 | 7,8 | 98,9 | 157,2 |
| Ta | | 0,3 | 0,4 | 0,7 | 0,4 | 0,5 | 0,4 |
| Ga | | 14,1 | 18,2 | 10,9 | 15,0 | 16,6 | 11,4 |
| Hf | | 1,4 | 2,6 | 4,9 | 3,1 | 3,8 | 2,7 |
| Th | | 2,4 | 3,4 | 3,7 | 6,2 | 5,3 | 3,2 |
| U | | 0,7 | 0,9 | 1,0 | 1,9 | 0,6 | 0,8 |
| V | | 166 | 199 | 140 | 215 | 154 | 170 |
| W | | 562,6 | 450,9 | 376,6 | 0,9 | 148,2 | <0,5 |
| Y | | 11,3 | 19,9 | 26,7 | 21,3 | 24,2 | 14,5 |
| Zr | | 54,1 | 87,6 | 170,7 | 96,4 | 143,1 | 88,4 |
| Ag | | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| As | | 1,2 | 0,6 | 1,3 | 0,9 | 0,7 | <0,5 |
| Au | | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Bi | | <0,1 | <0,1 | 0,2 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Cd | | 0,1 | 4,4 | 0,1 | <0,1 | 0,9 | 2,1 |
| Cu | | 49,3 | 86,4 | 30,4 | 70,3 | 58,6 | 51,5 |
| Hg | | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 |
| Mo | | 1,3 | 1,3 | 1,6 | 0,4 | 0,4 | 1,2 |
| Pb | | 5,4 | 285,7 | 9,2 | 2,1 | 5,3 | 112,4 |
| Sb | | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Se | | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Tl | | <0,1 | 0,4 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,1 |
| Zn | | 89 | 847 | 87 | 188 | 706 | 411 |
| La | | 7,9 | 14,2 | 14,0 | 30,3 | 14,4 | 13,9 |
| Ce | | 11,3 | 29,4 | 32,9 | 62,6 | 34,2 | 28,9 |
| Pr | | 1,37 | 3,34 | 4,21 | 7,10 | 4,46 | 3,32 |
| Nd | | 4,9 | 12,8 | 18,0 | 27,0 | 18,7 | 13,2 |
| Sm | | 1,04 | 2,70 | 3,90 | 4,99 | 3,88 | 2,79 |
| Eu | | 0,38 | 0,96 | 0,84 | 1,02 | 1,04 | 0,70 |
| Gd | | 1,20 | 2,93 | 4,25 | 4,16 | 3,97 | 2,92 |
| Tb | | 0,20 | 0,55 | 0,74 | 0,69 | 0,70 | 0,50 |
| Dy | | 1,08 | 3,22 | 4,34 | 3,83 | 4,10 | 2,77 |
| Ho | | 0,23 | 0,69 | 0,93 | 0,74 | 0,85 | 0,54 |
| Er | | 0,72 | 2,04 | 2,72 | 2,19 | 2,44 | 1,66 |
| Tm | | 0,12 | 0,33 | 0,44 | 0,36 | 0,38 | 0,24 |
| Yb | | 0,83 | 2,05 | 2,68 | 2,16 | 2,35 | 1,63 |
| Lu | | 0,11 | 0,30 | 0,39 | 0,32 | 0,36 | 0,25 |
| ΣETR | | 50,7 | 75,5 | 90,3 | 147,5 | 91,8 | 73,3 |

**LOI: perda ao fogo; Au em ppb; ΣETR= somatório de elementos terras raras**

As mesmas amostras foram classificadas em relação às razões $Zr/TiO_2$ e Nb/Y, que informam sobre o índice de diferenciação e alcalinidade, respectivamente (Pearce 1996). Exceto a amostra 112, que plotou no campo do andesito/andesito basáltico (Fig. 6.2), muito próximo do limite com o basalto, as demais concentraram no campo do basalto, próximo do limite com o andesito/andesito basáltico.

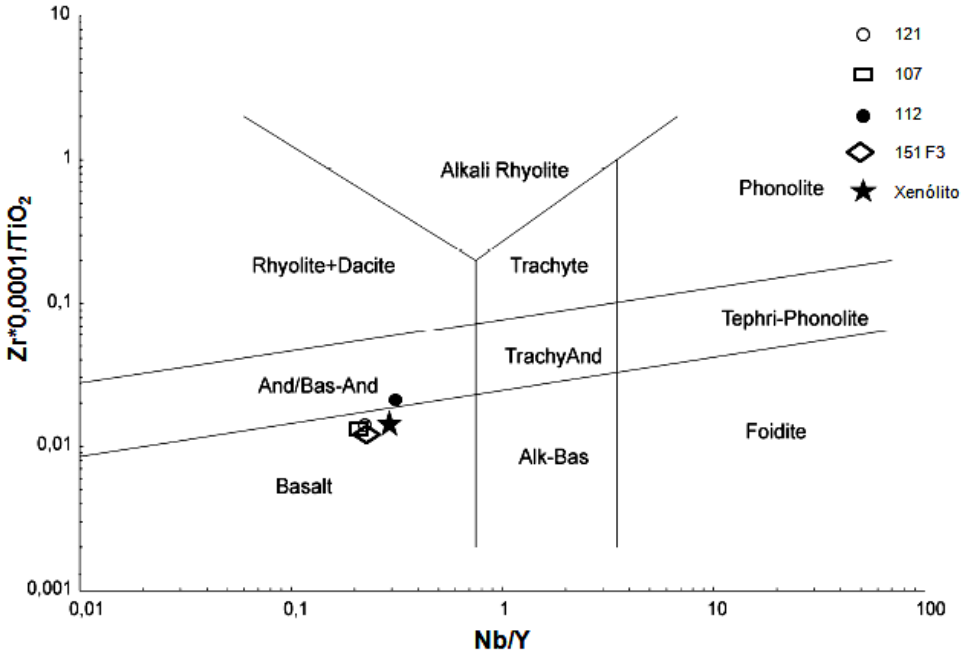



**Figura 6.2.** Classificação das rochas vulcânicas da região sul da Serra Norte com base nas variáveis $(Zr*0,0001)/TiO_2$ e Nb/Y (Pearce 1996).

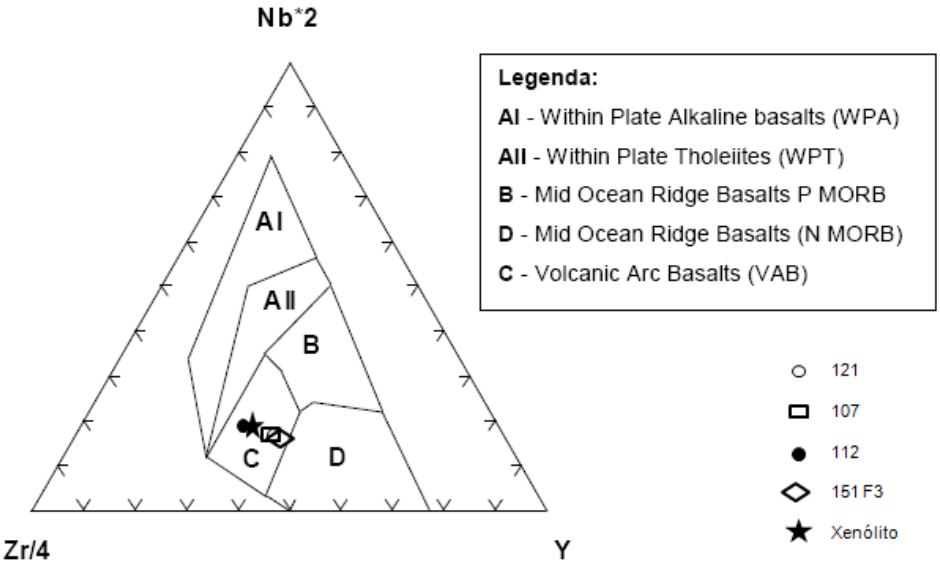



**Figura 6.3.** Diagrama ternário de classificação de basaltos em relação a seus ambientes geotectônicos, em função das variáveis Zr/4, Y e Nb*2 (Meschede 1986).

As rochas da Formação Parauapebas, quando classificadas em relação ao ambiente geotectônico em que foram formadas (Fig. 6.3), em função das variáveis Zr, Y e Nb (Meschede 1986), têm uma assinatura de basaltos de arco vulcânico (*Volcanic Arc Basalts*).

No diagrama binário Zr/Y vs. Nb/Y (Condie 2005), as vulcânicas máficas e o andesito enquadram-se no campo dos basaltos não associados a plumas mantélicas (Fig. 6.4).

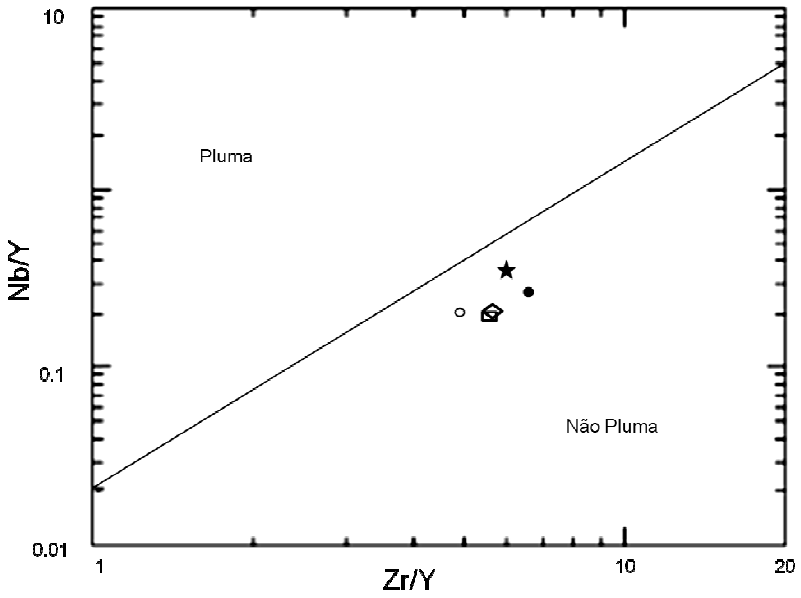



**Figura 6.4.** Diagrama binário Zr/Y *vs.* Nb/Y que indica se os basaltos são de origem mantélica ou não mantélica (Condie 2005), com as rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará posicionando-se no campo dos não mantélicos.

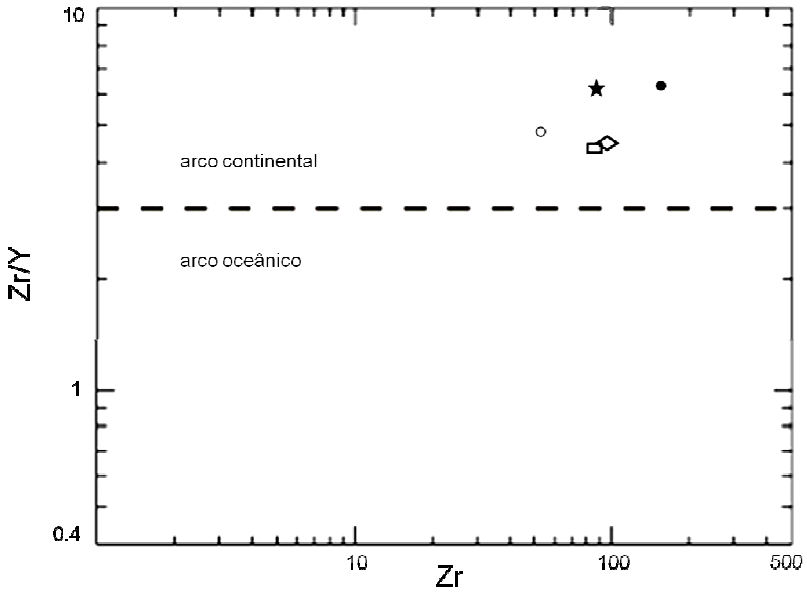



**Figura 6.5.** Diagrama binário Zr/Y *vs.* Zr indicando que as rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará enquadram-se no campo dos basaltos de arco continental (Pearce 1983).

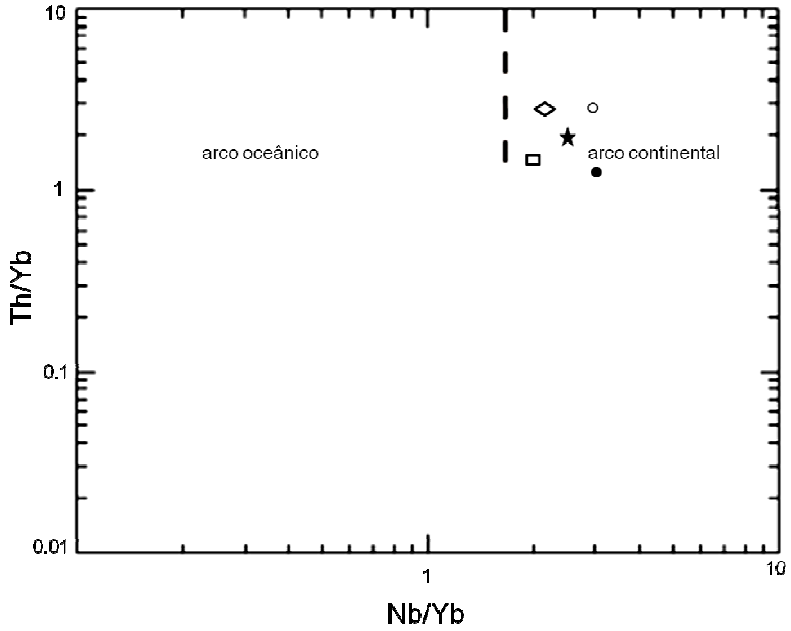



**Figura 6.6.** Diagrama binário Th/Yb *vs.* Nb/Yb que mostra as rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará como pertencentes ao campo dos basaltos de arco continental (Pearce 1983).

Nos diagramas binários Zr/Y vs. Zr e Th/Yb vs. Nb/Yb (Pearce 1983), todas as rochas vulcânicas posicionaram no campo dos basaltos de arco continental (Figs. 6.5,6.6).

Em relação ao condrito (Boynton 1984), os ETR das rochas vulcânicas e do diabásio estão enriquecidos em fatores que variam de 5 a 16 vezes para os ETRP e de 8 a 98 para os ETRL (Fig. 6.7). Os padrões de distribuição de ETR dessas rochas são bastante similares, com os ETRP distribuídos de forma horizontalizada e com declividade positiva no sentido aos ETRL. Quatro amostras apresentam anomalia negativa de Eu (0.63 a 0.81) e duas apresentam anomalia positiva (1.04 e 1.08). A maior anomalia de ETRL e o conteúdo mais elevado em ETR ($\Sigma$=147.5 ppm) é o do cloritito. O basalto tem a menor anomalia em ETRL e o menor conteúdo em ETR ($\Sigma$=50.7 ppm). Todas as rochas estão enriquecidas em ETRL ($La_N/Sm_N$=2.26-3.82) e possuem quase nenhum fracionamento a um suave empobrecimento em ETRP ($Gd_N/Yb_N$=1.15-1.55).

## 6.2 - Formação Águas Claras e Unidade Caninana

A composição de elementos maiores, traços e terras raras de uma amostra de siltito da Formação Águas Claras e de arenitos e pelitos da Unidade Caninana é apresentada na Tab.6.2.

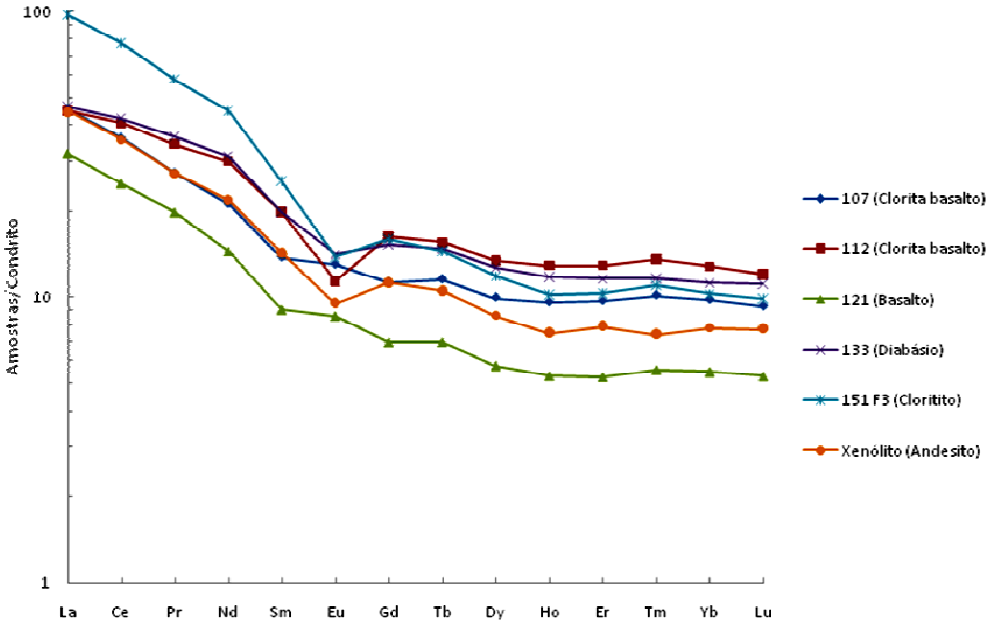



**Figura 6.7.** Diagrama de elementos terras raras para as rochas da Formação Parauapebas, normalizados pelo condrito (Boynton 1984).

O siltito Águas Claras (amostra 121) tem teor intermediário de $SiO_2$ (70.03%) e $Al_2O_3$ (17.91%) e o menor em $Fe_2O_3$ (1.61%). Também possui teor muito baixo em ΣETR (16.7 ppm), baixo enriquecimento em ETRL ($La_N/Sm_N$=1.34), suave enriquecimento em ETRP ($Gd_N/Yb_N$=0.63) e anomalia positiva de Eu.

Arenitos da Unidade Caninana têm os maiores conteúdos de $SiO_2$, que variam entre 76.97 a 85.24% (média de 82.4%) e os menores valores de $Al_2O_3$ (média de 7.66%), que oscilam entre 5.54 a 12.18%. A fração arenosa de brecha sedimentar ferruginosa é composta principalmente por $SiO_2$ (55.63%) e $Fe_2O_3$ (25.97%), com menor participação de argilominerais, representados por $Al_2O_3$ (9.85%). Pelitos da Unidade Caninana possuem os conteúdos mais altos em $Al_2O_3$ (21.36 e 23.7%), devido à maior proporção de argilominerais, e os mais baixos em $SiO_2$ (52.39 e 52.83%). Ocorre correlação positiva entre o $Al_2O_3$ e $K_2O$, o que sugere que estes elementos estejam presentes como muscovita.

**Tabela 6.2.** Composição dos elementos maiores, traços e terras raras de litotipos da Unidade Caninana e da Formação Águas Claras (amostra 121).

| Amostra | 1 | 130 | 306.5 F3 | 307 F3 | 755 | AR | 121 | 167.45 | Trb | 152 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (Rocha) | (Arenito) | (Arenito) | (Arenito) | (Arenito) | (Arenito) | (Arenito) | (Siltito) | (Arenito) | (Pelito) | (Pelito) |
| $SiO_2$ | 81,37 | 85,24 | 83,58 | 84,94 | 76,97 | 82,30 | 70,03 | 55,63 | 52,83 | 52,39 |
| $Al_2O_3$ | 8,53 | 5,99 | 7,13 | 6,58 | 12,18 | 5,54 | 17,91 | 9,85 | 21,36 | 23,70 |
| $Fe_2O_3$ | 3,95 | 4,23 | 3,76 | 3,62 | 3,68 | 7,85 | 1,61 | 25,97 | 11,82 | 7,33 |
| $K_2O$ | 2,06 | 1,76 | 2,05 | 1,88 | 3,70 | 1,59 | 2,07 | 2,63 | 5,81 | 6,87 |
| MgO | 1,35 | 0,17 | 0,84 | 0,58 | 0,43 | 0,55 | 0,60 | 0,89 | 1,07 | 1,07 |
| MnO | 0,07 | 0,03 | 0,10 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,18 | 0,09 | 0,12 |
| $Na_2O$ | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,09 | 0,20 | 0,30 |
| $Cr_2O_3$ | 0,004 | 0,004 | 0,005 | 0,005 | 0,011 | 0,009 | 0,016 | 0,031 | 0,012 | 0,012 |
| CaO | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,04 | 0,28 | 0,16 | 0,17 | 0,15 |
| $P_2O_5$ | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,10 | 0,09 | 0,20 |
| $TiO_2$ | 0,09 | 0,12 | 0,17 | 0,19 | 0,30 | 0,24 | 0,92 | 1,29 | 0,85 | 0,82 |
| LOI | 2,3 | 2,3 | 2,1 | 2,0 | 2,5 | 1,7 | 6,4 | 2,9 | 5,4 | 6,7 |
| TOT/C | 0,04 | 0,25 | 0,05 | 0,05 | <0,02 | 0,42 | 0,10 | 0,06 | 0,26 | 0,20 |
| TOT/S | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,08 |
| Ba | 400 | 279 | 242 | 222 | 379 | 216 | 158 | 788 | 1405 | 1316 |
| Be | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | 2 | 3 | 3 |
| Co | 28,0 | 2,4 | 10,2 | 3,5 | 3,9 | 4,5 | 2,7 | 9,8 | 15,1 | 8,9 |
| Cs | 0,8 | 0,3 | 1,0 | 1,1 | 0,8 | 1,1 | 0,5 | 2,1 | 8,8 | 5,9 |
| Ga | 9,8 | 6,5 | 8,5 | 7,4 | 13,6 | 6,8 | 18,5 | 12,6 | 23,5 | 24,5 |
| Hf | 2,1 | 2,0 | 3,2 | 5,1 | 5,4 | 4,6 | 4,8 | 10,4 | 10,3 | 11,3 |
| Nb | 2,4 | 2,7 | 3,4 | 4,5 | 5,5 | 3,5 | 8,4 | 12,3 | 17,3 | 22,0 |
| Ni | 35 | <20 | <20 | <20 | 28 | <20 | 27 | 21 | 50 | 35 |
| Rb | 67,9 | 49,9 | 71,3 | 68,1 | 139,7 | 61,0 | 96,9 | 107,5 | 236,4 | 212,3 |
| Sc | 2 | 2 | 3 | 3 | 4 | 3 | 25 | 13 | 18 | 15 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | 1 | 1 | <1 | 2 | 1 | 3 | 4 |
| Sr | 4,1 | 9,3 | 4,1 | 6,3 | 10,4 | 7,3 | 2,7 | 13,3 | 21,6 | 54,7 |
| Ta | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,6 | 0,3 | 0,6 | 0,8 | 1,5 | 1,7 |
| Th | 2,4 | 4,6 | 6,8 | 7,2 | 10,9 | 7,7 | 9,9 | 20,0 | 23,5 | 30,8 |
| U | 0,5 | 0,9 | 1,0 | 1,3 | 1,1 | 1,3 | 2,3 | 5,2 | 5,1 | 4,6 |
| V | 18 | 13 | 25 | 29 | 34 | 54 | 77 | 140 | 81 | 66 |
| W | <0,5 | 0,8 | <0,5 | 1,4 | <0,5 | 0,6 | 1,4 | 1,5 | 1,6 | 7,4 |
| Y | 2,0 | 6,0 | 6,1 | 7,6 | 2,8 | 4,6 | 12,4 | 24,8 | 30,2 | 40,6 |
| Zr | 68,1 | 76,8 | 108,6 | 160,4 | 180,4 | 158,0 | 154,2 | 361,8 | 358,6 | 359,9 |
| Ag | <0,1 | <0,1 | 0,1 | 0,4 | <0,1 | <0,1 | 0,2 | <0,1 | 0,1 | <0,1 |
| As | 0,9 | <0,5 | <0,5 | 0,5 | <0,5 | <0,5 | 0,6 | 1,1 | <0,5 | <0,5 |
| Au | <0,5 | <0,5 | <0,5 | 17,2 | 0,9 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Bi | <0,1 | <0,1 | 0,4 | 1,4 | <0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| Cd | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Cu | 5,8 | 6,7 | 159,2 | 117,9 | 12,0 | 12,1 | 6,4 | 19,1 | 43,3 | 4,5 |
| Hg | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 |
| Mo | 0,9 | 0,6 | 0,4 | 0,5 | 0,4 | 0,6 | 0,4 | 0,6 | 0,2 | 0,2 |
| Ni | 35,4 | 4,1 | 10,7 | 5,5 | 6,4 | 8,4 | 10,6 | 14,0 | 37,0 | 15,7 |
| Pb | 0,8 | 2,9 | 2,9 | 4,7 | 2,0 | 6,9 | 0,8 | 25,1 | 13,6 | 13,8 |
| Sb | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,1 | <0,1 | 0,2 | <0,1 | <0,1 |
| Se | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Tl | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,2 | 0,5 | 0,3 |
| Zn | 30 | 9 | 163 | 28 | 8 | 30 | 13 | 24 | 34 | 58 |
| La | 2,6 | 12,7 | 16,5 | 11,8 | 9,9 | 15,6 | 1,6 | 21,9 | 41,3 | 63,3 |
| Ce | 4,7 | 22,2 | 33,5 | 31,9 | 14,0 | 31,5 | 4,1 | 51,5 | 87,9 | 123,7 |
| Pr | 0,52 | 2,72 | 3,70 | 2,93 | 1,46 | 3,25 | 0,45 | 5,13 | 8,91 | 13,74 |
| Nd | 1,9 | 9,2 | 13,0 | 10,4 | 5,3 | 11,9 | 1,9 | 20,3 | 31,8 | 50,2 |
| Sm | 0,37 | 1,49 | 2,02 | 1,66 | 0,76 | 1,81 | 0,75 | 4,33 | 5,50 | 8,20 |
| Eu | 0,11 | 0,34 | 0,45 | 0,44 | 0,21 | 0,41 | 0,32 | 1,03 | 1,24 | 1,76 |
| Gd | 0,37 | 1,09 | 1,45 | 1,34 | 0,63 | 1,35 | 1,18 | 4,14 | 5,03 | 6,86 |
| Tb | 0,06 | 0,19 | 0,22 | 0,23 | 0,09 | 0,21 | 0,28 | 0,73 | 0,87 | 1,17 |
| Dy | 0,29 | 1,03 | 1,15 | 1,26 | 0,42 | 1,04 | 1,86 | 4,10 | 5,15 | 6,63 |
| Ho | 0,07 | 0,21 | 0,21 | 0,28 | 0,10 | 0,19 | 0,45 | 0,79 | 1,07 | 1,35 |
| Er | 0,19 | 0,65 | 0,68 | 0,86 | 0,29 | 0,50 | 1,48 | 2,45 | 3,26 | 3,99 |
| Tm | 0,04 | 0,10 | 0,10 | 0,14 | 0,05 | 0,08 | 0,23 | 0,36 | 0,50 | 0,65 |
| Yb | 0,22 | 0,62 | 0,62 | 0,86 | 0,35 | 0,52 | 1,51 | 2,35 | 3,21 | 3,96 |
| Lu | 0,04 | 0,10 | 0,10 | 0,14 | 0,07 | 0,09 | 0,25 | 0,37 | 0,51 | 0,61 |
| ΣETR | 11,5 | 52,6 | 73,7 | 64,2 | 33,6 | 68,5 | 16,4 | 119,5 | 196,3 | 286,1 |

**LOI: perda ao fogo; Au em ppb;**

O conteúdo de ETR das rochas da Unidade Caninana varia de 11.5 a 286.1 ppm (Tab. 6.2). Exceto a amostra 167.45, as rochas psamíticas têm conteúdos muito baixos a baixos de ETR (11.5-73.7 ppm), com média de 50.7 ppm. Os pelitos têm os maiores conteúdos em ETR (196.3 e 286.1 ppm) e há uma correlação positiva com o $Al_2O_3$, que pode indicar que os ETR estejam associados aos argilominerais.

As rochas da Unidade Caninana (Fig. 6.8) possuem enriquecimento em ETRL ($La_N/Sm_N$=3.18-8.19), suave empobrecimento em ETRP ($Gd_N/Yb_N$=1.26-2.09) e anomalia negativa de Eu.

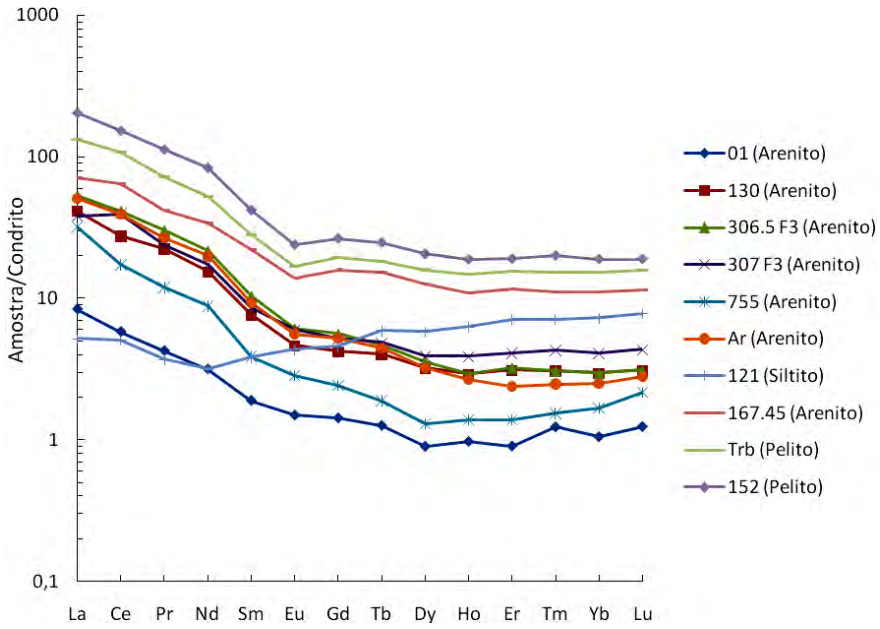



**Figura 6.8.** Diagrama de elementos terras raras) de rochas da Unidade Caninana e da Formação Águas Claras (amostra 121), normalizados ao condrito (Boynton 1984)

# Discussão

## Formação Parauapebas

De um modo geral, as rochas da Formação Parauapebas apresentam acentuado enriquecimento em ETRL e distribuição horizontal de ETRP, padrão esse que é típico de basaltos cálcio-alcalinos. A anomalia negativa de Eu da maioria das amostras provavelmente é reflexo do fracionamento de plagioclásio na fonte – considerando um protólito rico em plagioclásio – ou da fusão de um protólito pobre ou ausente em plagioclásio – um peridotito, por exemplo (Wernick 2004).

**Formação Águas Claras e Unidade Caninana**

Estudos de proveniência sedimentar baseados em dados geoquímicos são geralmente efetuados por meio de elementos considerados imóveis, pois estes permanecem nos sedimentos derivados das áreas-fonte (Hessler & Lowe 2006). Os mais apropriados indicadores de proveniência são os ETR, pois tendem a ficar retidos nos perfis de intemperismo e nos sedimentos derivados da rocha primária, bem como nas rochas sedimentares formadas posteriormente por estes componentes.

Pelitos podem registrar mais homogeneamente uma mistura de sedimentos erodidos do que arenitos e ruditos (Taylor & McLennan 1985). Maiores quantidades de quartzo podem diluir o conteúdo de ETR em arenitos, causando depleção destes elementos. Rochas de granulometria fina e tipos menos resistentes, como basaltos, intemperizam rapidamente para argilominerais e não são proporcionalmente representados nas frações mais grossas (Hessler 2001), a menos que depositadas sob clima árido.

A anomalia positiva de Eu da Formação Águas Claras, embora tênue, sugere que a(s) área(s)-fonte também têm anomalia positiva de Eu ou que a maior contribuição sedimentar proveio de áreas-fonte com esta natureza. O Eu provavelmente está associado ao plagioclásio (albita), que foi detectado por difração de raios-X. O maior enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL sugere rochas menos diferenciadas como áreas-fonte para a Fm. Águas Claras. Este padrão de distribuição pode ser atribuído a cristais de zircão, que é naturalmente rico em ETRP e foi identificado na petrografia.

As anomalias negativas de Eu verificadas nas rochas da Unidade Caninana sugerem que as áreas-fonte eram empobrecidas em Eu. As anomalias positivas de ETRL indicam que as áreas-fonte também eram mais enriquecidas em ETRL, o que sugere uma proveniência sedimentar de rochas mais diferenciadas geoquimicamente.

O padrão semelhante de distribuição de ETR da Unidade Caninana com os da Formação Parauapebas indicam a contribuição desta como área-fonte para os sedimentos clásticos da Unidade Caninana, o que é corroborado pela petrografia e pelas idades de cristais de zircão detríticos atribuídas à Formação Parauapebas. O enriquecimento em ETRL deve estar ligado a áreas-fonte mais félsicas, provavelmente granitos sintectônicos.

# 7 - CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO DE FERRO DO DEPÓSITO N8

Este capítulo discorre sobre as características mineralógicas, petrográficas (forma, tamanho e trama dos cristais), geoquímicas e a microporosidade do minério de ferro do Depósito N8. Os aspectos macroscópicos do minério foram discutidos no capítulo 4 (Estratigrafia da região sul da Serra Norte), item "Formação Carajás".

## Óxidos de Ferro dos Minérios

Os componentes mineralógicos principais dos minérios de ferro compacto e friável são óxidos de ferro (hematita e magnetita) e goethita. Hematita é o mineral predominante, ocorrendo em formas e texturas diversas:

**Hematita microcristalina**: cristais anédricos menores que 0.003 mm que comumente ocorrem como agregados policristalinos (7.1E, 7.5A), cujos cristais fazem contatos irregulares a lobados entre si.

**Hematita microlamelar**: cristais lamelares subédricos a euédricos, geralmente com 0.001 a 0.03 mm e contornos externos lisos (7.1D, 7.3B).

**Hematita anédrica**: cristais entre 0.005 a 0.1 mm, geralmente com 0.01 mm, comumente formando agregados cujos limites intercristais são lobados (7.1C, 7.3D).

**Hematita tabular**: cristais tabulares entre 0.1 a 0.3 mm e com contorno externo liso, geralmente ocorrendo isolados e em agregados com estrutura em pente e arranjo radial (7.2C).

**Magnetita**: ocorre sob a forma de **kenomagnetita**, geralmente como relictos em cristais de martita e/ou hematita (7.4B). Cristais isolados têm entre 0.01 a 0.2 mm, são anédricos a euédricos e comumente estão parcialmente martitizados

**Martita**: hematita pseudomorfa de magnetita que ocorre como cristais subédricos a euédricos com 0.01 a 0.2 mm (7.1A). Também ocorre ao longo dos planos cristalográficos {111} da magnetita. Geralmente contém relictos de kenomagnetita que podem estar goethitizados

**Goethita**: das diversas variedades presentes a mais comum é a anédrica, granoblástica (7.1F), com cristais entre 0.005 a 0.1 mm, que ocorre no interior de cristais de martita junto com kenomagnetita. Goethita euédrica a subédrica (0.05 a 0.2 mm) geralmente forma vênulas que podem ter estrutura em pente (7.2F). Goethita microcristalina terrosa é menor que 0.001

mm e pode ocorrer no interior de poros (7.3A), formando vênulas e recobrindo externamente grãos de hematita e martita.

## 7.1 - Minério Compacto

### Constituição Mineralógica

A hematita é o mineral predominante, seguido por goethita e magnetita. Análises semi-quantitativas por difratometria de raios-X também identificaram a hematita (72.2 a 100%), a goethita (0 a 27.8%) e a magnetita (0 a 15.4%).

### Características Petrográficas

De acordo a constituição mineralógica, o minério compacto é classificado em três tipos: hematítico-martítico (principal), hematítico-kenomagnetítico e o martítico-goethítico.

O **minério hematítico-martítico** geralmente é laminado, com trama microgranoblástica a decussada, pouco poroso e constituído por hematita, martita e, subordinadamente, goethita. Os tipos laminados são formados por bandas de agregados de hematita anédrica e martita, com goethita e hematita microlamelar subordinados (Fig. 7.1A), e bandas de agregados de hematita anédrica e hematita microlamelar (Fig. 7.1B). O microbandamento é definido pela variação na granulação e na porosidade. Blastos de martita ocorrem preferencialmente ao longo de níveis horizontais arranjados de modo paralelo entre si (Fig. 7.1A).

O minério maciço é constituído por uma matriz de hematita microcristalina e hematita microlamelar na qual ocorrem sombras de blastos de martita recristalizados em hematita anédrica.

A hematita microcristalina é subordinada em certas amostras, comumente formando microbandas (Figs. 7.1C,E) e/ou agregados. A trama decussada é formada por cristais de hematita microlamelar arranjados aleatoriamente (Figs. 7.1B,C). A hematita anédrica define a trama microgranoblástica e geralmente ocorre associada à hematita microlamelar (Fig. 7.1D), sendo comum também sua ocorrência no interior de blastos de martita (Fig. 7.1C) e em agregados irregulares (blastos anédricos de martita?). Localmente ocorre hematita tabular associada com goethita, as quais possuem estrutura em pente e arranjo radial, além de cavidades no núcleo da estrutura.

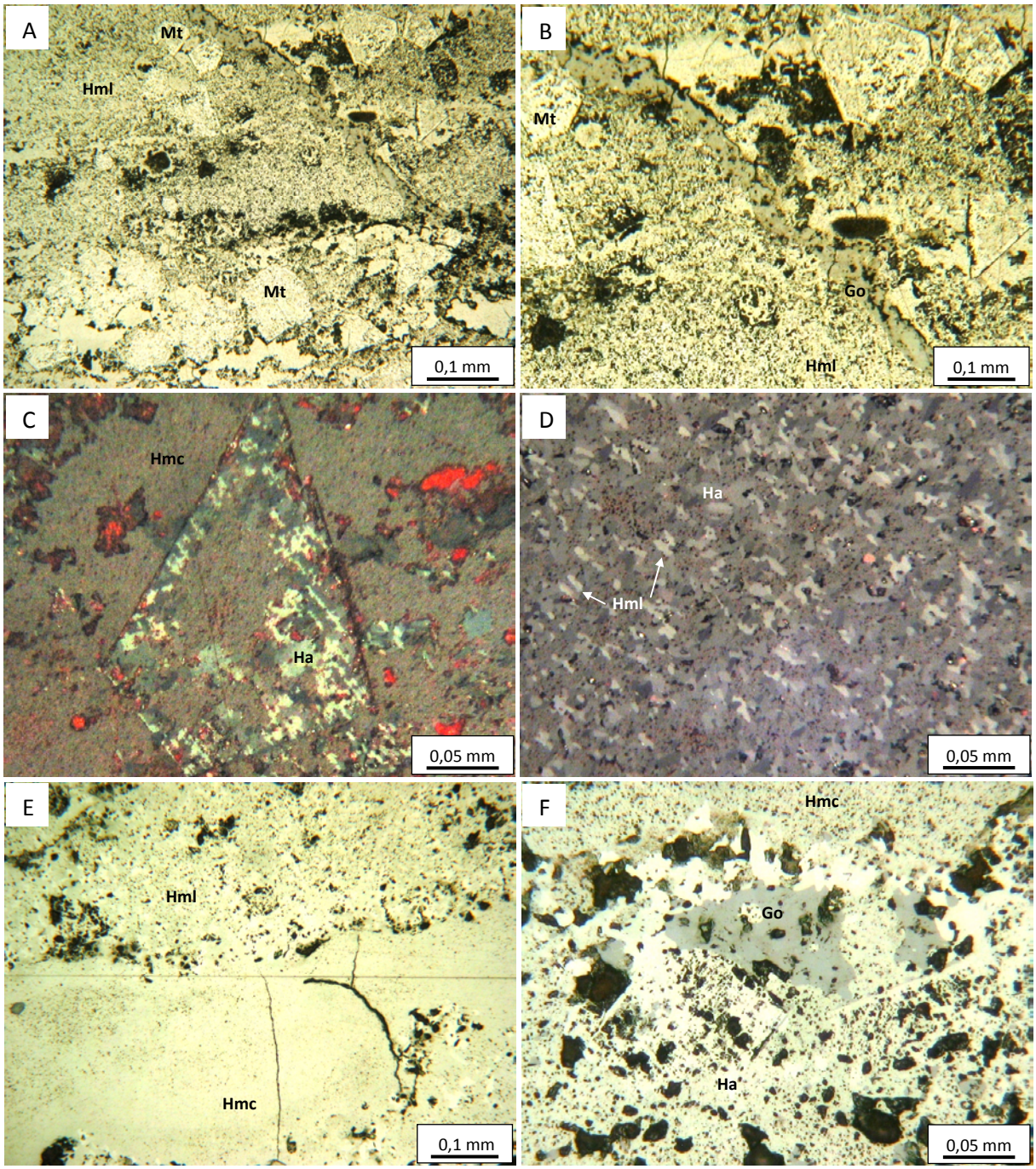



**Figura 7.1**. Fotomicrografias de minério de ferro compacto. **A.** Microbandas formadas por agregados de blastos de martita (Mt), na parte inferior, e por hematita microlamelar (Hml) com esparsos blastos de martita, na parte superior. LRND. **B.** Detalhe de microbanda de hematita lamelar (Hml) com blastos de martita (Mt) cortada por vênula de goethita (Go). LRND. **C.** Blasto de magnetita martitizado crescido sobre hematita microcristalina (Hmc) e que internamente está recristalizado em hematita anédrica (Ha). LRNC. **D.** Trama decussada a microgranoblástica definida por hematita microlamelar (Hml) e hematita anédrica (Ha). LRNC. **E.** Banda de hematita microlamelar (Hml) e de hematita microcristalina (Hmc). LRND. **F.** Microbanda de hematita anédrica (Ha) parcialmente goethitizada (Go) e microbanda de hematita microcristalina (Hmc). LRND.

A martita geralmente forma agregados de blastos euédricos a anédricos associados com hematita anédrica, microlamelar e/ou microcristalina (Figs. 7.1A-C). Esses blastos comumente estão dispostos segundo o microbandamento (Fig. 7.1A) e podem ser constituídos internamente por hematita anédrica (microgranoblástica), que localmente está elongada segundo os planos cristalográficos da martita (Fig. 7.1C). Relictos de kenomagnetita são frequentes e ocorrem de modo irregular.

A goethita anédrica geralmente ocorre no interior de cristais de martita e hematita (Fig. 7.1F). Vênulas de goethita subédrica a euédrica possuem estrutura em pente e podem preencher espaços vazios. Goethita microcristalina terrosa pode ocorrer no interior de poros e como vênulas (Fig. 7.1B).

O **minério hematítico-kenomagnetítico** é maciço, microgranoblástico e constituído majoritariamente por uma associação de hematita anédrica e kenomagnetita, com goethita subordinada.

A hematita anédrica (Fig. 7.2A-B) forma uma matriz fina que pode estar sobrecrescida por bolsões elongados a irregulares, descontínuos, de hematita anédrica (Fig. 7.2A), cujos cristais têm entre 0.02 a 0.4mm. O bandamento é definido muito incipientemente em certos locais por esses bolsões, quando os mesmos mostram discreto paralelismo. Venulações constituídas de agregados de hematita anédrica de granulação média ou de hematita lamelar (0.04 a 0.25 mm) são comuns.

A kenomagnetita ocorre como diminutos relictos irregulares em núcleos de hematita anédrica, sendo menos comum sua presença no interior de cristais de hematita tabular (Fig. 7.2C).

Goethita anédrica pode estar presente em núcleos de hematita anédrica. Vênulas de goethita fibrosa com estrutura radial são raras.

Localmente ocorrem vênulas de hematita microlamelar a tabular que podem conter núcleos de kenomagnetita geralmente com goethita microcristalina terrosa nos interstícios (Fig. 7.2B-C).

O **minério martítico-goethítico** é microbandado e poroso, formado pela alternância de lâminas de martita (± goethita) e de goethita (± martita), que possuem entre 3.2 a 0.1 mm de espessura (Figs. 7.2D-E). A variação na porosidade acompanha o microbandamento, sendo maior nas bandas goethíticas e menor nas bandas martíticas.

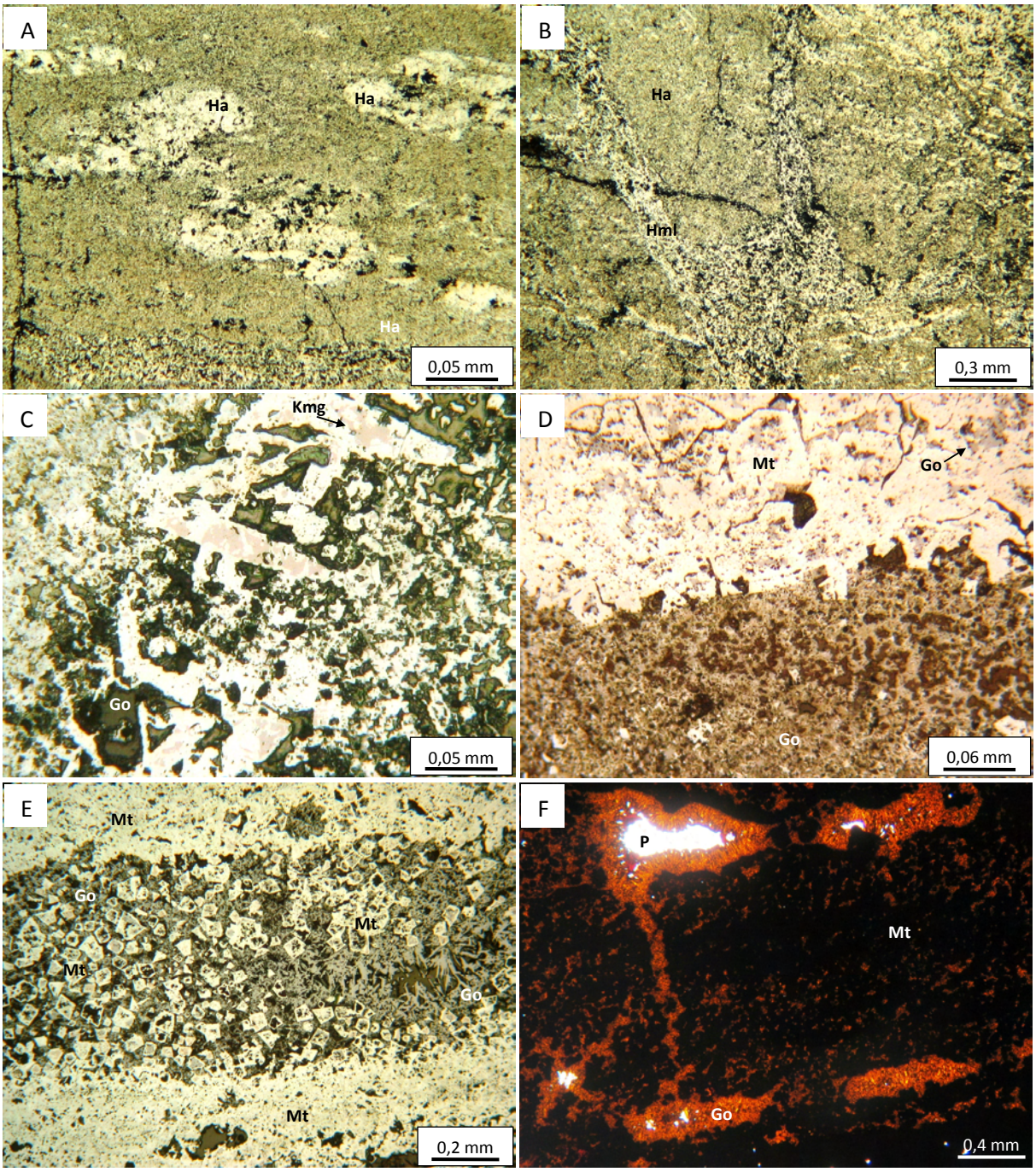



**Figura 7.2.** Fotomicrografias de minério de ferro compacto. **A.** Bolsões elongados de hematita anédrica (Ha) envolvidos por hematita anédrica muito fina a microcristalina (Hmc). LRND. **B.** Hematita anédrica (Ha) cortada por vênulas de hematita microlamelar (Hml). LRND. **C.** Relictos de kenomagnetita (Kmg) em cristais de hematita tabular. LRND. **D.** Detalhe de banda maciça de agregados de martita (Mt) e banda de goethita (Go) microcristalina com hematita. Alguns cristais de martita têm o núcleo goethitizado. LRND. **E.** Microbanda de goethita (Go) com cristais de martita (Mt) e microbandas maciças de agregados de martita. LRND. **F.** Microbanda de agregados de martita (Mt) cortada por vênulas de goethita (Go) paralelas ou discordantes do bandamento, neste último caso com estrutura em pente e poros (P). LTNC.

A martita ocorre em lâminas maciças formadas de aglomerados de vários cristais (Fig. 7.2E), que internamente podem estar recristalizados em hematita anédrica. Geralmente os núcleos de martita estão associados com goethita e, menos comumente, podem ter relictos de kenomagnetita. Nas bandas de goethita a martita ocorre como cristais isolados ou em agregados (Fig. 7.2E).

A goethita comumente é microcristalina e está disseminada junto com hematita microcristalina entre blastos isolados de martita (Fig. 7.2D). É comum goethita anédrica intercrescida no núcleo da martita. Vênulas de goethita euédrica/subédrica, com cristais entre 0.05 a 0.1 mm, ocorrem paralelas ou oblíquas ao microbandamento. Localmente possuem estrutura em pente e poros no interior da estrutura (Fig. 7.2F).

Bolsões irregulares de hematita anédrica com relictos de kenomagnetita ocorrem localmente em bandas maciças de martita, provavelmente agregados de martita recristalizados em hematita anédrica.

**Porosidade do minério de ferro compacto**

O minério compacto apresenta porosidade do tipo intragranular e intergranular, geralmente associada com goethita que ocorre no núcleo da martita ou como preenchimento de cavidades.

Os poros presentes no interior da martita e associados à goethita são isolados, irregulares e menores que 0.02 mm.

Poros associados à goethita que ocorre como preenchimento de cavidades (Figs. 7.2F, 7.3F) variam entre 0.8 mm a menores que 0.005 mm, normalmente com 0.2 mm. Geralmente são isolados, alinhados e podem definir o microbandamento. São subesféricos a irregulares ou ligeiramente elongados segundo o microbandamento. A superfície interna é rugosa, que pode ou não conter goethita criptocristalina. Quando contínuos, os poros estão orientados segundo o microbandamento.

Nos interstícios entre vários cristais, principalmente os de martita, hematita microlamelar e hematita tabular, podem haver poros irregulares menores que 0.003 mm, preenchidos ou não com goethita microcristalina (Fig. 7.3A).

No minério martítico-goethítico, a porosidade é elevada e está relacionada com a goethita microcristalina. Os poros são menores que 0.002 mm (Fig. 7.3E) e aparentemente estão interconectados.

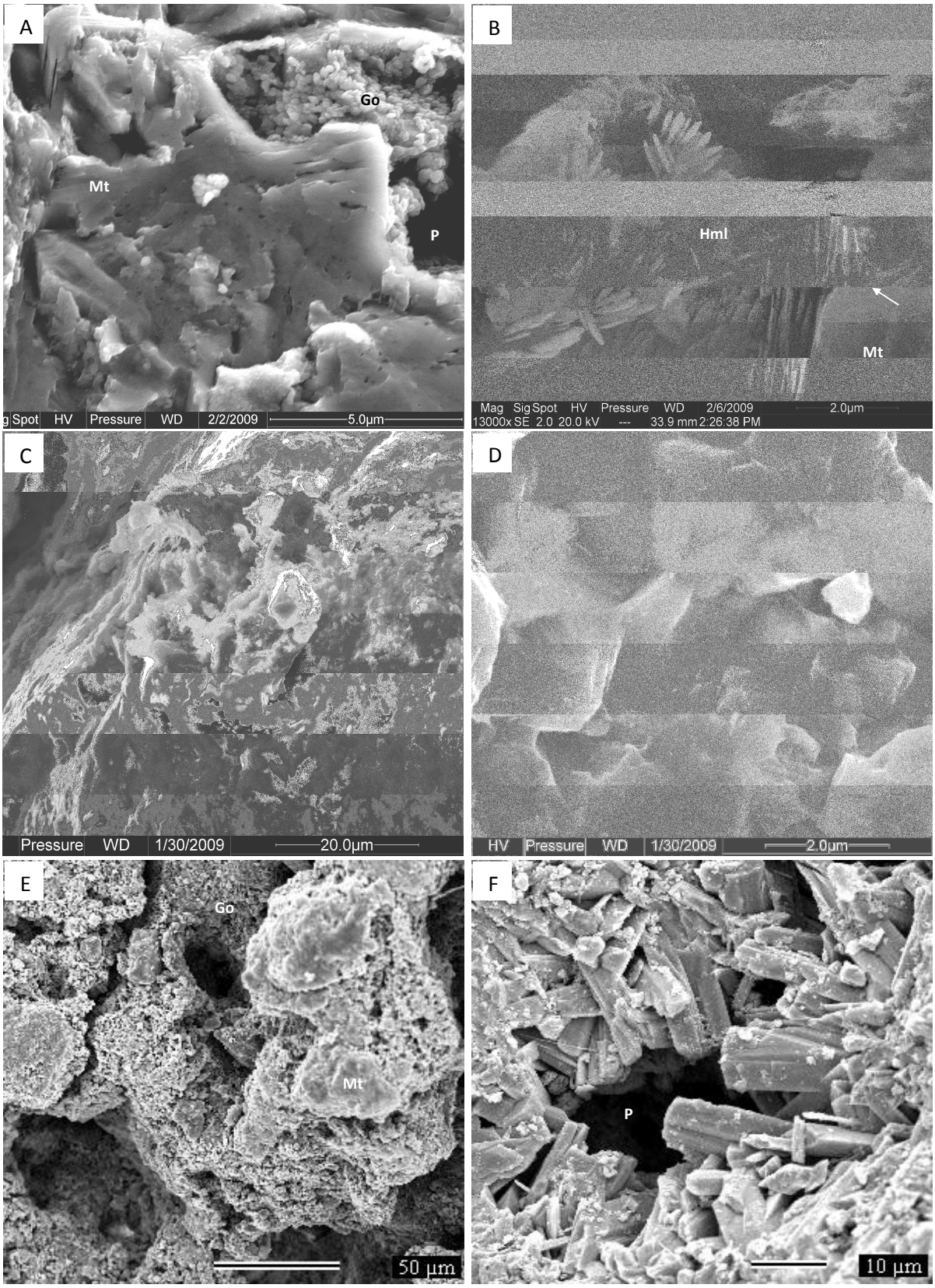



**Figura 7.3.** Imagens de minério compacto no microscópio eletrônico de varredura (MEV). **A.** Martita (Mt) com goethita microcristalina (Go) preenchendo poros (P). **B**. Hematita microlamelar (Hml) que cresceu à custa de martita (Mt). **C.** Agregados de hematita microcristalina. **D.** Agregados de hematita anédrica. **E.** Goethita (Go) microcristalina, microporosa, com esparsos cristais de martita (Mt). **F.** Cristais de goethita com estrutura em pente e poros (P) intercristais.

## 7.2 - Minério Friável

As amostras de minério friável analisadas são provenientes de testemunhos de sondagem, coletadas em intervalos com profundidades variadas: F1 (48,5 m), F2 (8,5 m), F3b (28,5 m), F3 (40,1 m) e F4 (44 m). O minério de ferro friável é constituído principalmente por partículas de óxidos de ferro, com goethita subordinada.

### Constituição Mineralógica

O mais abundante mineral-minério é a hematita, seguida por proporções variáveis de goethita e kenomagnetita. O principal mineral de ganga é o quartzo. Análises semiquantitativas por difratometria de raios-X revelou que os minerais maiores do minério friável são a hematita (>60%), a goethita (<20% e >3%), a magnetita (<10%) e o quartzo (<10 a 0%). Gibbsita foi detectada somente na amostra F2. Calcita, barita e turmalina (muito rara) são minerais-traço identificados por microscopia ótica e microssonda eletrônica. Uma fase amorfa constituída por Fe, Si e Al também foi identificada, provavelmente limonita.

### Características Petrográficas

As partículas de minério possuem entre 0.001 a 6.0 mm (Fig. 7.4A-C). Estimativas ao microscópio óptico apontam que o intervalo granulométrico predominante situa-se entre 0.005 a 0.8 mm, sendo menos comum grãos entre 3 a 6 mm.

As partículas de minério ocorrem como minerais isolados, em agregados monominerálicos e poliminerálicos e grãos mistos (Fig. 7.4B). Grãos maiores que 0.15 mm tendem a ocorrer como agregados e partículas mistas. Já os menores que 0.15 mm comumente são cristais isolados e partículas mistas.

A maioria das partículas entre 0.15 e 0.7 mm têm formatos sub-ésféricos, placóides e irregulares, subordinadamente poligonais (retangulares, cúbicos, losangulares, hexagonais e triangulares), ovalados e tabulares (Fig. 7.4A-B). Partículas menores que 0.15 mm geralmente são irregulares a ligeiramente elongadas, subesféricas, placóides e tabulares.

A hematita ocorre como vários tipos de cristais: microcristalina, anédrica, microlamelar, tabular e também como martita, os quais podem ocorrer como cristais isolados, partículas mistas ou agregados cristalinos. Geralmente a hematita apresenta trama microgranoblástica (Fig. 7.4D) e/ou decussada (Fig. 7.4E).

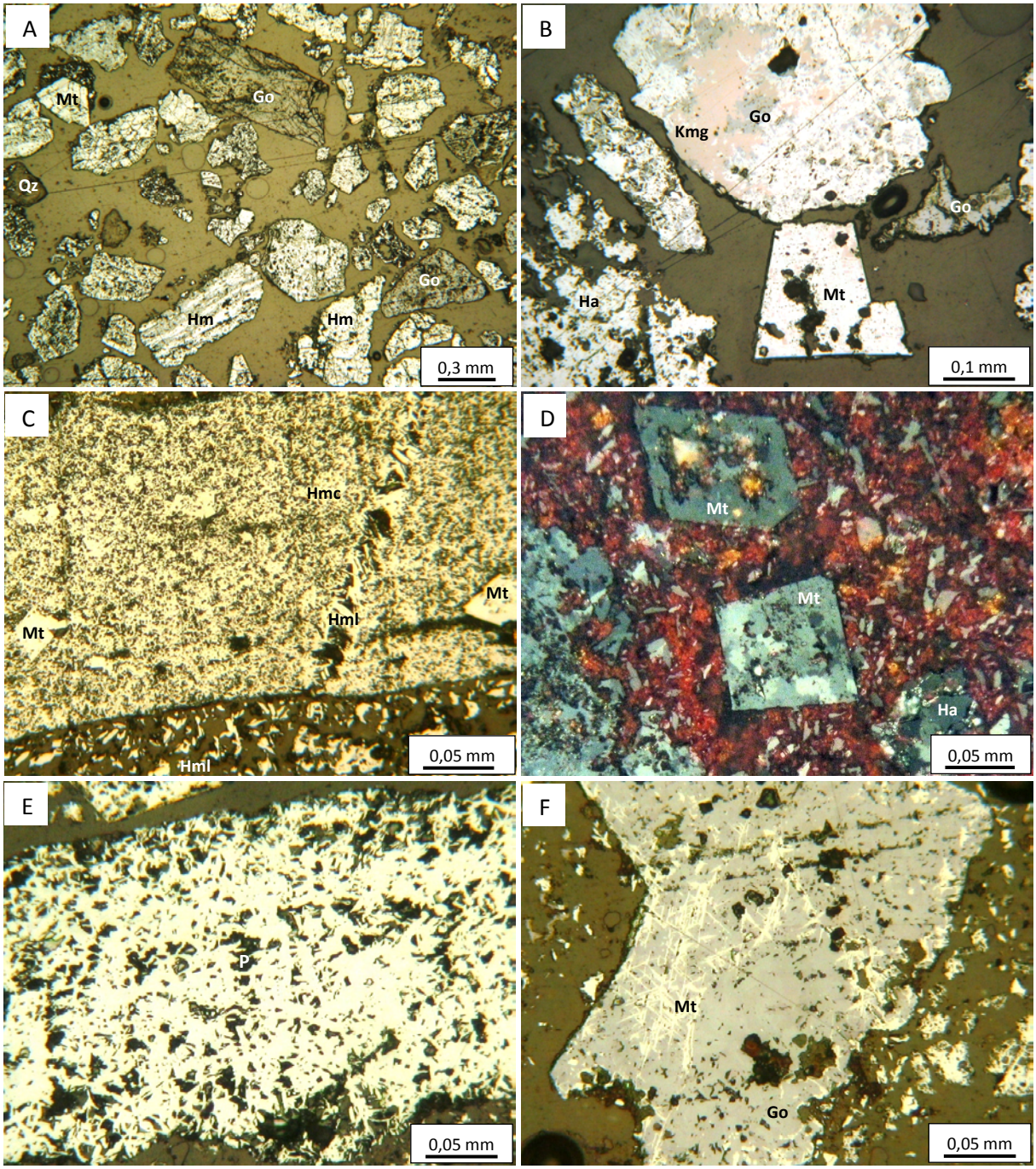



**Figura 7.4.** Fotomicrografias de minério de ferro friável **A.** Partículas de tamanhos e formas variadas de hematita (Hm), goethita (Go), martita (Mt) e quartzo (Qz). LRND. **B.** Partículas de martita com goethita (Go) e relictos de kenomagnetita (Kmg), goethita anédrica (Go), martita subédrica (Mt) e hematita anédrica (Ha). LRND. **C.** Agregado de hematita microcristalina (Hmc) sobrecrescido por blastos de martita (Mt) e cortado por vênula de hematita microlamelar (Hml). Hematita microlamelar também ocorre como cristais isolados abaixo do agregado. LRND. **D.** Cristais de martita (Mt) e hematita anédrica (Ha). O cristal de martita no centro da figura é formado internamente por hematita anédrica. LRNC. **E.** Agregado de hematita microlamelar com trama decussada e microporos (P). LRND. **F.** Cristal anédrico de martita intensamente goethitizado (Go). A alteração em martita (Mt) ocorre preferencialmente segundo os planos cristalográficos. LRND.

A *hematita microcristalina* comumente ocorre como agregados policristalinos junto com outros tipos de hematita (Fig. 7.4C) e como cristais individuais.

A *hematita anédrica* tem contorno rugoso (Fig. 7.4B) a liso e os grãos têm entre 0.005 a 0.1 mm (Fig. 8.5B), predominando os de aproximadamente 0.01 mm.

A *hematita microlamelar* possui contornos lisos (Fig. 7.5C) e geralmente ocorre como partículas isoladas ou formando agregados policristalinos (Figs. 7.4C,E), sendo que estes últimos podem ter porosidade intercristalina. Os agregados de hematita microlamelar têm superfície externa lisa, retilínea a angulosa. Localmente a hematita microlamelar parece ter sido formada a partir da martita, segundo os planos cristalográficos da última (Fig. 7.5D).

A *hematita tabular* é menos comum, ocorrendo geralmente isolada, com contorno liso, mas ocasionalmente forma vênulas em agregados de outros tipos de hematita (Fig. 7.4C).

A *martita* ocorre como cristais isolados, mistos e em agregados (Fig. 7.4A-C, 7.5E), comumente com relictos de kenomagnetita ou magnetita (muito raro). A martita comumente está associada com goethita intragranular (Figs. 7.4B,F), provavelmente resultado do processo de martitização (Morris 1985). A superfície da martita pode ser rugosa, serrilhada ou lisa, esta última quando os cristais preservam faces bem formadas (Fig. 7.5E-F). Fraturas irregulares são pouco comuns na martita. Blastos de martita têm sobrecrescido hematita microcristalina e internamente são constituídos por hematita anédrica (Figs. 7.4C-D, 7.5A,E). A martitização se processou irregularmente ou segundo planos {111} da magnetita (Figs. 7.4F, 7.5F).

A magnetita ocorre principalmente como relictos de *kenomagnetita* em cristais de martita (Fig. 7.4B) e, menos comumente, em cristais isolados. Os relictos de kenomagnetita geralmente ocorrem associados com goethita (Fig. 7.4B). Nos cristais de magnetita parcialmente martitizados, a kenomagnetita ocorre distribuída irregularmente ou em porções triangulares (Fig. 7.5F) definidas pela interseção dos planos {111} da magnetita.

A goethita ocorre como partículas isoladas (Fig. 7.4A), mistas (Fig. 7.4B,F) e em agregados. Os fragmentos isolados possuem dimensões entre 0.05 a 1.5 mm (Fig. 7.4A). As formas são subesféricas, elongadas a irregulares e a superfície é rugosa. A goethita geralmente ocorre junto com kenomagnetita nos núcleos de grãos de martita (Fig. 7.6A), com poros associados (Fig. 7.6B). Quando ocorre em fragmentos laminados associada com a hematita, a goethita está disposta segundo o microbandamento. Também pode ocorrer como finos filmes que envolvem partículas de martita e hematita. Os agregados são formados de cristais subédricos a euédricos, tabulares, localmente com estrutura em pente. Menos comuns são os cristais fibro-radiais que formam estruturas reniformes associados a fragmentos botrioidais.

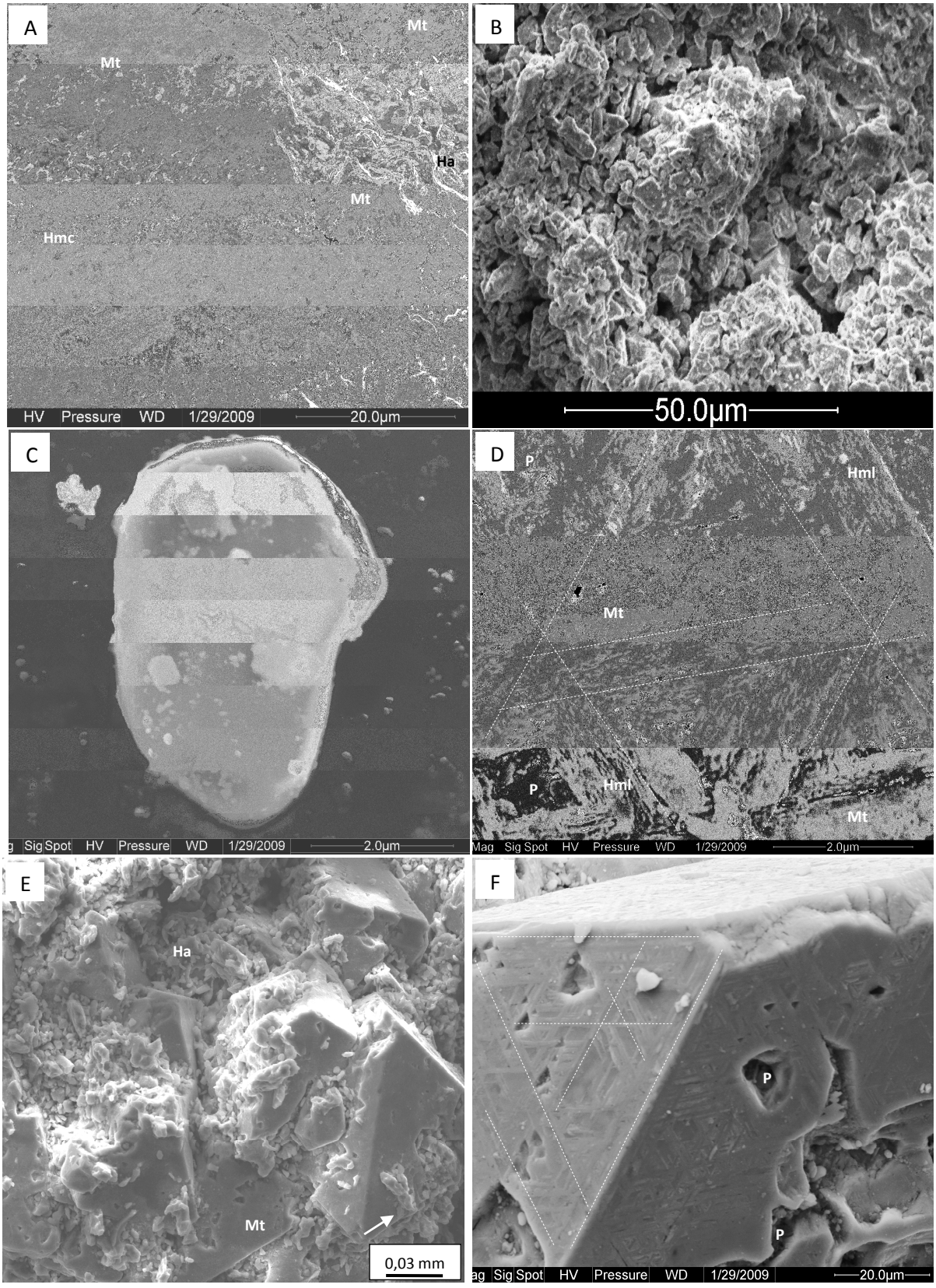



**Figura 7.5.** Imagens de minério de ferro friável no MEV. **A.** Hematita microcristalina (Hmc) sobrecrescida por martita (Mt), associada a hematita anédrica (Ha). **B.** Aglomerado de hematita anédrica. **C.** Hematita microlamelar. Vista em planta. **D.** Hematita microlamelar (Hml) formada a partir da martita (Mt) segundo os planos {111}. P=poros. **E.** Blastos de martita (Mt) internamente constituídos por hematita anédrica (Ha). Também ocorre hematita (seta branca) crescida sobre a superfície da martita. **F.** Magnetita (agora kenomagnetita, cinza escuro) martitizada (cinza claro) ao longo dos planos {111}. P=poros.

Quanto aos cristais isolados, predominam a hematita anédrica, a microlamelar e a martita (Fig. 7.6C). Agregados de hematita anédrica são mais abundantes que agregados de hematita microlamelar. As partículas mistas mais comuns são as de martita com goethita e relictos de kenomagnetita e as de martita com goethita ou com kenomagnetita. Alguns fragmentos são laminados, formados por microbandas de agregados de hematita microcristalina com blastos de martita e microbandas de hematita anédrica.

O quartzo geralmente ocorre livre (Fig. 7.4A), sendo raramente encontrado incluso em cristais de martita goethitizados. É anédrico e pode apresentar extinção ondulante.

Os tamanhos variam desde 0.02 a 0.9 mm (Fig. 7.4A), sendo mais frequente os de aproximadamente 0.1 mm. Localmente agregados de quartzo são formados cristais subédricos com textura em pente, com poros no núcleo da estrutura (Fig. 7.6B), podendo estar associados com cristais de plagioclásio. Estes cristais podem atingir até 1.3 mm no maior comprimento

A muscovita é rara e ocorre como plaquetas isoladas, subédricas a euédricas, com dimensões entre 0.005 a 0.3 mm. Plagioclásio é muito raro e ocorre associado a quartzo (Fig. 7.6D) e goethita.

**Porosidade do minério de ferro friável**

A porosidade das partículas de minério friável é do tipo intergranular e intragranular. A porosidade intergranular é mais intensa em agregados de hematita microlamelar ou de hematita anédrica com goethita microcristalina associada. Os poros são isolados, irregulares e menores que 1.4 mm, geralmente inferiores a 0.001 mm. Agregados de hematita microlamelar com trama decussada possuem porosidade intergranular (Figs. 7.4E, 7.6E). Os poros são menores que 0.08 mm, irregulares a subesféricos e aparentam estar interconectados, podendo ocorrer de modo paralelo ao microbandamento. Também há poros em agregados de hematita microcristalina (Fig. 7.6F) sobrecrescida por martita, geralmente elongados segundo o microbandamento e menores que 0.3 mm.

Poros intragranulares são presentes na goethita que ocorre em núcleos de martita (Fig. 7.6B). Os poros são irregulares e menores que 0.2 mm. Cristais de martita apresentam poros intragranulares, cujas formas podem ser triangulares, irregulares e arredondados (Figs. 7.5D,F). Cristais de goethita microcristalina podem ter microporos isolados e de formatos irregulares, geralmente menores que 0.001 mm.

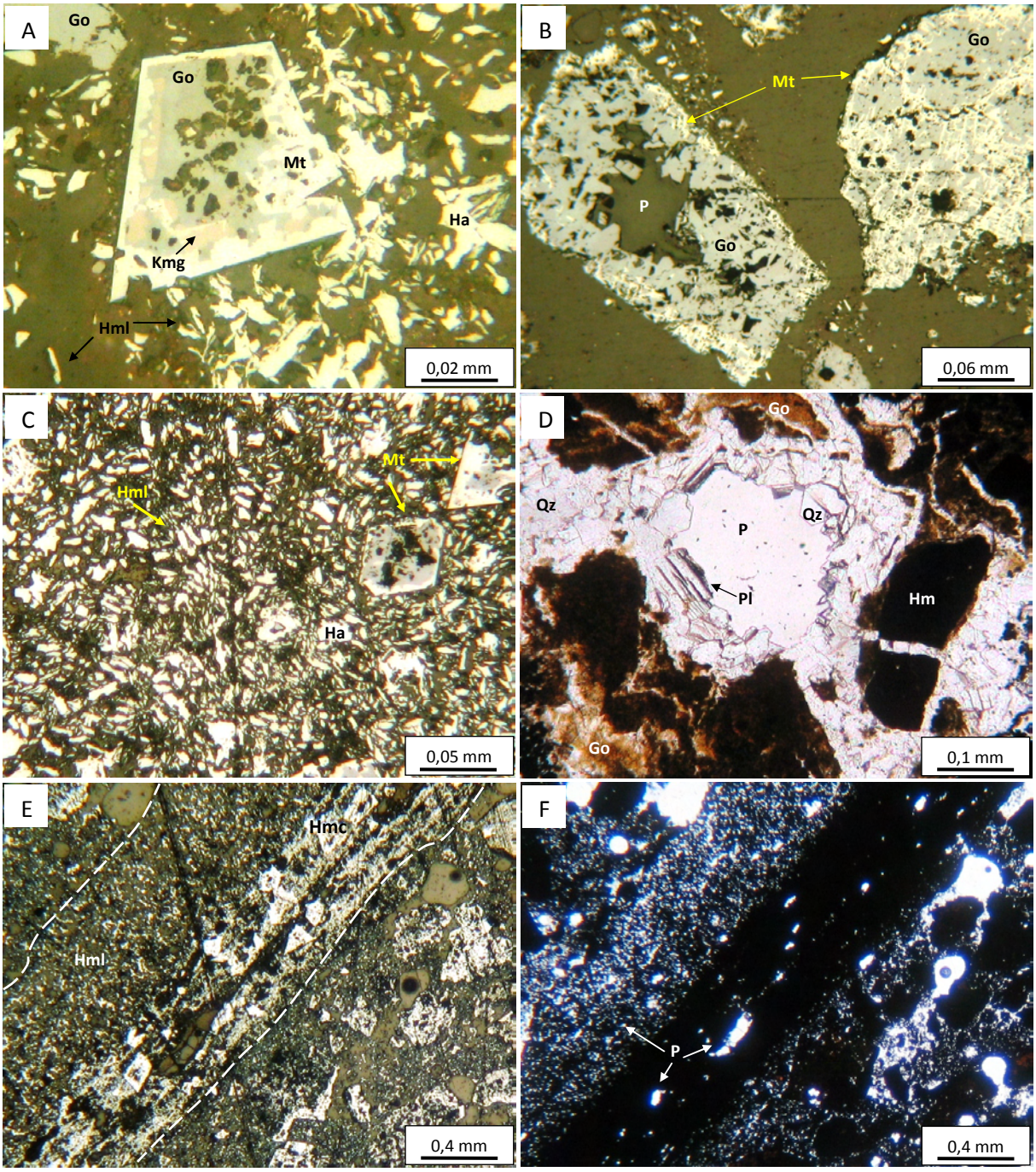



**Figura 7.6**. Fotomicrografias de minério de ferro friável. **A.** Partículas de minério friável constituídas de goethita (Go), hematita anédrica (Ha), hematita microlamelar (Hml) e martita (Mt) com relictos de kenomagnetita (Kmg) e goethita. LRND. **B.** Cristais de martita (Mt) intensamente goethitizados (Go) e com poros (P). LRND. **C.** Partículas de hematita microlamelar (Hml), hematita anédrica (Ha) e martita parcialmente goethitizada (Mt). LRND. **D**. Fragmento constituído de goethita (Go) e hematita (Hm), na borda, e quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl), no centro, com poro (P) associado. LTND. **E.** Fragmento laminado (linha tracejada) formado por microbanda de hematita microlamelar (Hml) e microbanda de hematita microcristalina (Hmc) com blastos de martita. **F.** Idem Fig. 7.6E em LTNC, onde se vê maior porosidade associada à banda de hematita microlamelar. Poros maiores e elongados segundo o bandamento ocorrem preferencialmente na banda de hematita microcristalina com blastos de martita.

## Características Geoquímicas

Análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras foram realizadas nos minérios de ferro friável e compacto. A composição dos elementos mais importantes para a qualidade do minério é listada na Tabela 7.1.

**Tabela 7.1.** Componentes químicos maiores, menores e traços mais importantes para a qualidade do minério de ferro friável e compacto do Depósito N8. Valores em %, onde não indicado.

| | Minério Friável | | | | | | Minério Compacto | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **F1** | **F2** | **F3** | **F3b** | **F4** | | **24** | **44** | **47** | **92** | **108** | | Jaspelito N8* (média) |
| | | | | | | Média | | | | | | Média | |
| **$Fe_T$** | 64,89 | 65,36 | 63,27 | 66,76 | 66,50 | **65,36** | 65,17 | 66,55 | 67,83 | 67,72 | 67,25 | **66,90** | 39,50 |
| **P** | 0,035 | 0,07 | 0,022 | 0,035 | 0,018 | **0,036** | 0,236 | 0,07 | 0,013 | 0,052 | 0,013 | **0,077** | 0,011 |
| **$Al_2O_3$** | 1,12 | 1,22 | 0,41 | 0,4 | 0,52 | **0,73** | 0,47 | 0,51 | 0,34 | 0,34 | 0,58 | **0,44** | 0,29 |
| **$SiO_2$** | 3,83 | 1,80 | 5,19 | 1,43 | 1,46 | **2,74** | 0,99 | 1,73 | 1,05 | 0,45 | 1,40 | **1,12** | 40,61 |
| **Mn** | 0,062 | 0,054 | 0,054 | 0,132 | 0,039 | **0,069** | 0,016 | 0,016 | 0,023 | 0,016 | 0,054 | **0,025** | 0,061 |
| **CaO** | 0,12 | 0,02 | 0,04 | <0,01 | 0,02 | **0,042** | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | 0,05 | **0,014** | 0,025 |
| **MgO** | 0,09 | 0,02 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | **0,056** | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | **0,005** | 0,050 |
| **$K_2O$** | 0,11 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | **0,056** | 0,01 | 0,05 | <0,01 | <0,01 | 0,02 | **0,015** | 0,016 |
| **Ti** | 0,024 | 0,036 | 0,012 | 0,006 | 0,012 | **0,018** | 0,036 | 0,012 | <0,006 | 0,018 | 0,006 | **0,015** | 0,015 |
| **S** | 0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | **0,048** | 0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | **0,010** | - |
| **Cu (ppm)** | 90,3 | 104,4 | 112,3 | 105,3 | 171,0 | **116,7** | 79,6 | 37,6 | 8,2 | 4,4 | 42,8 | **34,5** | - |
| **Pb (ppm)** | 6,1 | 2,2 | 42,4 | 78,2 | 6,0 | **27,0** | 8,2 | 0,4 | 3,7 | 4,3 | 3,2 | **4,0** | - |
| **LOI** | 1,6 | 3,0 | 3,6 | 2,3 | 2,7 | **2,6** | 4,6 | 2,3 | 1,5 | 2,2 | 1,6 | **2,4** | 1,51 |

$Fe_T$= ferro total, expresso como$F_2O_3$;
LOI= perda ao fogo;
* n=7 (Lindenmayer *et al.* 2001).

O minério friável tem um teor médio de 65.3% de Fe, 0.7% de $Al_2O_3$ e 2.7% de $SiO_2$. O minério compacto possui teor médio de Fe de 66.9%, enquanto o de $Al_2O_3$ é 0.45% e o de $SiO_2$ é 1.1%. A média de fósforo do minério compacto (0.077%) é mais alta que a do minério friável (0.036%) devido à influência da amostra 24, que é de minério compacto martítico-goethítico (0.236%). Se não considerarmos esta amostra, a média do minério compacto é

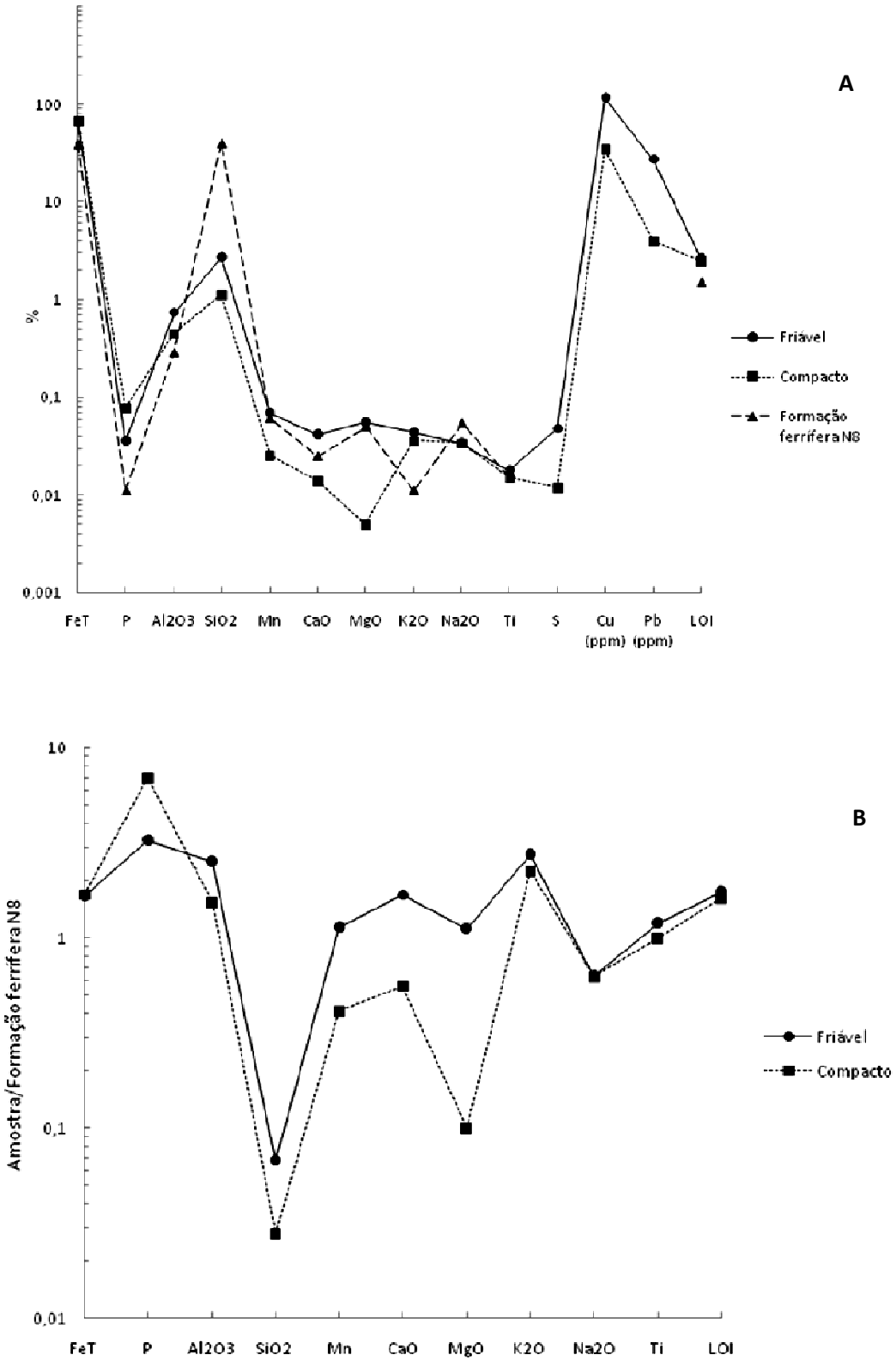



**Figura 7.7. A.** Gráfico da média dos elementos mais importantes para a qualidade do minério de ferro friável e compacto do Depósito N8, comparados com a média da formação ferrífera de Lindenmayer *et al.* (2001) do mesmo depósito. **B.** Gráfico da média de elementos maiores do minério de ferro friável e compacto do Depósito N8, normalizada pela média da formação ferrífera de Lindenmayer *et al.* (2001) para o mesmo depósito.

0.037, que é aproximadamente a mesma do friável. Para os demais elementos, os valores do minério friável são sempre maiores que os do minério compacto (Tabela 7.1, Fig. 7.7).

Os teores médios dos elementos maiores do minério friável e compacto do Depósito N8, comparados com a formação ferrífera do mesmo depósito (Lindenmayer *et al.* 2001), que é o protominério, são mais ricos em Fe, $Al_2O_3$, P, $K_2O$ e perda ao fogo (LOI), e mais pobres em $SiO_2$ e $Na_2O$ (Fig. 7.7). Em relação ao protominério, o minério compacto também está empobrecido em MgO, CaO e Mn.

Para os elementos-traço, a comparação com a média da formação ferrífera do Depósito N8 (Fig. 7.8), de Lindenmayer *et al*. (2001), indica que os minérios friável e compacto são mais ricos em Ba, Sr, Y e ΣETR, e mais pobres em Zr, Nb e Cr. Comparando-se com o minério compacto (Fig. 7.8), o friável possui teores médios iguais ou maiores que o minério compacto, exceto para o Sb, Cr e ΣETR. As maiores diferenças foram as dos elementos Ba (194.4 e 19.4) e Cu (116.7 e 34.5), para o minério friável e compacto, respectivamente.

O ΣETR dos minérios friável e compacto varia de 12.27 a 30.49 (média de 16.58) e de 2.81 a 51.51 (média de 16.78) ppm, respectivamente (Fig. 7.8). Ambas as amostras têm valores mais altos de ETRL do que ETRP. A média dos ΣETRL e dos ΣETRP para o minério friável é 14.93 e 1.65 ppm, respectivamente, e para o minério compacto é 15.94 e 0.84 ppm.

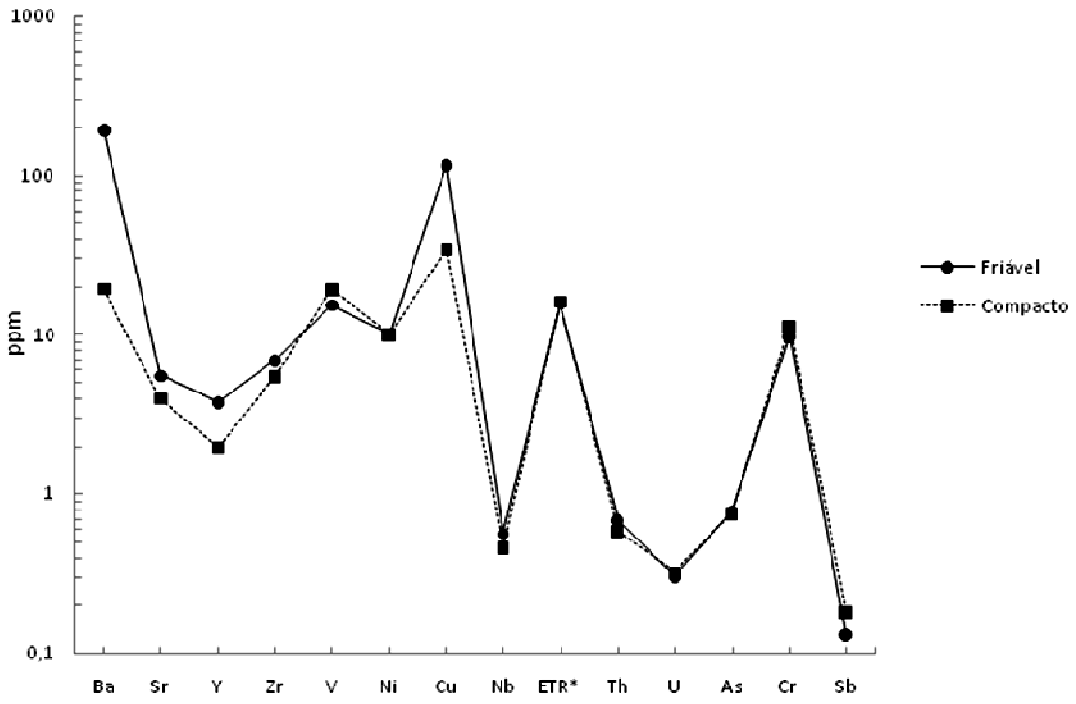



**Figura 7.8.** Gráfico da média de elementos-traço do minério de ferro friável e compacto do Depósito N8, normalizado pela média da formação ferrífera (n=7) de Lindenmayer *et al.* (2001) para o mesmo depósito.

Os padrões dos ETR normalizados ao condrito (Nakamura 1974) dos minérios de ferro compacto e friável são apresentados na Fig. 7.9. O minério friável é enriquecido em ETRL ($La_N/Sm_N$=3.46-7.77, média de 5.67) e empobrecido em ETRP ($Gd_N/Yb_N$=1.67-4.52, média de 2.89). O minério compacto é bastante enriquecido em ETRL ($La_N/Sm_N$=3.66-23.65, média de 14.18) e pouco empobrecido em ETRP ($Gd_N/Yb_N$=1.10-1.91, média de 1.59), exceto a amostra 92, que é bastante empobrecida ($Gd_N/Yb_N$=5.66).

As anomalias de Eu do minério compacto são positivas, variando de 1.08 a 3.04 (média de 1.93). Para o minério friável a anomalia de Eu também é positiva, variando entre 1.12 a 1.56 (média de 1.39). Os padrões médios de distribuição dos ETR dos minérios de ferro friável e compacto e da média da formação ferrífera de Lindenmayer *et al.* (2001) têm tendências similares, porém os minérios são mais enriquecidos em ETR (Fig. 7.10). O minério friável é sempre mais enriquecido em ETR do que o minério compacto, exceto para o La, que tem valor semelhante, e para o Ce, cujo valor é maior no compacto.

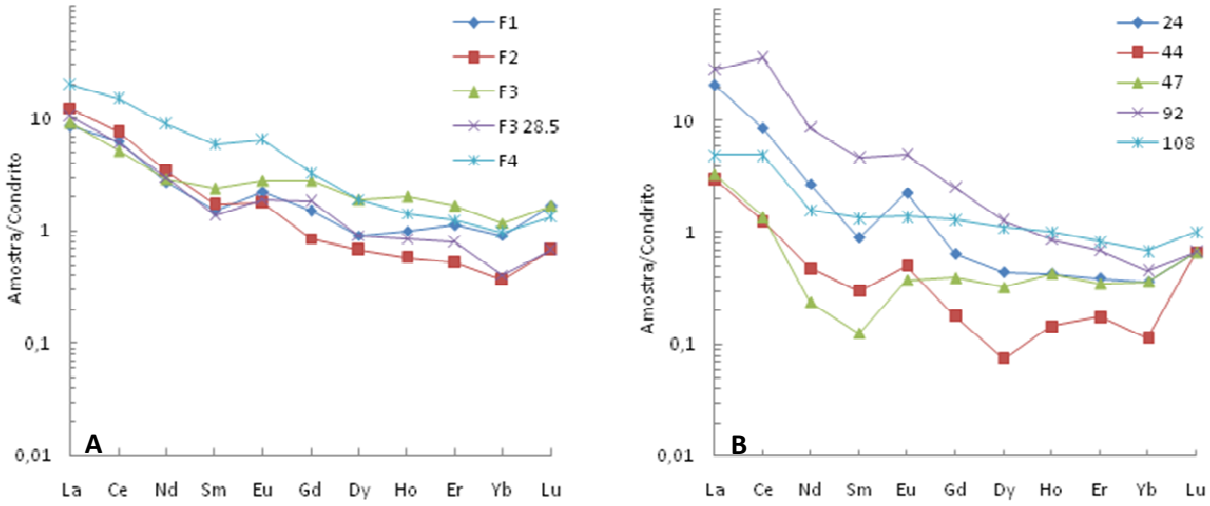



**Figura 7.9.** Gráficos de distribuição dos elementos terras raras dos minérios de ferro do Depósito N8, normalizados ao condrito (Nakamura 1974). **A.** Minério Friável. **B.** Minério compacto.

Em relação à formação ferrífera de Lindenmayer *et al.* (2001), o minério compacto tem fator de enriquecimento de 2.1 para os ETRL e de 1.67 para os ETRP. O fator de enriquecimento do minério friável é de 2.7 para os ETRL e 3.29 para os ETRP.

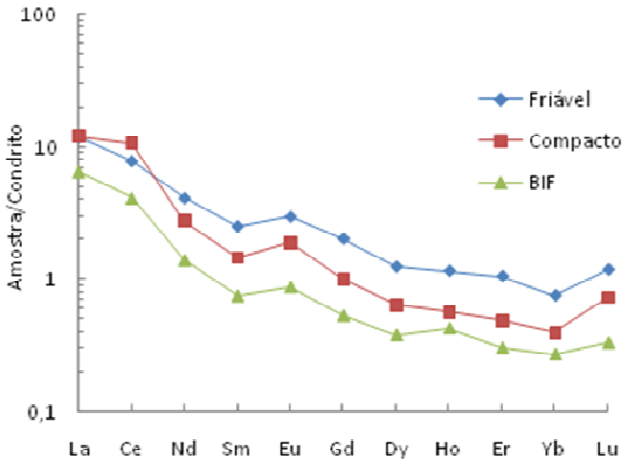



**Figura 7.10.** Gráfico da média dos ETR dos minérios de ferro friável e compacto do Depósito N8 e da média da formação ferrífera (BIF) de Lindenmayer *et al.* (2001), normalizados ao condrito (Nakamura 1974).

# 8 - PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR E GEOCRONOLOGIA DA UNIDADE CANINANA

Os litotipos da Unidade Caninana contêm minerais e fragmentos líticos que fazem parte de seu arcabouço e matriz. A caracterização destes constituintes é importante para determinar a natureza das áreas-fonte dos sedimentos, bem como para reconstituir a paleogeografia e a evolução tectônica da bacia (Miall 1990). Do mesmo modo, é importante o conhecimento da idade de sedimentação dessa unidade.

A proveniência sedimentar da Unidade Caninana foi efetuada com base em estudos geocronológicos, petrológicos, petrográficos e dos minerais pesados. Dados geocronológicos foram obtidos de datações de cristais de zircão detríticos pelo método U-Pb (SHRIMP), os quais permitiram estimar a idade de deposição sedimentar e forneceram informações sobre as possíveis áreas-fonte dos sedimentos, por meio da comparação das idades obtidas com as das unidades geológicas regionais.

## 8.1 – Proveniência Sedimentar

### Minerais Pesados

O espectro de minerais pesados das rochas da Unidade Caninana, estimado visualmente em lupa binocular, é formado principalmente por hematita (±90-95%) e magnetita (±3-5%). Subordinadamente (<1%) ocorrem zircão, anatásio e rutilo - embora estes dois últimos sejam de difícil distinção visual, ambos foram identificados na difração de raios-X. Apatita e titanita são raros (<0.1%).

A hematita deve ter como principal área-fonte as formação ferríferas da Formação Carajás. A magnetita ocorre principalmente como kenomagnetita e também deve ser majoritariamente derivada de formações ferríferas, com menor contribuição de rochas vulcânicas máficas. O rutilo (polimorfo de $TiO_2$ de alta temperatura) deve ser derivados de rochas ígneas plutônicas e, subordinadamente, metamórficas. O anatásio (polimorfo de $TiO_2$ de baixa temperatura) deve ser oriundo de rochas metamórficas e ígneas, bem como ser produto de alteração de ilmenita ou titanita. Granitóides e rochas máficas podem ser as áreas

fonte da apatita. Titanita pode ser derivada principalmente de granitóides, com menor contribuição de vulcânicas máficas.

Os grãos de zircão são anédricos a euédricos, com superfícies arredondadas a angulosas, predominando as subangulosas a subarredondadas (Figs. 8.1, 8.2A) A maioria dos cristais são prismas curtos, geralmente com razão comprimento/largura (C/L) entre 1.5 e 2. Prismas longos são subordinados, com razão C/L não maior que 3. Os cristais de zircão podem ser incolores, laranja claros, amarelo claros, rosas e caramelos. Alguns zircões são zonados fraturados (Fig. 8.1), em hábitos prismáticos bipiramidais ou somente prismáticos.

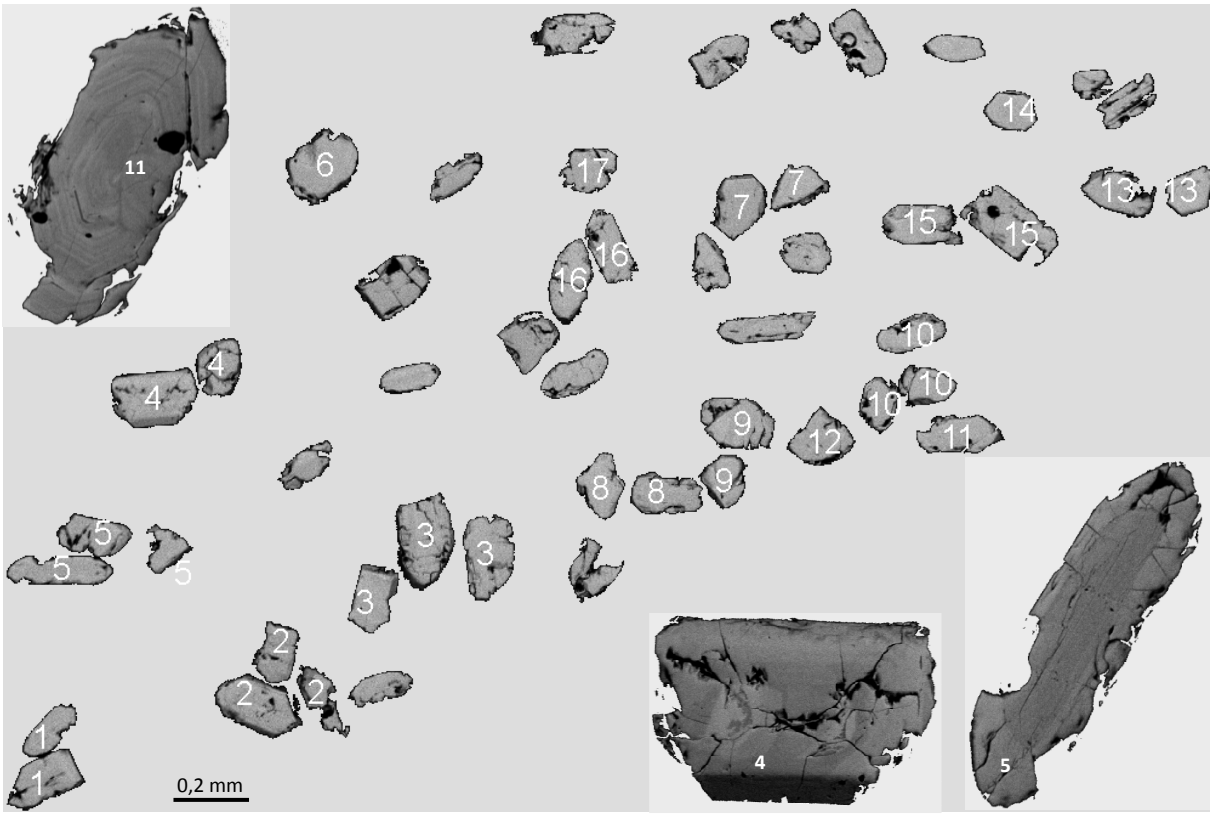



**Figura 8.1**. Imagens por elétrons retroespalhados de cristais de zircão detríticos da Unidade Caninana (provenientes de testemunho de sondagem F-780 N5S, profundidade de 111,45 m). Canto superior esquerdo: zircão zonado; direita inferior: zircão fraturado; Canto inferior direito: zircão elongado com superfície arredondada na terminação inferior. Grande parte da angulosidade dos zircões é efeito de corte devido à preparação (corte e polimento) para a datação.

Cristais com duas direções de clivagem que fazem ângulo de 90º entre si, substituídos por clorita, sericita e quartzo, são interpretados como piroxênio intemperizado ou alterado hidrotermalmente (Figs. 8.2C-D). Grãos cloritizados com duas direções de clivagem com

ângulo de 60° entre si provavelmente deveriam ser anfibólio. Estes minerais devem ser derivados de rochas máficas da Formação Parauapebas.

### Fragmentos Líticos

Os fragmentos líticos são formados por jaspelito, quartzito, quartzo de veio, vulcanito, minério de ferro, quartzo xisto, granitóide, anfibolito e silexito. A preservação destes fragmentos, alguns dos quais bastante instáveis diante da erosão e transporte fluvial, que foi o caso para a Unidade Caninana - ver capítulo 11 (Discussão) -, indica transporte relativamente curto e área-fonte próxima.

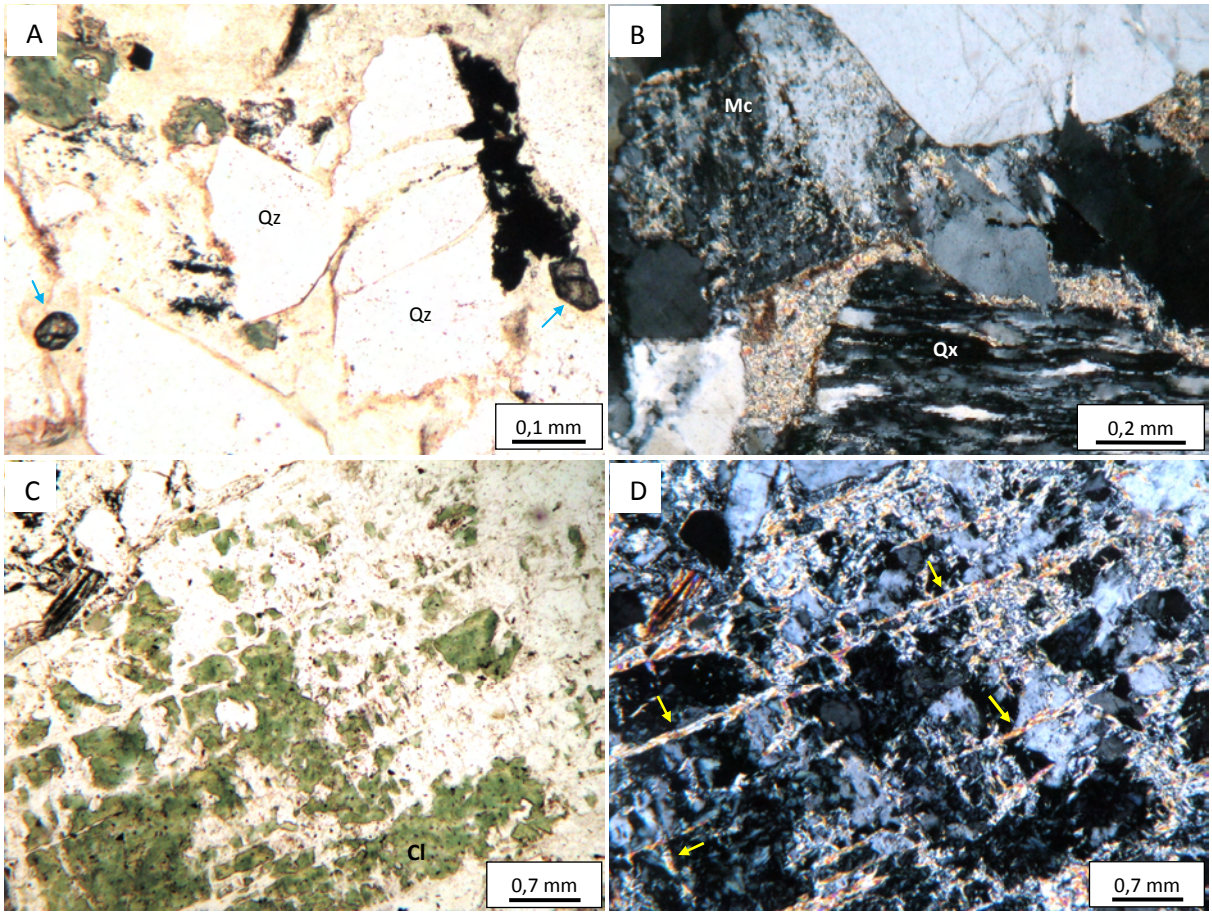



**Figura 8.2.** Fotomicrografias de minerais e fragmentos líticos que compõem o arcabouço e/ou matriz das rochas da Unidade Caninana. **A.** Grãos subarredondados a arredondados de zircão (seta azul) e subangulares de quartzo (Qz). LTND. **B.** Grão de microclina (Mc) parcialmente alterado para sericita e fragmento de quartzo xisto (Qx). LTNC. **C** e **D.** Clorita (Cl) que é produto da alteração de piroxênio, quartzo (Qz) e sericita (setas amarelas), esta última disposta ao longo dos traços de clivagem aproximadamente ortogonais. LTND (C) e LTNC (D).

Os clastos de jaspelitos, minério de ferro e *chert* são os mais angulosos e os de maiores dimensões, evidenciando transporte curto. Esses clastos, assim como vulcanitos intemperizados e/ou cloritizados, são interpretados como derivados do Grupo Grão-Pará.

Os clastos de granitóides são formados por quartzo, feldspato rosa ou branco e anfibólio, podendo ser foliados ou isotrópicos. A ocorrência maior de clastos de granitóides para a direção leste da área mapeada leva a crer que são provenientes de rochas do Complexo Estrela, que ocorre mais a leste.

Os fragmentos de quartzitos são mais arredondados e menores que os demais, o que implica em área-fonte distal com transporte relativamente maior e possível retrabalhamento sucessivo. Os fragmentos de quartzito e quartzo xisto têm como candidatos a áreas-fonte as rochas do Domínio Rio Maria, das sequências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e do Grupo Rio Novo. Clastos de anfibolito encontrados na parte leste da área estudada são interpretados como provenientes do Grupo Rio Novo.

**Minerais Leves**

A muscovita é interpretada como resultado da erosão de áreas-fonte xistosas ou graníticas. O plagioclásio pode ser originado de rochas máficas do Grupo Grão-Pará e de granitos sintectônicos e neoarqueanos, que devem ter contribuído com os grãos de microclina (9.2B), dada a natureza alcalina a subalcalina dos mesmos.

## 8.1 – Estudo Geocronológico

Três amostras de rocha foram selecionadas para a datação de cristais de zircão detríticos (Fig. 4.1). As amostras 1 e 2 (conglomerados) foram extraídas de testemunhos de sondagem dos furos 764 e 780 do Depósito N5S, nas profundidades de 172.7 m e 111.45 m, respectivamente. A amostra 3 (coordenadas UTM 613565/9307938) é de arenito arcoseano que aflora na margem leste do Rio Parauapebas, na região de Bocaina. Foram analisados 79 zircões, cujos dados composicionais de U e Th e idades obtidas estão dispostas na Tabela 8.1.

**Tabela 8.1.** Dados composicionais de U e Th e idades obtidas pelo método U-Pb SHRIMP para zircões detríticos (n=79) da Unidade Caninana.

| Zircão | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Idade (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | Erro (Ma) | Zircão | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Idade (Ma) $^{207}Pb/^{206}Pb$ | Erro (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **C.2-1** | 92 | 40 | 0,45 | 2090 | 20 | **B.15-2** | 285 | 206 | 0,74 | 2737 | 7 |
| **C.3-5** | 54 | 53 | 1,01 | 2715 | 20 | **B.10-1** | 158 | 93 | 0,61 | 2121 | 14 |
| **C.13-1** | 261 | 90 | 0,36 | 2077 | 13 | **B.10-2** | 54 | 53 | 1,02 | 2737 | 16 |
| **C.4-1** | 148 | 24 | 0,16 | 2824 | 11 | **B.10-3** | 108 | 76 | 0,73 | 2109 | 18 |
| **C.4-2** | 195 | 27 | 0,14 | 2134 | 15 | **0901B.17-1** | 222 | 151 | 0,70 | 2736 | 8 |
| **C.4-3** | 62 | 102 | 1,70 | 2731 | 22 | **0901B.17-2** | 163 | 63 | 0,40 | 2132 | 17 |
| **C.5-1** | 333 | 139 | 0,43 | 2063 | 14 | **0901B.17-3** | 107 | 50 | 0,48 | 2732 | 19 |
| **C.5-2** | 544 | 289 | 0,55 | 2228 | 8 | **0901B.17-4** | 67 | 43 | 0,67 | 2099 | 35 |
| **C.6-1** | 105 | 198 | 1,94 | 2891 | 12 | **0901B.1-1** | 236 | 110 | 0,48 | 2744 | 8 |
| **C.6-2** | 157 | 149 | 0,98 | 2737 | 10 | **0901B.2-1** | 40 | 46 | 1,17 | 2728 | 23 |
| **C.6-3** | 100 | 54 | 0,56 | 2025 | 23 | **0901B.3-1** | 281 | 197 | 0,73 | 2735 | 8 |
| **C.6-4** | 74 | 28 | 0,39 | 2054 | 24 | **0901B.3-2** | 162 | 117 | 0,74 | 2832 | 10 |
| **C.7-1** | 75 | 37 | 0,51 | 2640 | 24 | **0901B.3-3** | 167 | 108 | 0,67 | 2731 | 11 |
| **C.7-2** | 99 | 56 | 0,58 | 2730 | 17 | **0901B.5-1** | 235 | 118 | 0,52 | 2123 | 8 |
| **C.7-3** | 93 | 44 | 0,49 | 2053 | 22 | **0901B.5-2** | 138 | 113 | 0,85 | 2730 | 7 |
| **C.17-1** | 115 | 35 | 0,31 | 2972 | 10 | **0901B.5-3** | 102 | 26 | 0,27 | 2106 | 13 |
| **0901C.3-1** | 184 | 134 | 0,75 | 2056 | 16 | **0901B.6-1** | 172 | 125 | 0,75 | 2060 | 10 |
| **0901C.3-3** | 296 | 216 | 0,76 | 2711 | 10 | **0901B.6-2** | 68 | 37 | 0,57 | 2655 | 10 |
| **0901C.3-4** | 118 | 99 | 0,87 | 2011 | 25 | **0901B.7-1** | 145 | 73 | 0,52 | 2733 | 7 |
| **0901C.1-1** | 59 | 71 | 1,25 | 2733 | 18 | **0901A.9-1** | 165 | 158 | 0,99 | 2739 | 6 |
| **0901C.1-2** | 67 | 68 | 1,05 | 2706 | 21 | **0901A.8-1** | 203 | 70 | 0,35 | 2856 | 5 |
| **0901C.12-1** | 42 | 44 | 1,10 | 2734 | 28 | **0901A.10-1** | 103 | 71 | 0,71 | 2726 | 9 |
| **0901C.11-1** | 167 | 64 | 0,39 | 2120 | 15 | **0901A.7-1** | 43 | 24 | 0,58 | 2763 | 14 |
| **0901C.9-1** | 60 | 55 | 0,94 | 2754 | 17 | **0901A.15-1** | 104 | 69 | 0,69 | 2725 | 11 |
| **0901C.10-1** | 156 | 193 | 1,28 | 2041 | 24 | **0901A.14-1** | 165 | 136 | 0,85 | 2875 | 6 |
| **0901C.10-2** | 76 | 68 | 0,93 | 2729 | 16 | **0901A.13-1** | 69 | 28 | 0,41 | 2740 | 10 |
| **0901C.14-1** | 31 | 36 | 1,21 | 2678 | 28 | **A.1-1** | 82 | 34 | 0,42 | 2745 | 14 |
| **0901C.14-2** | 53 | 44 | 0,84 | 2755 | 11 | **A.5-1** | 85 | 48 | 0,59 | 2703 | 23 |
| **0901C.15-1** | 67 | 47 | 0,72 | 2730 | 10 | **A.6-1** | 61 | 47 | 0,79 | 2756 | 18 |
| **0901C.15-2** | 22 | 17 | 0,82 | 2543 | 19 | **A.17-1** | 76 | 85 | 1,16 | 2721 | 18 |
| **0901C.16-1** | 150 | 175 | 1,20 | 2050 | 10 | **0901A.5-2** | 118 | 113 | 0,99 | 2961 | 12 |
| **0901C.8-1** | 59 | 83 | 1,46 | 2743 | 10 | **0901A.2-1** | 49 | 50 | 1,04 | 2746 | 24 |
| **B.1-2** | 135 | 162 | 1,24 | 2047 | 17 | **0901A.2-2** | 64 | 29 | 0,48 | 2718 | 19 |
| **B.1-3** | 150 | 202 | 1,39 | 2724 | 11 | **0901A.3-1** | 155 | 101 | 0,68 | 2052 | 22 |
| **B.14-1** | 71 | 39 | 0,57 | 2731 | 14 | **0901A.18-1** | 30 | 23 | 0,81 | 2891 | 27 |
| **B.14-2** | 369 | 98 | 0,27 | 2947 | 6 | **0901A.19-1** | 501 | 236 | 0,49 | 2764 | 8 |
| **B.14-3** | 80 | 51 | 0,67 | 2723 | 14 | **0901A.4-1** | 80 | 58 | 0,76 | 2757 | 16 |
| **B.4-1** | 362 | 176 | 0,50 | 2024 | 14 | **0901A.7-2** | 294 | 169 | 0,60 | 2917 | 9 |
| **B.4-2** | 79 | 63 | 0,83 | 2906 | 12 | **0901A.10-2** | 227 | 130 | 0,59 | 2882 | 9 |
| **B.15-1** | 57 | 36 | 0,64 | 2726 | 17 | | | | | | |

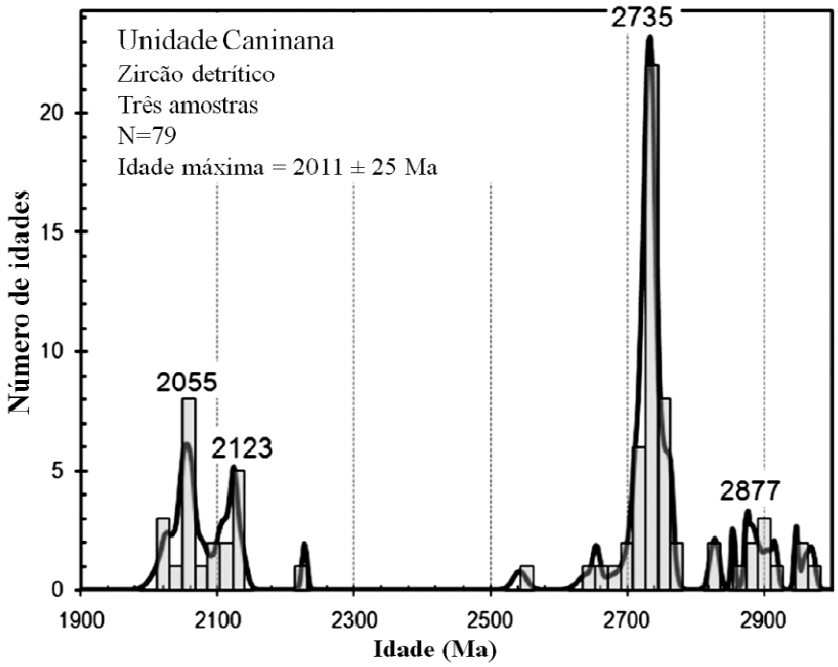



**Figura 8.3.** Diagrama cumulativo de idades ($^{207}Pb/^{206}Pb$) de 79 cristais de zircão detríticos, mostrando os grupos principais de fontes sedimentares: 2877 Ma (Mesoarqueano), 2735 Ma (Neoarqueano) e 2055-2123 Ma (Riaciano).

Os cristais de zircão analisados possuem valores de U e Th que variam entre 22-544 (média de 139) e 17-289 ppm (média de 90), respectivamente. Além de não possuírem sobrecrescimentos metamórficos (Fig. 9.1), as razões Th/U dos zircões variam de 0.14 a 1.94 (média de 0.75), que são valores típicos de zircões magmáticos (Nelson 2001). Todas as amostras apresentaram três grupos de idades: transamazônicas, neoarqueanas e mesoarqueanas (Fig. 8.3). O diagrama cumulativo dos resultados aponta populações principais nas idades $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 2877, 2735 e 2055 Ma. A principal população (n=44, 56% das amostras) é neoarqueana, com idade principal de 2735 Ma (Fig. 9.3). Os cristais de zircão paleoproterozóicos representam 29% (n=23) das amostras e os mesoarqueanos 15% (n=12).

O zircão mais novo possui 2011 ± 25 Ma e limita a idade máxima de deposição da Unidade Caninana ao Orosiriano.

**Zircões Detríticos**

Os cristais de zircão mesoarqueanos, com idades entre 2972 ± 10 a 2824 ± 11 Ma, são interpretados como derivados de rochas do Domínio Rio Maria, o que indica fluxo de correntes desde o sul e sudoeste. O primeiro e o segundo ciclo de geração de granitóide-*greenstone* do Domínio Rio Maria têm entre 3.05 a 2.96 Ga e 2.85 a 2.87 Ga, respectivamente (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995). Também podem ser oriundos de granitóides que não possuem idades estabelecidas, que são por isso agrupados no Complexo Xingu (Machado *et al.* 1991, Santos 2003). Nascimento *et al*. (2009) interpreta que os migmatitos que cortam rochas metabásicas da Serra Leste são granitos sintectônicos, reinterpretando a idade de 2.85 Ga de Machado *et al.* (1991) como a de cristalização. Desse modo, paleocorrentes provindas de nordeste e leste também são possíveis.

Os cristais de zircão com idades entre 2.76 a 2.74 Ga provavelmente são derivados de rochas do Supergrupo Itacaiúnas (principalmente do Grupo Grão-Pará) e do Grupo Rio Novo, situado a leste. Para o Grupo Grão-Pará, as idades de 2759 ± 2 Ma e 2758 ± 39 Ma foram encontradas por Machado *et al.* (1991) e Wirth *et al.* (1986), respectivamente. Machado *et al.* (1991) obtiveram a idade de 2761 ± 3 Ma para o Grupo Igarapé Salobo e 2732 ± 3 Ma para o Grupo Igarapé Pojuca. Galarza *et al.* (2001) obtiveram idades de 2747 ± 1 e 2745 ± 1 Ma para rochas do Grupo Igarapé Bahia. A idade mínima do Grupo Rio Novo é limitada pela idade da intrusão do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga (2763 ± 6 Ma, Machado *et al.* 1991), pelo qual é truncado.

As idades entre 2.76 e 2.74 Ga dos zircões detríticos também podem ser atribuídas a granitos sintectônicos. A idade do Granito Estrela é 2763 ± 7 Ma (Barros *et al.* 2004), a do Granito Planalto é 2747 ± 2 Ma (Huhn *et al.* 1999), e a do Granito Serra do Rabo é 2743 ± 2 Ma (Sardinha *et al.* 2001). O Granito Plaquê (2736 ± 24 Ma, Avelar *et al*. 1999), o Diorito Cristalino (2738 ± 6 Ma, Huhn *et al*. 1999) e o Granito Geladinho (2688 ± 11 Ma, Barbosa *et al.* 2001) podem ser as fontes dos zircões detríticos de idades entre 2.73 a 2.67 Ga, considerando a margem de erro.

Dois cristais de zircão detríticos, um com 2655 ± 10 e outro de 2640 ± 24 Ma, podem ser derivados de diques e soleiras de gabro de 2645 ± 12 Ma que cortam a Formação Águas Claras (Dias *et al*. 1996).

O zircão detrítico de 2543 ± 19 Ma pode ser oriundo do Granito Itacaiúnas (2560 ± 37 Ma, Souza *et al*. 1996), mais também se aproxima da idade do Granito Velho Salobo (2573 ± 2 Ma, Machado *et al.* 1991).

Os cristais de zircão detríticos paleoproterozóicos possuem idades entre 2011 e 2228 Ma, ou seja, são riacianos e (cedo)orosirianos. Os mesmos sugerem derivação de fontes situadas a norte, no Domínio Bacajá (Santos 2003; Macambira *et al.* 2009), já que até momento inexistem rochas destas idades a sul, leste e oeste de Carajás. Idade semelhante (2057 ± 7 Ma) foi encontrada por Macambira *et al.* (2007) na extremidade sul do Domínio Bacajá, a sul do Rio Itacaiúnas.

# 9 - A RELAÇÃO ENTRE A UNIDADE CANINANA E A MINERALIZAÇÃO EM FERRO

As rochas rudíticas e psamíticas da Unidade Caninana contém fragmentos de minério de ferro compacto, jaspelito e *chert* (enriquecidos em ferro ou não) e óxidos de ferro, que compõem o arcabouço e/ou a matriz dessas rochas. Os fragmentos possuem tamanhos variados, desde matacões até grãos muito finos que compõem a matriz. Os fragmentos ferríferos são mais abundantes nas brechas sedimentares e nos conglomerados, subordinadamente nas rochas psamíticas.

Hematita, magnetita, quartzo e *chert* são os principais constituintes de fragmentos de jaspelito e *chert* enriquecidos em ferro. A hematita é o óxido predominante, ocorrendo como hematita microlamelar, hematita anédrica, hematita tabular e martita. A magnetita é menos comum e ocorre como kenomagnetita, geralmente está parcialmente martitizada.

No testemunho de sondagem N5S F-764 (prof. 177 m) o conglomerado possui clastos de jaspelito, minério de ferro, vulcanito intemperizado e um bloco arredondado de brecha de minério (Fig. 9.1A). Esta brecha é cortada por vênula de hematita acicular que não corta a matriz do conglomerado (Figs. 9.1B-C). A matriz da brecha é formada por quartzo granoblástico e hematita (microlamelar, anédrica e acicular) e envolve fragmentos de minério de ferro e jaspelito (Figs. 9.1D-E). A maioria dos fragmentos de minério de ferro são constituídos de agregados de hematita microlamelar com blastos de hematita microgranoblástica, provavelmente fantasmas de martita recristalizada (Fig. 9.2A). Localmente ocorre hematita especular associada a quartzo, que aparentam preencher espaços vazios. Hematita microcristalina é menos comum.

No mesmo furo de sondagem anterior, na profundidade de 172.7 m, o conglomerado contém clasto de *chert* cortado por vênulas de hematita com padrão *stockwork* (Fig. 9.2B) que não cortam a matriz do conglomerado. As vênulas são constituídas de hematita anédrica microgranoblástica e, localmente, especularita. Essas vênulas são cortadas por vênulas de quartzo granoblástico que podem conter hematita microlamelar (Fig. 9.2C).

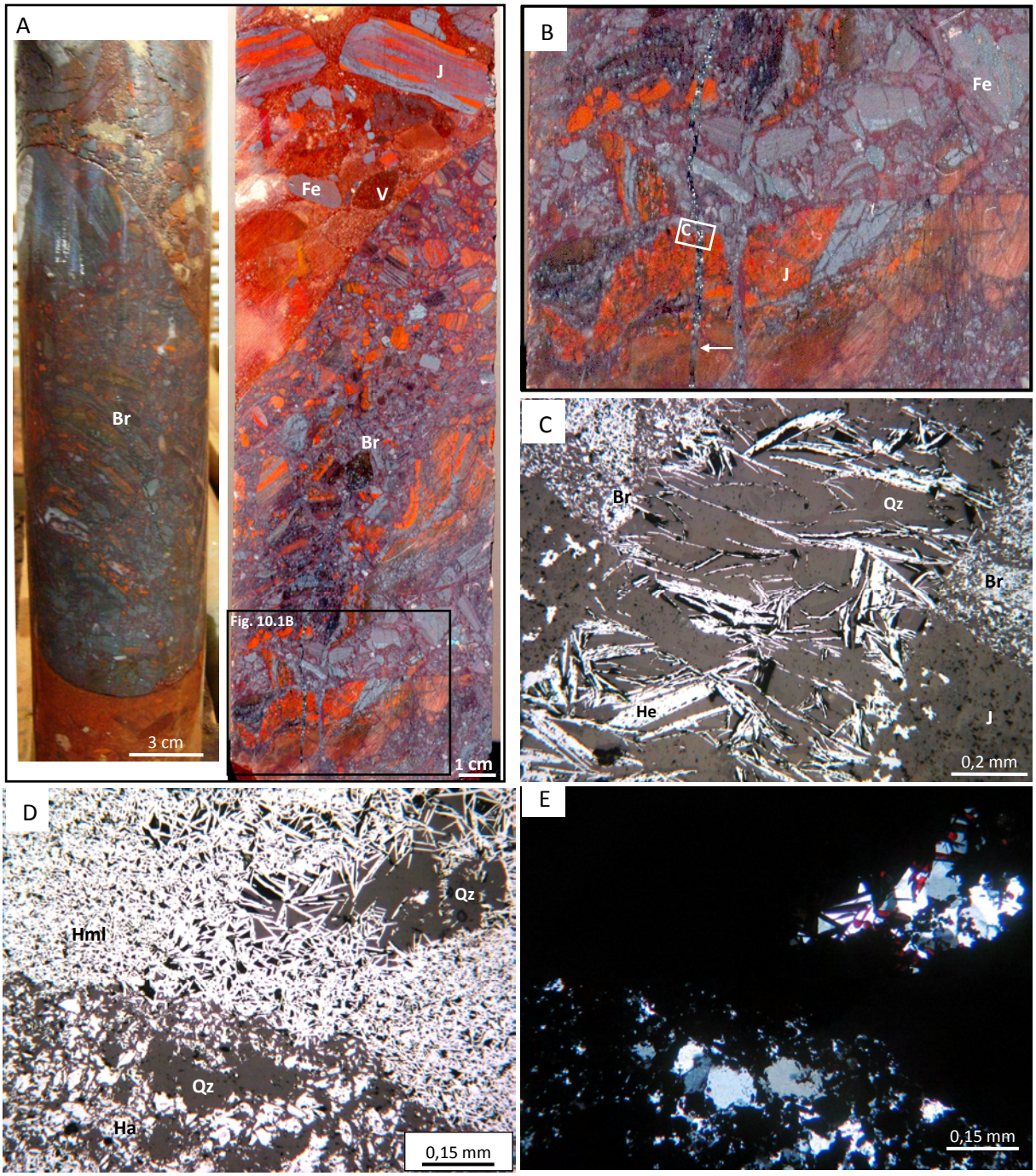



**Figura 9.1. A.** Conglomerado com clastos de jaspelito (J), minério de ferro compacto (Fe), vulcanito intemperizado (V) e brecha de minério (Br), esta com fragmentos de jaspelito e minério de ferro compacto. **B.** Detalhe do clasto de brecha de minério com fragmentos angulosos de minério de ferro compacto (Fe) e jaspelito (J), ambos cortados por vênula de hematita (seta). **C.** Fotomicrografia da vênula de hematita especular (He) com quartzo (Qz) que corta a matriz da brecha de minério (Br) e um fragmento de jaspelito (J). LRND. A maioria dos cristais de hematita têm o maior comprimento disposto perpendicularmente à parede da vênula. **D.** Fotomicrografia de fragmento de minério de ferro compacto, formado por hematita microlamelar (Hml) e envolvido pela matriz da brecha, que é formada por quartzo granoblástico (Qz) e hematita anédrica (Ha). LRND. **E.** Idem fotomicrografia 9.1D com LTNC, mostrando cristais de quartzo anédricos com extinção ondulante.

Clastos de martita com relictos de magnetita (Figs. 9.2D) e/ou kenomagnetita, alguns dos quais bastantes porosos e com arranjo em treliça (Fig. 9.2E), e fragmentos de jaspelito parcialmente mineralizados em ferro (Fig. 9.2F) são componentes comuns das rochas rudíticas e psamíticas da Unidade Caninana.

A Unidade Caninana também é cortada por veios de quartzo com clorita (Fig. 9.3A), tal como verificado no furo F3 do Depósito N8 (prof. 306.6 m), no contato com a Formação Parauapebas, no topo. Ocorrem dois tipos de veios de quartzo com clorita. No primeiro a clorita tem cor de interferência azul cinzento e trama granoblástica (Fig. 9.3B), com cristais menores que 0.1 mm (média de 0.03 mm). O segundo tipo de veio trunca o primeiro, e a clorita tem cor de interferência roxa e os cristais podem ter arranjos radiais, com 0.1-2 mm, em média (Fig. 9.3C). Localmente ocorrem cristais milimétricos de monazita.

Veios de quartzo milimétricos a centimétricos são comuns. (Fig. 9.3D). Em clastos de jaspelito que compõem o arcabouço de rochas da Unidade Caninana ocorrem veios de quartzo com hematita, entretanto os mesmos não cortam a matriz (Fig. 9.3E).

**Discussão**

Os tipos e tramas dos óxidos de ferro dos fragmentos de minério, rochas mineralizadas e das vênulas, encontrados nas rochas da Unidade Caninana assemelham-se com os do minério de ferro do Depósito N8 (capítulo 7) e de outros depósitos da Serra Norte (Figueiredo e Silva 2004).

A presença de clastos de minério de ferro compacto, brecha de minério e rochas mineralizadas em ferro, que podem estar cortadas por veios de hematita que não cortam a matriz das rochas da Unidade Caninana, permite interpretar que a idade desta mineralização de ferro é anterior a 2011 Ma, que é a idade máxima de deposição da Unidade Caninana.

Diversos autores (Dalstra & Guedes 2004, Lobato *et al.* 2005) atribuem uma origem hipogênica, hidrotermal, para a mineralização de ferro de Carajás, mas sua idade ainda é motivo de discussão. Lobato *et al.* (2005) sugerem que o evento de enriquecimento hidrotermal está associado a fluidos derivados de granitos alcalinos paleoproterozóicos.

Os veios de quartzo com clorita e quartzo com estrutura em pente que cortam a Unidade Caninana podem, considerando a idade de deposição da Unidade Caninana, estar relacionados com a granitogênese paleoproterozóica de 1.88 Ga.

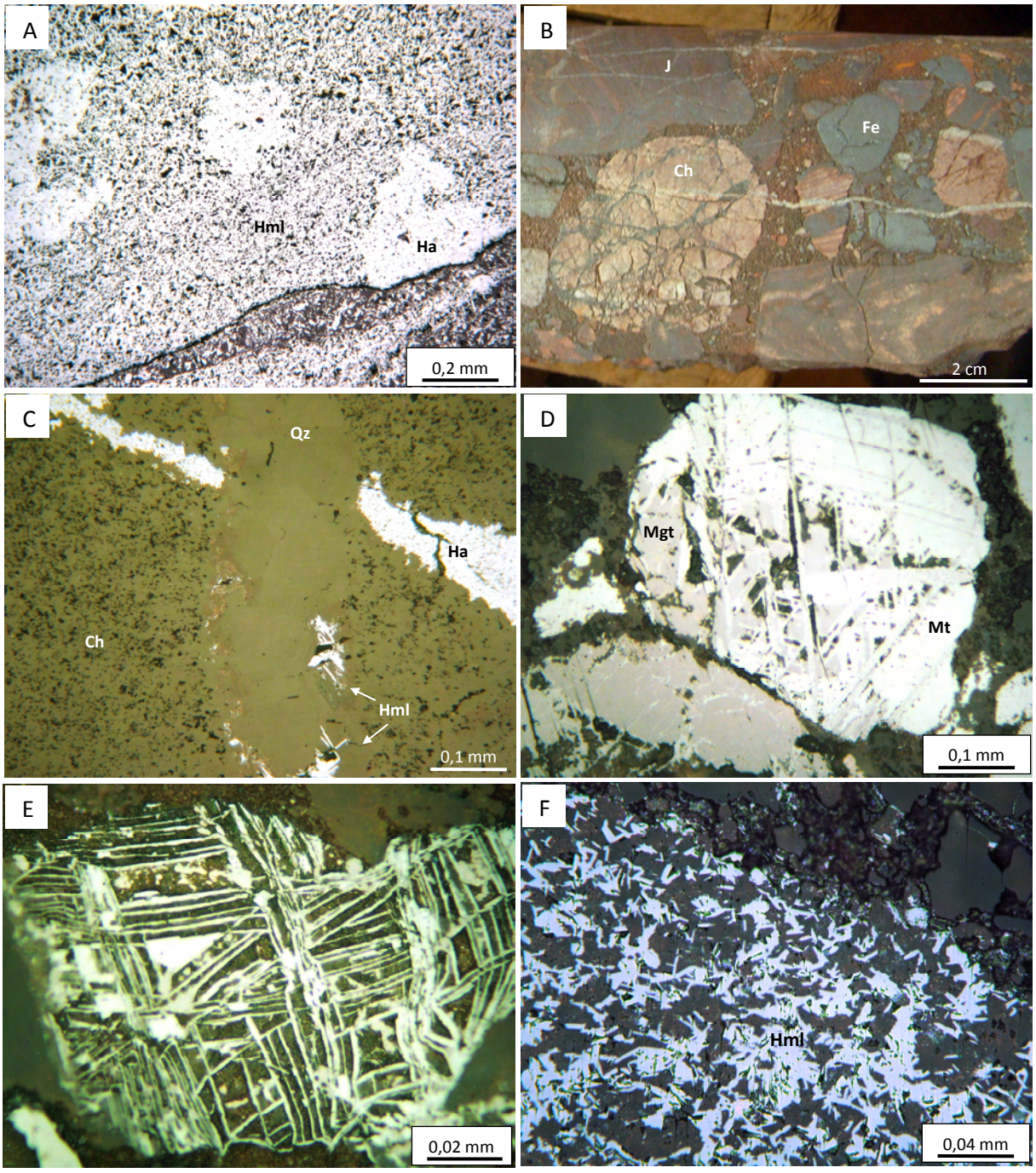



**Figura 9.2. A.** Fotomicrografia de fragmento de minério de ferro compacto formado por agregados de hematita microlamelar (Hml) com porções de hematita anédrica (Ha) microgranoblástica, provavelmente martita recristalizada. LRND. **B.** Conglomerado polimítico com clasto de *chert* (Ch) cortado por vênulas de hematita em padrão *stockwork* que não cortam a matriz. Os outros clastos são de minério de ferro compacto (Fe) e jaspelito (J). **C.** Fotomicrografia do clasto de *chert* (Ch) cortado por vênula de hematita anédrica (Ha) microgranoblástica, que por sua vez é cortada por vênula de quartzo (Qz) com hematita microlamelar (Hml). LRND. **D.** Fotomicrografia de clasto de martita (Mt) com relictos de magnetita (Mgt). LRND. **E.** Fotomicrografia de grão de martita esqueletal ou em treliça. LRNC. **F.** Fotomicrografia de clasto de jaspelito rico em hematita microlamelar (Hml). LRND.

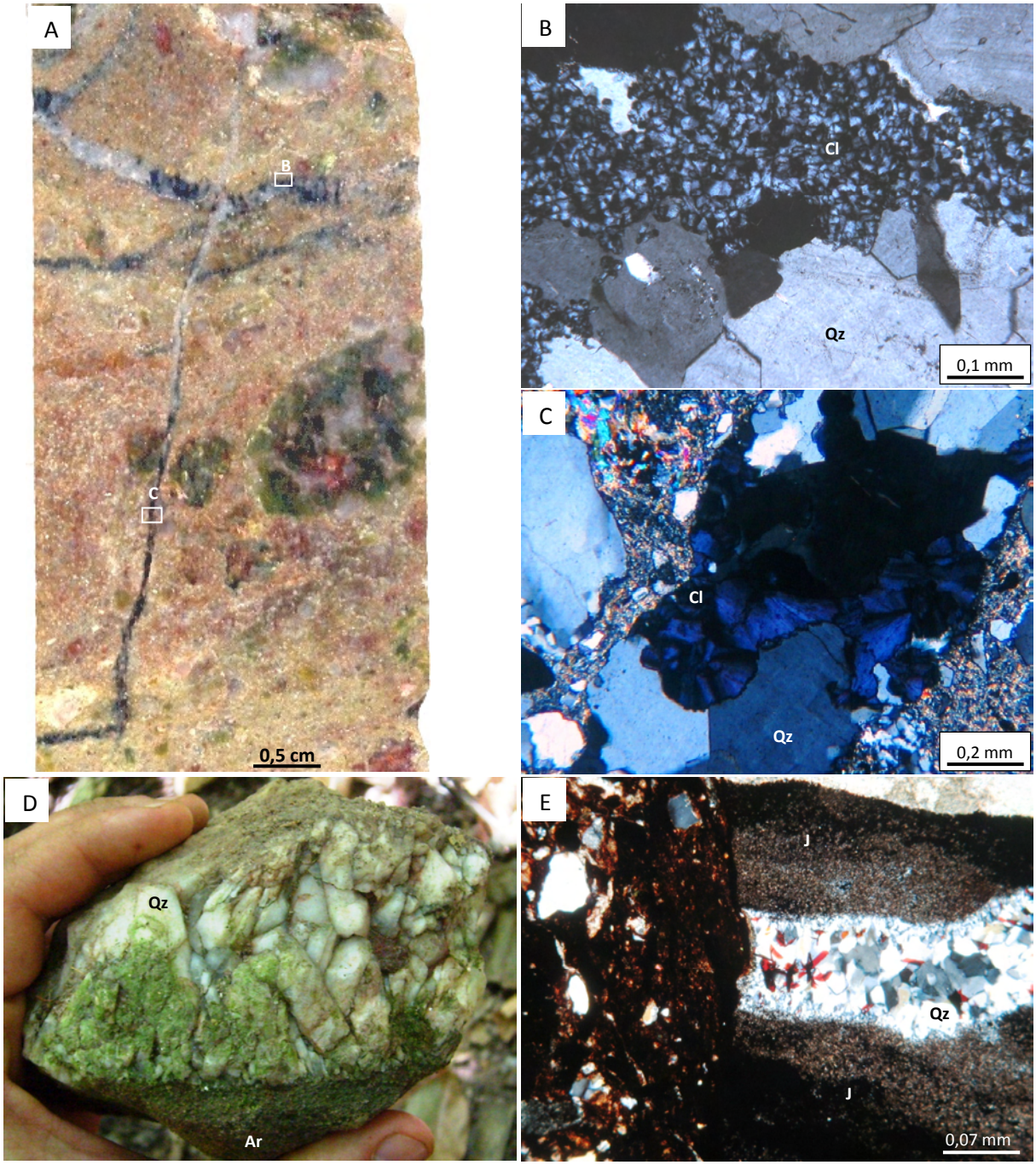



**Figura 9.3. A.** Conglomerado cortado por veios de quartzo com clorita. **B.** Fotomicrografia de veio de quartzo (Qz) com clorita (Cl) microcristalina. LTNC **C.** Fotomicrografia de veio de quartzo (Qz) com clorita (Cl) em arranjo radial. LTNC. **D.** Arenito (Ar) cortado por veio de quartzo (Qz) – 598951/9321002 . **E.** Fotomicrografia de clasto de jaspelito com a banda de jaspe (J) cortada por veio de quartzo (Qz) e hematita (vermelho) que não corta a matriz da rocha. LRNC.

# 10 – INTERAÇÃO ENTRE O VULCANISMO PARAUAPEBAS E A FORMAÇÃO CARAJÁS: PEPERITOS

Peperito (Fisher 1960 in McPhie *et al.* 1993) é uma rocha gerada pela mistura de lava coerente ou magma com sedimentos inconsolidados "encharcados" (*wet*), caracterizados por uma textura clástica em que um dos componentes pode formar a matriz. Intrusões associadas a peperitos são sin-sedimentares ou sin-vulcânicas (McPhie *et al.* 1993). Peperitos são componentes importantes de sequências vulcanossedimentares, principalmente daquelas de ambiente subaquoso (Hanson & Wilson 1993).

Estudos adicionais foram realizados em testemunhos de sondagem do furo N4W-1332, do Depósito N4W. Este furo foi analisado em função das estruturas que mostram a interação entre o vulcanismo e a formação ferrífera, com posterior alteração hidrotermal que afetou todo o conjunto analisado.

De um modo geral, a formação ferrífera é formada por bandas de carbonato ± *chert*/jaspe que ora são alternadas por bandas de jaspe e magnetita, estas últimas mais delgadas (Figs. 10.1A,C). O carbonato substituiu total a parcialmente as bandas de *chert*/jaspe, que geralmente restam nas porções internas das bandas. A substituição se deu ao longo do bandamento, mas também ocorrem vênulas perpendiculares ao bandamento (Fig. 10.2A). Clorita pode ocorrer associada com carbonato e esparsos blastos de magnetita. As bandas de carbonato podem estar rompidas, formando *pods* (Fig. 10.1A).

A magnetita ocorre como agregados de blastos euédricos/subédricos sobrecrescidos nas bandas de jaspe, localmente com cristais euédricos de pirita associados (Fig. 10.2B). Muscovita pode ocorrer envolvendo blastos de magnetita.

A sequência de formação ferrífera é truncada por rocha intrusiva que forma uma matriz que envolve os fragmentos rompidos e contorcidos da própria intrusão e da formação ferrífera bandada (Figs. 10.1A-B), localmente formando textura do tipo quebra-cabeça (*jigsaw texture*), tal como na Fig. 10.2C. A alteração hidrotermal substituiu totalmente os minerais primários da rocha intrusiva, que agora é formada por clorita magnesiana (clinocloro), magnetita, carbonato, muscovita e, localmente, pirita e óxido de titânio.

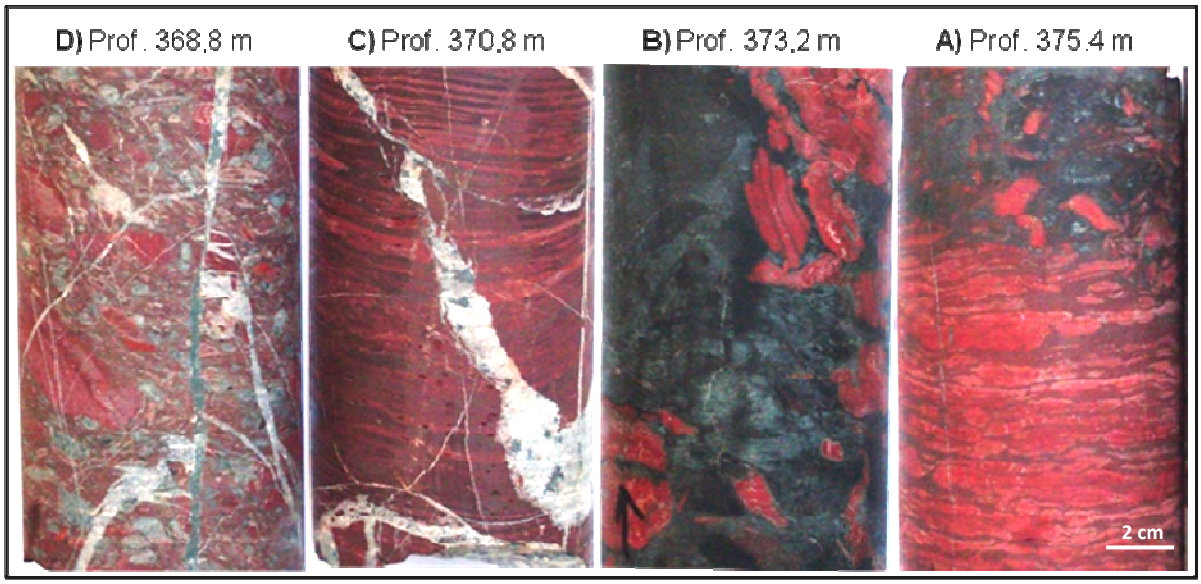



**Figura 10.1.** Testemunhos de sondagem do furo N4W 1332 que mostram a interação entre as rochas vulcânicas da Fm. Parauapebas e jaspelitos da Formação Carajás. **A)** Contato brusco entre a BIF e o peperito, onde a matriz de rocha vulcânica hidrotermalizada (preto) envolve fragmentos de BIF. **B)** Peperito formado pela matriz de rocha vulcânica hidrotermalizada (preto) que envolve fragmentos bandados contorcidos de BIF. **C)** BIF truncada por veios/vênulas de calcita e magnetita relacionados à alteração hidrotermal. **D)** Peperito com maior quantidade de fragmentos de BIF e matriz de jaspe intensamente hidrotermalizada (veios de calcita e magnetita).

A formação ferrífera exibe estruturas de deformação no estado hidroplástico, com rompimento do bandamento, bandas contorcidas, fragmentos arredondados e aspecto caótico dos componentes (Figs. 10.1A-B, 10.2C). Os fragmentos derivados da intrusão estão rompidos e adelgaçados, com formas lobadas, lenticulares e localmente angulosas (Figs. 10.3A-B), provavelmente fragmentados por resfriamento (*quench fragmentation*) no contato com os sedimentos.

Essas estruturas assemelham-se àquelas formadas por intrusões vulcânicas rasas e fluxos de lava dentro de sedimentos inconsolidados, características de peperitos. A matriz que envolve os fragmentos pode ser preta, cinza-escura (Figs. 10.1A-B, 10.2C) ou verde-escura, formada por proporções variáveis de clorita, magnetita, carbonato e, localmente, jaspe. Porções pretas e cinzas contêm mais magnetita, ao contrário das porções mais esverdeadas, que contêm mais clorita. A matriz representa a própria intrusão, só que alterada hidrotermalmente. Em outros casos a matriz é vermelha e com maior quantidade de jaspe e carbonato (Fig. 10.2D). Isto sugere que o jaspe também atuou como matriz, provavelmente por fluidização causada pelo aquecimento da água dos poros em zonas mais distais da intrusão. A fluidização também pode causar a dispersão dos clastos, bem como a destruição do bandamento (McPhie *et al.* 1993).

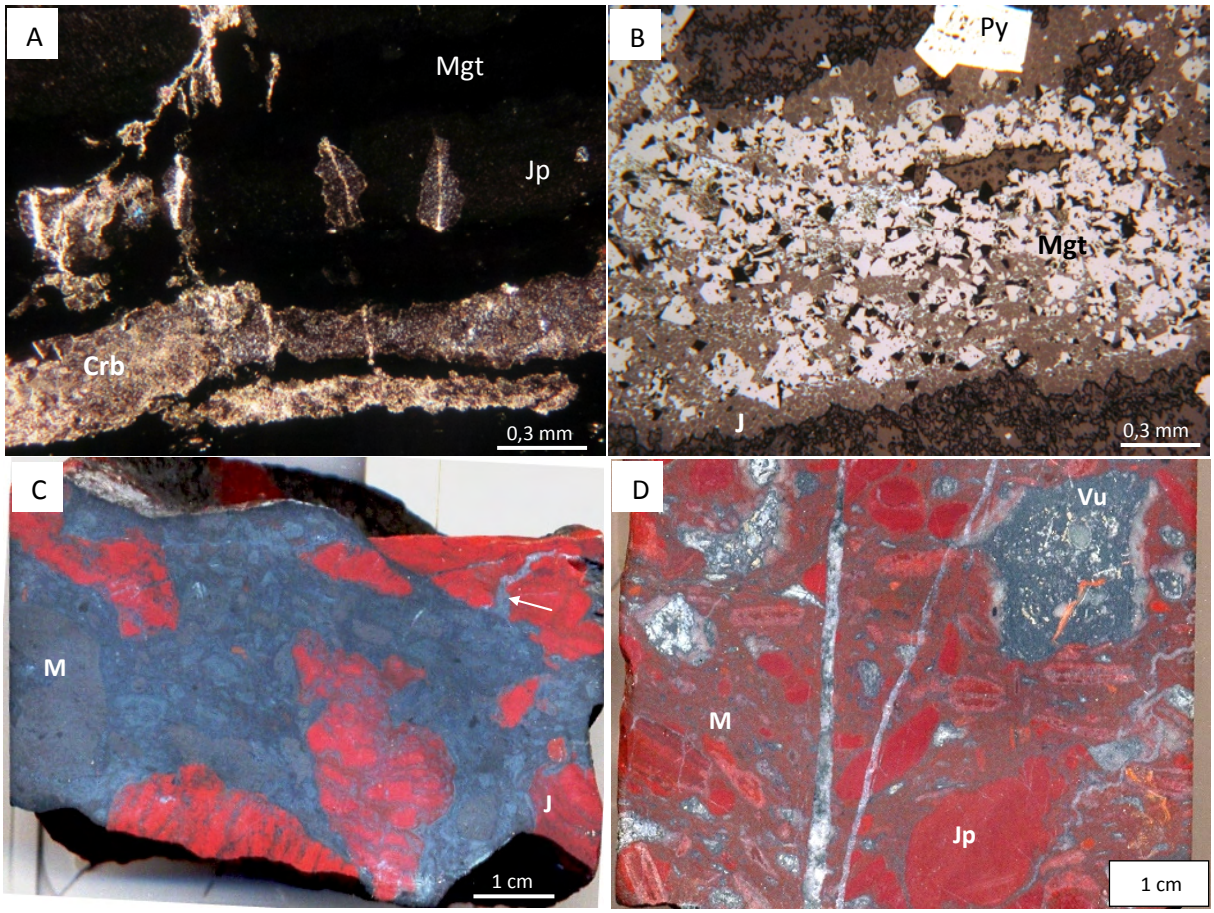



**Figura 10.2. A.** Fotomicrografia de carbonato (Crb) que substituiu jaspe (Jp) ao longo do bandamento. Mgt=magnetita. LTND. **B.** Fotomicrografia de magnetita (Mgt) e pirita (Py) sobrecrescidos em jaspe (J). LRND. **C.** Peperito formado por matriz (M) de rocha vulcânica hidrotermalizada que envolve e invade fragmentos de jaspelito (J). Notar a apófise da matriz que invadiu o jaspelito (seta). **D.** Peperito com matriz (M) de jaspe e carbonato (hidrotermal) que envolve fragmentos de jaspelito, jaspe (Jp) e rocha vulcânica (Vu) hidrotermalizada.

São comuns fragmentos afilados, lobados e em cúspide formados por magnetita, clorita e carbonato, provavelmente *shards* de vidro vulcânico (Figs. 10.3A-B) substituídos por esses minerais. Menos comuns são vesículas (Figs. 10.3C-D) que ocorrem na matriz do peperito e estão preenchidas por clorita, carbonato, magnetita e pirita. Alguns fragmentos têm aspecto fluidal e definem porções orientadas por fluxo (Figs. 10.3A-B). Os fragmentos mais competentes estão rompidos e os menos competentes apresentam-se afilados (Fig. 10.3E) e localmente rompidos. A matriz do peperito pode formar apófises que penetram fragmentos rompidos de formação ferrífera bandada (Fig. 10.2C).

As relações de contato entre a intrusão e a formação ferrífera são complexas, ocorrendo interpenetrações, contatos bruscos e contatos difusos.

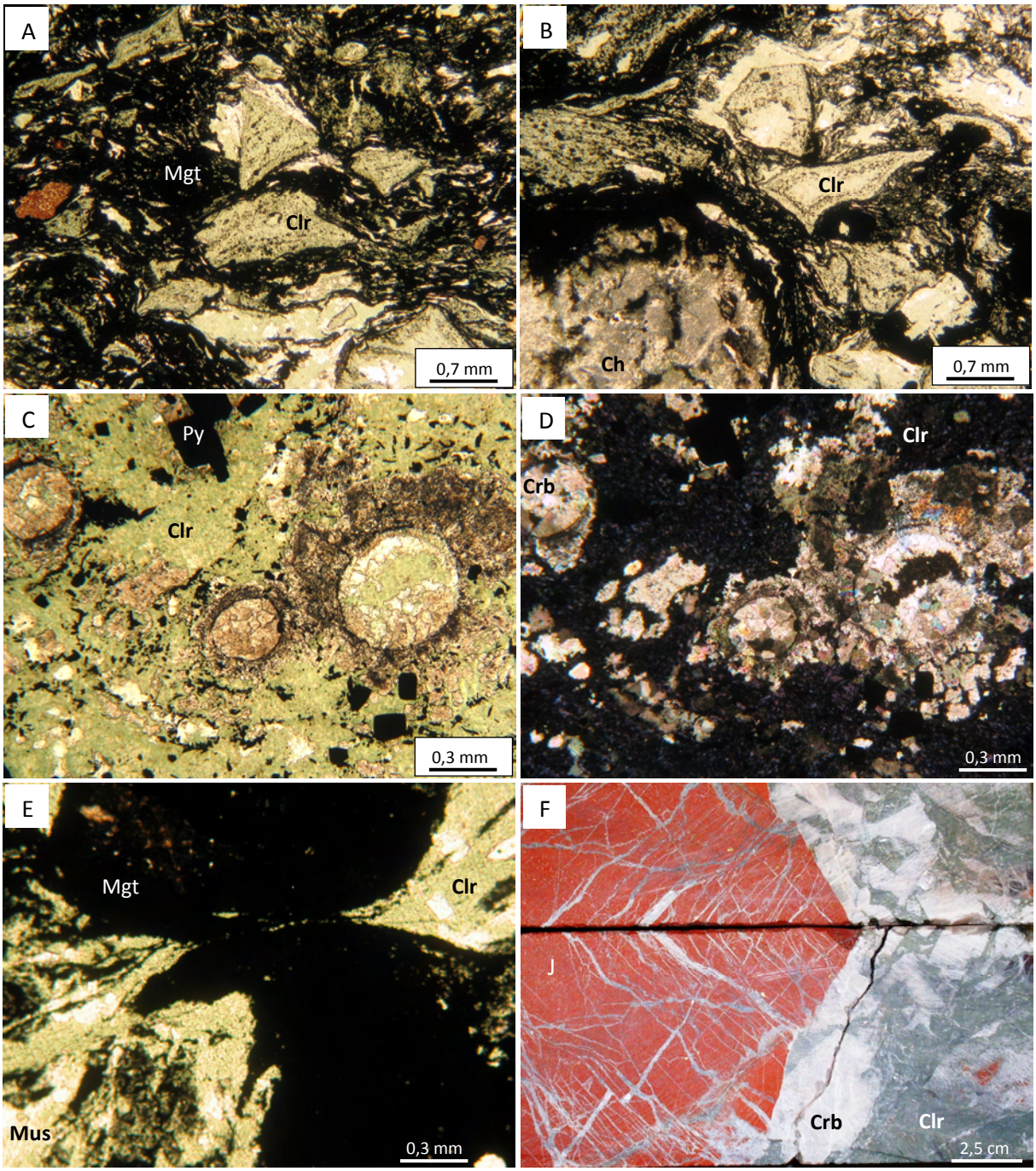



**Figura 10.3. A.** Fragmentos irregulares e em cúspide de rocha vulcânica cloritizada (Clr), envolvidos por uma matriz de magnetita. Notar o incipiente bandamento por fluxo ígneo. LTND. **B.** Fragmentos irregulares de rocha vulcânica hidrotermalizada (Clr) e *chert* (Ch). LTND. **C.** Fotomicrografia de vesículas preenchidas por carbonato (Crb), Clorita (Clr). Py=pirita. LTND. **D.** Idem fotomicrografia 10.3C, com LTNC. **E.** Fotomicrografia de fragmento rompido e afilado de rocha vulcânica hidrotermalizada**.** Clr=Clorita, Mus=muscovita e Mgt=magnetita**.** LTND. **F.** Jaspelito (J) cortado por intrusão ígnea posteriormente cloritizada (Cl). Veios de calcita (Ca) com magnetita são tardios.

No caso de Carajás, a pilha de sedimentos ferruginosos que deram origem às formações ferríferas foi truncada pelo magma ascendente e soleiras associadas ao vulcanismo Grão-Pará. O peperito é associado a soleiras e intrusões irregulares, pois os mesmos apresentam contato brusco com a formação ferrífera da base e do topo. As feições apresentadas pela matriz do peperito, tal como vesículas e *shards*, indicam que originalmente se tratava de uma intrusão rasa (McPhie *et al.* 1993). A posterior alteração hidrotermal substituiu os minerais primários preexistentes, mas não obliterou totalmente as estruturas desenvolvidas durante a intrusão.

Peperitos, portanto, são diferentes das intrusões que invadem a rocha no estado sólido, tal como na Fig. 10.3F, onde o jaspelito é truncado por rocha ígnea intrusiva que foi posteriormente cloritizada.

# 11 – DISCUSSÃO

## O minério de ferro do Depósito N8

Embora hajam diferenças entre os minérios friável e compacto, ambos possuem algumas características similares. O minério friável ocorre principalmente em subsuperfície, geralmente abaixo de 10 m de profundidade, e é o tipo mais abundante. Embora o minério compacto ocorra como fragmentos reliquiares junto ao minério friável e tenha ocorrência superficial restrita, o mascaramento pela canga dificulta o entendimento acerca do controle estrutural deste minério, como admitido para sua gênese em outros depósitos da Serra Norte (Lobato *et al*. 2005, Rosière *et al*. 2005).

A diferença de compacidade entre os minérios é relacionada à maior porosidade dos fragmentos de minério friável, o que causa desestabilização devido à perda de coesão entre as partículas, provocando a friabilidade. A lixiviação dos minerais de ganga gerou a porosidade e deve ter contribuído para formar a microporosidade intracristalina dos cristais de martita. O minério compacto é praticamente ausente em minerais de ganga e, por isso, pouco poroso. A exceção é o minério martítico-goethítico, cuja porosidade é relativamente maior que os outros tipos de minério compacto. Nesse minério a porosidade é relacionada com microporos associados à goethita que substituiu os minerais de ganga. A porosidade associada à magnetita martitizada/goethitizada deve estar associada com a dissolução dos núcleos de kenomagnetita relacionado ao estágio de martitização (Varajão *et al*. 1996). Este processo resulta na perda de volume de 8.4% (Davis *et al.* 1968) e formação de microfraturas que permitem entrada de fluidos (Lagoeiro 1998) que a dissolvem a magnetita, chegando ao ponto de formar martita esqueletal ou em treliça (Fig. 9.2E)

As características mineralógicas dos óxidos de ferro dos minérios friável e compacto são semelhantes. Os constituintes principais são a martita, hematita anédrica, hematita microlamelar e, subordinadamente, a goethita. A trama microgranoblástica a decussada do minério compacto pode ocorrer em partículas de minério friável.

Os minérios de ferro friável e compacto do Depósito N8 são de alto teor de Fe (média de 65.4 e 66.9%, respectivamente) e baixa ganga. O minério compacto é mais rico em ferro e, à exceção do fósforo, contém menos impurezas que o friável. O maior teor de P do minério compacto é relacionado ao minério martítico-goethítico (amostra 24). Dos componentes do

minério que podem prejudicar o desempenho de algum estágio no processo metalúrgico/industrial, somente a Si (amostra F3), o Cu (4 amostras de minério friável, Tab. 7.1) e o P (amostra 24) ultrapassaram teores-limite recomendados, que é de até 5% de $SiO_2$, 0,08% de P e 100 ppm de Cu (Clout & Simonson 2005). Teores de $SiO_2$ acima de 5% afetam negativamente o processo de sinterização e aumentam a quantidade de escória no alto-forno. Teores elevados de P afetam a qualidade do aço, sendo altos os seus custos de remoção. Quantidades elevadas de Cu podem afetar a qualidade do aço devido ao seu efeito catalisador na formação de dioxinas durante a sinterização (Clout 1998). Portanto, minérios com alto Cu devem ser blendados com minérios de baixo Cu para manter a qualidade final do aço. Teores de P acima do recomendável prejudicam a produção do aço e exigem altos custos de remoção.

O minério friável tem teores maiores de elementos-traço que o minério compacto, exceto para o Sb, Cr e o somatório de ETR. Em relação à média dos elementos-traço do protominério (formação ferrífera) do Depósito N8, de Lindenmayer *et al.* (2001), os minérios friável e compacto estão enriquecidos em Ba, Sr, Y e no somatório de ETR, e mais empobrecidos em Zr, Nb e Cr.

Os minérios de ferro friável e compacto do Depósito N8 apresentam padrão de distribuição de ETR bastante similares e mais enriquecidos que os da formação ferrífera (protominério). O padrão similar e mais enriquecido em ETR do minério friável sugere que o intemperismo atuou de modo a concentrar residualmente os ETR, preservando o padrão do protominério. O padrão semelhante de ETR do minério compacto e do protominério indica que a alteração hidrotermal que gerou o minério compacto preservou o *trend* do protominério e concentrou os ETR, principalmente os ETRL. O enriquecimento em ETR do minério compacto provavelmente é provocado pela lixiviação da sílica (Figueiredo e Silva *et al.* 2008), o que é corroborado pelos baixíssimos teores de $SiO_2$ (0.45 a 1.73 %) nas análises químicas e ausência de quartzo nas lâminas petrográficas. Tanto o minério friável quanto o compacto apresentam-se enriquecidos em ETRL em relação aos ETRP (fatores de 4.7 a 19.1 para o minério friável e de 6.3 a 33.7 para o minério compacto).

**Formação Parauapebas**

As rochas ígneas máficas da Formação Parauapebas podem apresentar amígdalas e *shards*, mesmo quando estão cloritizadas, o que atesta origem vulcânica a subvulcânica. As

texturas ígneas (porfirítica, amigdaloidal, glomeroporfirítica, ofíticas, subofíticas) também podem estar preservadas. As rochas máficas cloritizadas foram, portanto, basaltos que foram cloritizados ou por processos de alteração hidrotermal de fundo submarino e/ou relacionados à mineralização em ferro, e mesmo por metamorfismo (Zucchetti 2007).

O diabásio pode bem representar a porção interna das extrusões preservadas do resfriamento rápido, e alguns basaltos podem constituir as bordas de resfriamento de intrusões máficas hipoabissais.

O diagrama de classificação química indica que as rochas da Formação Parauapebas têm natureza básica, exceto o enclave, cuja natureza é intermediária. A maioria das amostras de rocha máfica plotaram no campo dos basaltos, muito próximo dos basaltos andesíticos. As características petrológicas e petrográficas, junto com o diagrama álcalis total *vs*. $SiO_2$ (Fig. 6.1), indicam que o xenólito intermediário é um andesito.

Em relação ao ambiente geotectônico, todas as amostras concentraram-se no campo dos basaltos de arco vulcânico (Fig. 6.3), o que sugere relação com zona de subducção. O diagrama binário Zr/Y *vs.* Nb/Y (Fig. 6.4) indica que todas as rochas não foram geradas a partir de plumas mantélicas, o que pode ser mais uma evidência de associação com zona de subducção. O agrupamento das rochas vulcânicas no campo dos basaltos de arco continental (Figs. 6.5, 6.6) provavelmente evidencia contaminação por crosta continental.

Embora as rochas mais alteradas hidrotermalmente apresentem maiores fracionamentos de ETRL, verifica-se que as menos alteradas também demonstram mobilização de ETRL, o que pode estar associado à história evolutiva do vulcanismo máfico (Zucchetti 2007). Este fracionamento de ETRL nas rochas menos alteradas hidrotermalmente é uma evidência de magmatismo cálcio-alcalino.

O caráter cálcio-alcalino das rochas vulcânicas da Formação Parauapebas e a assinatura de arco vulcânico sugerem que as mesmas se formaram em ambiente de arco magmático, tal como proposto por Meirelles & Dardenne (1991), Teixeira (1994), Lobato *et al.* (2005), Rosière *et al.* (2006) e Zucchetti (2007).

**Formação Carajás**

As estruturas sedimentares dos jaspelitos atestam sua deposição em ambiente marinho calmo (bandamento horizontal), ocasionalmente perturbado por instabilidades tectônicas provavelmente relacionadas com o desenvolvimento da bacia, o que ocasionou falhas sinsedimentares e dobras convolutas. Instabilidades causadas por variações de relevo da bacia deposicional podem também ter contribuído para o desenvolvimento de dobras de escorregamento. Os *pods* de jaspe ou de óxidos de ferro nos jaspelitos indicam compactação diferencial dos sedimentos quando os mesmos estavam em um estado hidroplástico.

As formações ferríferas da Formação Carajás na área estudada são jaspelíticas e da fácies óxido. Os aglomerados de *chert* e/ou quartzo em meio a bandas de jaspe (Fig. 4.6C,D) parecem ser formados por recristalização do jaspe, com remobilização dos óxidos de ferro para porções internas ou externas do aglomerado, tal como em Chown *et al.* (2000) e Figueiredo e Silva (2004).

Os esferulitos com núcleos hematíticos envoltos por *chert* e/ou quartzo microcristalino (primeiro tipo) são bastante semelhantes às esférulas do tipo I descritos por Grenne & Slack (2003), que as interpretam como provavelmente formadas dentro de uma pluma hidrotermal. Os esferulitos ricos em hematita e com estrutura concêntrica (segundo tipo) são semelhantes às esférulas do tipo II de Grenne & Slack (2003), cuja interpretação é de que as mesmas se formaram durante os últimos estágios de maturação do gel no fundo oceânico. Para os autores, os esferulitos são formados ou a partir da ação microbial ou do efeito catalítico de oxi-hidróxidos de ferro na precipitação de sílica. Macambira (2003) interpreta os esferulitos da mina N4E, em Carajás, como formados a partir da atividade biológica, com possível produção de oxigênio para a precipitação de ferro.

Quanto à sequência de geração de óxidos de ferro dos jaspelitos até o minério, verifica-se que blastos de magnetita martitizados (Fig. 4.7A) estão sobrecrescidos sobre hematita microcristalina. Os blastos de magnetita podem estar recristalizados em hematita anédrica. Vênulas de hematita lamelar truncam a hematita anédrica (Fig. 7.5B), mas em certos locais ambas estão intercrescidas (Fig. 7.4D). Por último ocorrem as vênulas de goethita, que internamente contêm cristais aciculares de hematita que parecem ser gerados a partir da desidratação da goethita (Fig. 4.7C).

**Formação Águas Claras**

Os siltitos laminados da Formação Águas Claras são interpretados como depositados por decantação de material em suspensão. Gradações granulométricas possivelmente refletem variações no suprimento de material sedimentar e/ou no regime energético do ambiente. Esses características, aliadas ao fato de os siltitos repousarem acima da Formação Parauapebas, sugerem que os mesmos devam corresponder ao Membro Inferior de Nogueira *et al.* (1995), que representa a porção inferior da Formação Águas Claras, cuja deposição se deu em ambiente plataformal marinho influenciado por ondas de tempestades.

O siltito contém albita, microclina, muscovita e zircão, minerais que possivelmente indicam contribuição de granitóides como fonte dos sedimentos, como sugerido por Nogueira & Truckenbrodt (2003). Portanto, a discreta anomalia positiva de Eu e o maior enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL, verificados no siltito Águas Claras, sugere que esses granitóides eram menos diferenciados geoquimicamente.

**Unidade Caninana**

A associação dos litotipos psamo-rudíticos, tais como arenitos arcoseanos, arenitos conglomeráticos, conglomerados e subarenitos líticos, entre outros, e as estruturas sedimentares (estratificações plano-paralelas e cruzadas, imbricamento de seixos, paleocanais) da Unidade Caninana sugerem um ambiente de sedimentação fluvial. A variação granulométrica em perfis verticais permite afirmar que houve variação na energia do transporte, provavelmente por fluxos de detritos (*debris flow*) associados a cones de dejeção e/ou movimentos sísmicos. Pinheiro & Holdsworth (2000) reconhecem características de leques aluvionares para essas rochas. Grãos arredondados junto a grãos angulosos a subangulosos (Fig. 4.11E) evidenciam retrabalhamento sedimentar e/ou mistura de fontes.

A integração dos dados petrológicos, petrográficos, geoquímicos, de minerais pesados e as idades dos zircões detríticos permite estabelecer uma gama variada de áreas-fonte dos sedimentos para a Unidade Caninana. Os sedimentos são derivados de rochas sedimentares, metamórficas e ígneas, oriundas dos domínios Carajás, Bacajá e Rio Maria.

Áreas-fonte proximais são representadas por rochas do Domínio Carajás, cujas idades de formação apresentam boa correlação com as idades entre 2543 a 2764 Ma obtidas dos

zircões detríticos. Cristais de zircão detríticos com idades entre 2228 a 2011 Ma são interpretados como derivados de rochas do Domínio Bacajá, representando a área-fonte mais distal e indicando paleocorrentes de norte para sul. Paleocorrentes desde sul, sudoeste, nordeste e leste são inferidas pelos zircões com idades entre 2972 e 2824 Ma, que são possivelmente atribuídos às rochas do Domínio Rio Maria e Complexo Xingu.

Poucos estudos foram realizados nas rochas clásticas da região sul da Serra Norte, que neste trabalho são denominadas de Unidade Caninana. Baseado em aspectos estruturais e petrológicos e sem o suporte geocronológico, essas rochas foram interpretadas como pertencentes às formações Gorotire (Beisiegel *et al.* 1973, Lima & Pinheiro 2001), Rio Fresco (Hirata *et al.* 1982), Águas Claras (DOCEGEO 1988), Igarapé Boa Sorte (Macambira 2003) e ao Grupo Rio Fresco (Silva *et al.* 1974).

A idade máxima para a deposição da Unidade Caninana é de 2011 ± 25 Ma, que é a idade mais nova obtida nas amostras de zircões detríticos datados. A idade mínima de deposição pode ser obtida pela relação entre a Falha Carajás/Unidade Caninana/Granito Central Carajás. Posteriormente à deposição, a Unidade Caninana foi afetada pela Falha Carajás (Fig. 4.1, Anexo), que por sua vez foi truncada pelo Granito Central Carajás (Gouvea 1990, Pinheiro & Holdsworth 2000), cuja idade é 1880 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991). Essas relações estruturais, aliada à ausência de zircões orosirianos (Granito Central Carajás e Cigano) indica que a idade mínima de deposição da Unidade Caninana é 1880 Ma. Esta idade de deposição diverge daquelas admitidas para as formações Gorotire, interpretada como mais nova que 1.8 Ga (Pinheiro & Holdsworth 1997), e Águas Claras, neoarquana (Araújo & Maia 1991).

Diante disso, é proposta a utilização do termo Unidade Caninana para as rochas detríticas que ocorrem ao norte da Falha Carajás, na região sul/sudeste da Serra Norte, cuja deposição se deu no Paleoproterozóico, em um intervalo ainda não definido entre 2011 e 1880 Ma (Orosiriano).

A reativação da Falha Carajás e a íntima relação espacial com a Unidade Caninana permitem interpretar que a abertura da Bacia Caninana provavelmente foi controlada por movimentos extensionais da falha, tal como proposto por Lima & Pinheiro (2001). Esta falha foi reativada posteriormente à formação da Unidade Caninana, que ocorre sobreposta, por falha reversa, pelo Grupo Grão-Pará.

As dobras D1 são resultantes de um esforço compressivo de direção aproximadamente NE-SW. A orientação geral NW dos eixos e o estilo destas dobras (abertas a suaves), bem como sua fraca vergência para NE, permitem sugerir que são dobras parasíticas do flanco norte do Sinforme Carajás, ou seja, são dobras de 2ª e 3ª ordem relacionadas com a Dobra de Carajás (1ª ordem).

As características das dobras D1 sugerem que as mesmas foram geradas por mecanismo de dobramento por flambagem (*buckling*), num modelo cinemático por deslizamento flexural, em ambiente crustal raso. A coexistência de diversos estilos de dobras D1 (circulares, *chevron* e em caixa) provavelmente é resultante de variações no comportamento reológico durante o dobramento.

As dobras D2 são interpretadas como formadas a partir de uma tectônica transpressiva de direção NW-SE, predominantemente sinistral, baseado no estilo das dobras em "S" (Fig. 5.4C) e pelo caimento de seus eixos. O espalhamento dos eixos de dobras D2 nos diferentes depósitos (Fig. 5.7) é um indicativo típico de partição da deformação (*strain*) em regime transpressivo. Essa transpressão é interpretada como a progressão da deformação por escape lateral dos esforços que nuclearam as dobras D1 e que originou a Zona de Cisalhamento Carajás (Rosière *et al.* 2005). A relação geométrica e o padrão das dobras D1 e D2 são esquematizadas na Fig. 11.1.

A configuração geométrica das dobras D1 e D2, aliada à suas relações de campo, permitem deduzir que se tratam de duas famílias de dobras geradas provavelmente em um evento tectônico progressivo (Fig. 11.1). Ambos os tipos de dobras também se desenvolveram aproveitando a anisotropia planar preexistente (bandamento composicional) dos jaspelitos.

O particionamento cinemático da deformação ao longo da ZCC se deu por componentes laterais, definidos pelas dobras em "S" sinistrais (Fig. 5.4C), frontais, evidenciados pelas falhas reversas com topo vergente para NE e associadas às dobras de mesma vergência, e oblíquos, indicados pela lineação oblíqua.

A deformação na ZCC foi particionada, evidenciada pelas zonas de maior e menor deformação em escala regional, como os feixes subparalelos anastomóticos que se ramificam a partir da Falha Carajás (Figs. 4.1 e Anexo). A coexistência de componentes frontais, laterais

e oblíquos, associados a uma superfície de cisalhamento inclinada, sugerem um modelo de 'transpressão inclinada' para a ZCC (Jones *et al.* 2004). Entretanto, no segmento próximo ao Rio Parauapebas a zona de cisalhamento é vertical a subvertical. O particionamento da deformação provavelmente foi induzido pela anisotropia reológica e estrutural (bandamento e dobras D1) preexistente.

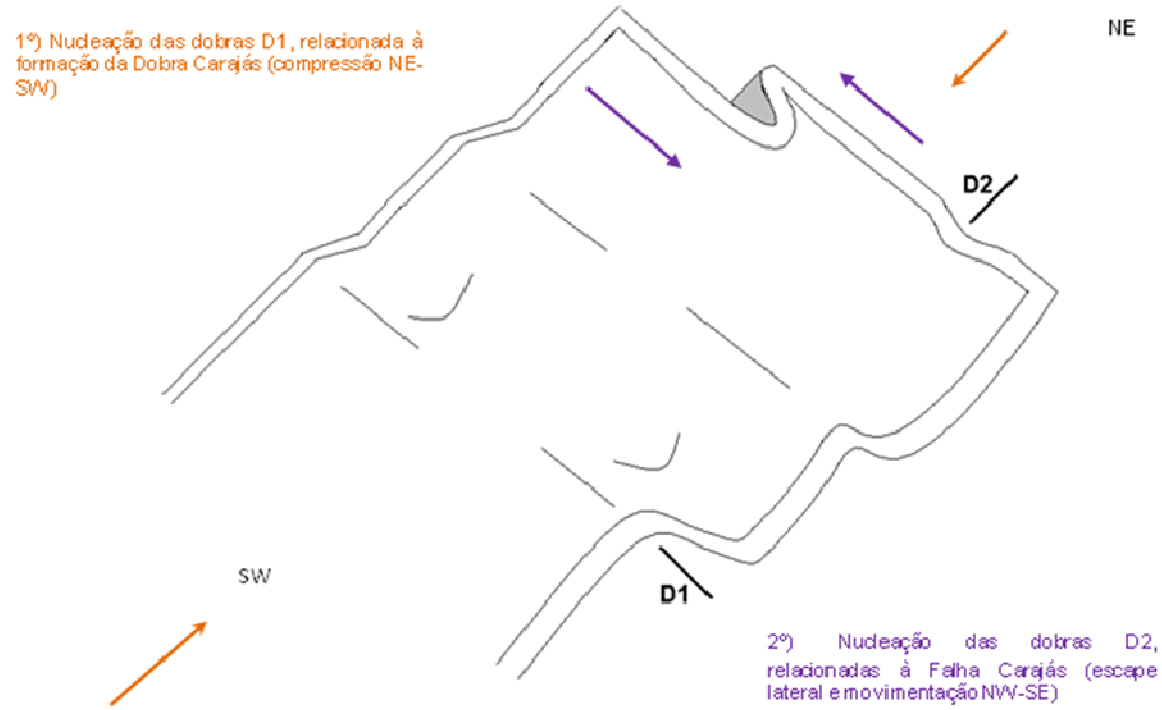



**Figura 11.1**. Configuração esquemática e estilos das dobras D1 e D2.

A Falha Carajás foi reativada como falha reversa após a formação da Unidade Caninana, pois a mesma colocou o Grupo Grão-Pará sobre a primeira, como verificado na região da Bocaina. Esta fase de reativação (Fase D3) gerou a Falha Caninana, principal falha inversa que colocou o Grupo Grão-Pará sobre a Unidade Caninana. Não há evidência se o basculamento da Falha Caninana (Fig. 5.4F) ocorreu durante ou após a geração da mesma.

Inversão estratigráfica também é verificada no Depósito N5S, onde a Formação Carajás está estratigraficamente posicionada em contato brusco acima da Unidade Caninana (Fig. 5.8). Com base na diferença das atitudes de acamamento das rochas da Unidade Caninana, subhorizontais, e do Grupo Grão-Pará, que mergulham moderadamente para W, o corpo N5S é interpretado como uma lasca de cavalgamento do Grupo Grão-Pará na Unidade Caninana (Fig. 4.1, Fig. 5.8 e Anexo), possivelmente derivada do flanco norte do sinforme

Carajás. Fato que corrobora esta interpretação é a existência das dobras D1 e D2 no Depósito N5S, que apresenta uma ligeira diferença de orientações dos eixos D1 e D2 em relação às atitudes do Depósito N8, possivelmente causada pela translação e rotação horária (± 45°) da lasca N5. Ou seja, os eixos D1 de orientação aproximadamente N-S do Depósito N5S seriam equivalentes aos de orientação NW-SE do Depósito N8; os eixos D2 com caimento para W do Depósito N5S corresponderiam aos de caimento para SW do Depósito N8.

A análise dos furos de sondagem que cortam a Unidade Caninana, no Depósito N5S, permite afirmar que a mesma ocorre como um corpo descontínuo lateral e longitudinalmente. Diante disso, ocorre a sobreposição de formação ferrífera sobre formação ferrífera pela mesma falha que colocou Formação Carajás sobre a Unidade Caninana (Fig. 5.8), indicando que houve espessamento da Formação Carajás por ação de uma tectônica compressiva paleoproterozóica. Poderia esta deformação compressional ter afetado a Formação Carajás em outros depósitos, causando falhamentos internos e ter contribuído para o aumento das espessuras de formação ferrífera existentes na região de Carajás?

A Fase D4 é rúptil e trunca as estruturas das fases anteriores. Pinheiro & Holdsworth (2000) atribuem que conjuntos de fraturas NE-SW e N-S são do Proterozóico Médio a Superior, sendo associados à intrusões de diques e corpos graníticos.

**Evolução Geotectônica**

O caráter cálcio-alcalino e a assinatura de arco vulcânico das rochas vulcânicas da Formação Parauapebas, sugerem sua formação em ambiente de arco magmático, tal como proposto por Meirelles & Dardenne (1991), Teixeira (1994), Lobato *et al.* (2005), Rosière *et al.* (2006) e Zucchetti (2007). A íntima associação temporal e espacial entre a formação ferrífera bandada da formação Carajás e o vulcanismo Parauapebas, definida pelos peperitos, possivelmente ocorreu em uma bacia *back-arc* (Zuccheti 2007). Os siltitos da Formação Águas Claras representariam os estágio final da evolução desta bacia, provavelmente em condições de plataforma marinha. Um evento tectônico compressivo, caracterizado pelas fases D1 e D2, provavelmente progressivo, provocou deformação sem causar inversão estratigráfica. A Falha Carajás provavelmente seria uma reativação de estruturas preexistentes, tal como uma falha normal da época da abertura da bacia, ou mesmo uma estrutura mais antiga (Holdsworth & Pinheiro 2000).

No Paleoproterozóico (Orosiriano) houve a formação da Bacia Caninana, que recebeu aporte de sedimentos oriundos dos domínios Carajás, Bacajá e Rio Maria, provavelmente controlada por reativações extensionais da Falha Carajás. Esforços compressivos após a deposição da Unidade Caninana reativaram a Falha Carajás e geraram falhas inversas que causaram inversão estratigráfica anteriormente a 1880 Ma, visto que a Falha Carajás é truncada pelo Granito Central Carajás.

Baseado em dados geocronológicos, Macambira *et al.* (2007) sugerem que o Domínio Bacajá é um segmento crustal paleoproterozóico provavelmente empurrado tectonicamente em direção às rochas arqueanas do Domínio Carajás, embora a natureza desse contato seja desconhecida e careça de estudos detalhados. Os mesmos autores questionam sobre qual a possibilidade de o bloco arqueano Carajás ter sofrido a deformação como consequência dessa tectônica paleoproterozóica.

Diante disso, as reativações da Falha Carajás e inversões estratigráficas que afetaram a Unidade Caninana e o Grupo Grão-Pará poderiam ser resultantes dessa tectônica que amalgamou o bloco Bacajá ao bloco Carajás. Outra hipótese, portanto, é a Bacia Caninana representar uma bacia do tipo *foreland* dessa colisão/amalgamação.

Com base em dados Rb-Sr, K-Ar e $^{40}Ar/^{39}Ar$ em biotita, alguns autores interpretaram que a Província Mineral Carajás já foi afetada pelo Ciclo Transamazonas (Silva *et al*. 1974, Gomes *et al*. 1975, Tassinari *et al*. 1982, Cordani *et al*. 1984). Estes autores obtiveram idades entre 1900 a 2000 Ma, das quais propuseram modelos evolutivos que englobavam a formação, estruturação e deformação da Província Mineral Carajás no Ciclo Transamazonas.

Posteriormente, essas idades foram interpretadas por outros autores como sendo reflexos de processos extensionais associados aos granitos anorogênicos de 1880 Ma (Macambira & Lafon 1995), descartando a possibilidade de a Província Mineral Carajás ter sido afetada pelo Ciclo Transamazonas.

Entretanto, a idade da tectônica que afetou a Unidade Caninana (Fase D3), situada entre 1880 e 2011 Ma, pode ser correlacionada com as idades em torno de 1950 Ma obtidas por Silva *et al*. 1974, Gomes *et al*. 1975, Tassinari *et al*. 1982 e Cordani *et al*. 1984. Sendo assim, estas idades poderiam ser atribuídas ao resfriamento e estabilização cratônica após o Ciclo Transamazonas ter afetado a PMC.

Se a PMC foi afetada pelo Ciclo Transamazonas, o mesmo não atingiu temperaturas acima de 250°C, pois não foi detectado pelos métodos U-Pb em titanita e monazita (Machado *et al.* 1991) e $^{40}Ar/^{39}Ar$ em anfibólio (Renne *et al.* 1988). Isto é corroborado pela ausência de recristalização metamórfica na matriz das rochas da Unidade Caninana.

Desse modo, é proposto que o Ciclo Transamazonas tenha afetado a PMC em dois estágios: primeiro durante à amalgamação dos bloco Bacajá e Carajás, que propiciou condições propiciou para a deposição e formação da Unidade Caninana, que seria uma bacia *foreland* do orógeno transamazônico Bacajá, localizado a norte; no segundo, provavelmente a fase tardi-tectônica e pós-granitogênese Bacajá, gerou falhas inversas e reativou falhas D2 que afetaram a própria Unidade Caninana e o Grupo Grão-Pará, caracterizando a Fase D3.

Há atuação do Ciclo Transamazonas é apoiado pela idade de 2112 ± 12 Ma obtida em magnetita (Pb-Pb por evaporação) do Depósito Salobo (Tassinari & Mellito 2001), que a correlacionou à deformação regional causada por este evento. Análises Rb-Sr (em rocha total) de gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu alterados hidrotermalmente, da região do mesmo depósito, também produziram a idade de 2101 ± 130 Ma (Tassinari *et al*. 2003), que foi associada a um evento hidrotermal que causou metamorfismo de fácies xisto verde baixo.

Por fim, sugere-se que linhas de pesquisas sejam direcionadas nos seguintes temas:

- estudos petrográficos e geoquímicos de detalhe para melhor caracterização dos peperitos, de modo a definir o tipo e a idade da alteração hidrotermal que os mesmos foram submetidos. Cristais de pirita podem fornecer informações geocronológicas através de datações pelo método Re-Os;

- análises de inclusões fluidas em clastos de minério de ferro compacto e de brecha de minério que compõem o arcabouço de rochas da Unidade Caninana, com o intuito de obter informações sobre o tipo de fluido hidrotermal mineralizador (salinidade, temperatura, etc) e sua origem;

- datações K-Ar e $^{40}Ar/^{39}Ar$ em muscovita que constituem a matriz das rochas da Unidade Caninana, com o objetivo de melhor balizar a idade de deposição da mesma;

- análise estrutural regional e de detalhe para definir qual o papel das falhas D3 na estruturação da Província Mineral Carajás, bem como sua importância local no espessamento

de camadas, como visto no Depósito N5S, haja vista a dificuldade de diferenciar estas estruturas daquelas da Fase D2, devido à deformação de ambas as fases serem coaxiais.

# 12 - CONCLUSÃO

A região sul da Serra Norte é formada por rochas pertencentes ao Grupo Grão-Pará (Supergrupo Itacaiúnas), neoarqueno, e a uma nova unidade paleoproterozóica, denominada Unidade Caninana. O Grupo Grão-Pará é representado pela intercalação da Formação Carajás (jaspelito e minério de ferro hematítico de alto teor) em rochas vulcânicas máficas da Formação Parauapebas, esta última sobreposta por siltitos da Formação Águas Claras. A Unidade Caninana é formada por rochas sedimentares clásticas (arenitos, conglomerados) que representam uma ambiente deposicional fluvial.

A designação de Unidade Caninana é proposta com base nas idades de cristais de zircão detríticos e nas relações estruturais com a Falha Carajás. A deposição dos sedimentos que deram origem a essa unidade ocorreu no Paleoproterozóico, entre as idades de 2011 e 1880 Ma. A integração de dados petrológicos, petrográficos, geoquímicos, de minerais pesados e de idades de zircões detríticos indica que as rochas dos domínios Carajás, Rio Maria e Bacajá foram as áreas-fonte dos sedimentos da Unidade Caninana. Episódios de reativação extensional da Falha Carajás provavelmente controlaram a sedimentação da Unidade Caninana, que é interpretada como sendo uma bacia *foreland* transamazônica do Orógeno Bacajá, a norte.

As características geoquímicas das rochas vulcânicas da Formação Parauapebas (basalto, clorita basalto e cloritito), mesmo com graus variados de alteração hidrotermal, indicam assinatura cálcio-alcalina, associação de arco vulcânico e contaminação crustal, o que sugere sua formação em ambiente de arco magmático.

Peperitos formados pela interação de rochas intrusivas rasas da Formação Parauapebas nos sedimentos ferríferos inconsolidados da Formação Carajás indicam a contemporaneidade dessas duas formações.

A configuração estrutural da região é definida pelas estruturas geradas em três fases de deformação compressivas e uma última extensional: as fases D1 e D2 são arqueanas,

desenvolvidas num regime dúctil-rúptil, provavelmente num evento progressivo e afetaram somente o Grupo Grão-Pará; a fase D3 é paleoproterozóica, de natureza rúptil e afetou todas as unidades.

A fase D1 é caracterizada por dobras abertas a suaves de eixo geral subhorizontal NW-SE, parasíticas do flanco norte da Dobra de Carajás, que sugerem um encurtamento de direção NE-SW. A Fase D2 relaciona-se com o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Carajás, de direção NW-SE, que formou dobras reclinadas com caimento para SW e padrão em "S", sinistrais, e zonas de cisalhamento transpressivas, onde a principal delas é a Falha Carajás. A Fase D3 é representada por falhas inversas e reativações das falhas D2, as quais causaram inversão estratigráfica e, localmente, espessamento de camadas, muito provavelmente relacionadas ao Evento Transmazônico. A Fase D4 é definida por falhas normais verticais e lineamentos estruturais de direção NNE.

Clastos de minério de ferro compacto e clastos cortados por veios de óxidos de ferro que não cortam a matriz nas rochas da Unidade Caninana sugerem ter havido mineralização de ferro hidrotermal pré-2011 Ma.

O minério de ferro do Depósito N8 é de alto teor (± 66% de Fe), com baixa ganga, sendo classificado em friável e compacto. Os principais minerais-minérios são a hematita, seguido por kenomagnetita e goethita. A hematita pode ocorrer nas formas microcristalina, microlamelar, anédrica, tabular e como martita. Os minérios estão enriquecidos, em relação ao protominério, em Ba, Sr, Y e ΣETR. A porosidade é principalmente asssociada a agregados de hematita microlamelar (intergranular) e a cristais de magnetita martitizados e goethita microcristalina (intragranular).

O minério friável tem teor médio de Fe de 65,4% e é constituído por partículas isoladas, mistas e agregados de minerais. O minério friável tem granulometria fina a muito fina, com predomínio da faixa entre 0,005 e 0,8 mm.

O minério compacto possui teor médio de 66,9% de Fe, porosidade baixa, trama microgranoblástica a decussada e estrutura maciça ou laminada. Proporções variáveis de goethita e magnetita (kenomagnetita) permitem classificá-lo em hematítico-martítico (principal tipo), hematítico-kenomagnetítico e martítico-goethítico.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS


Araújo O.J.B., Maia R.G., João X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A mega-estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *In*: SBG/DNPM, Congresso Latino-Americano de Geologia, *Anais*, **1**:324-328.

Araújo O.J.B. & Maia R.G. 1991. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Projeto especial mapa 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: Departamento Nacional de Produção Mineral/DNPM – Companhia de Recursos Minerais/CPRM, 152 p.

Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira B.E.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás. Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:453-460.

Barbosa J.P.O., Barros C.E.M., Macambira M.J.B. 2001. Geologia e geocronologia do stock granítico Geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás. *In*: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, CD-ROM, 13-16.

Barbosa O., Ramos J.R. de A., Gomes F. de A., Helmbold R. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia''. Monografia da DGM, (não publicado), Rio de Janeiro, 94 p.

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, 316 p.

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 de Carajás. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, CD-ROM.

Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de

Carajás, Brasil: Implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **34(4)**:531-538.

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**:215-242.

Beukes N.J., Gutzmer J., Mukhopadhyay J. 2002. The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits. *In*: Iron Ore Conference. Perth, p. 23-29.

Boyton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In*: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, pp. 63-114.

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.

Clout J.M.F. 1998. The effects of ore petrology on downstream processing performance: A review. *In*: Mine to Mill 1998: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Brisbane, Proceedings, p. 43-50.

Clout J.M.F. & Simonson B.M. 2005. Precambrian Iron Formations and Iron Formation-Hosted Iron Ore Deposits. *Economic Geology*, p. 643-679.

Compston W., Williams I.S., Kirschvink J.L., Zichao Z., Guogan M. 1992. Zircon ages for the Early Cambrian timescale. *Journal of Geological Society*, 149, pp. 171–184.

Condie K.C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, **79**:491-504.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G, Kawashita K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11.

Costa J.B.S., Araújo O.J.B., Santos A., João X.S.J., Macambira E.M.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Geologia 7, 199-235.

Costa L.P. 2007. Caracterização das seqüências metavulcanossedimentares da porção leste da Província Mineral Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 113 p.

CVRD. 2007. 20 Form annual report pursuant to section 13 or 15(d) of the securities exchange act of 1934: United States Securities and Exchange Commission.

Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrology,* **50**:113-118.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos,* **80**:101-129.

Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Oliveira D.C., Barros C.E.M., Leite A.A.S. 2006. Magmatism and crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton. *In*: Symposium on Magmatism Crustal Evolution and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, Brazil, p.15.

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.

Davis B.L., Rapp Jr. G., Walawender M.J. 1968. Fabric and structural characteristics of the martitization process. *American Journal Science*, **266**:482-496.

De Laeter J.R. & Kennedy A.K. 1998. A double focusing mass spectrometer for geochronology. *International Journal of Mass Spectrometry,* 178, p. 43–50.

Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircões de *sill* de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *In*: SBG, V Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais,* p. 376-379.

DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*, p. 11-54.

Figueiredo e Silva R.C.F. 2004. Caracterização petrográfica e geoquímica de jaspilitos e minérios de ferro dos depósitos N1, N4W, N4E e N5E, Província Mineral Carajás, Pará: implicações para a mineralização de ferro. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 151 p.

Figueiredo e Silva R.C.F, Lobato L.M., Rosière C.A., Hagemann S., Zucchetti M., Baars F.J., Morais R., Andrade I. 2008. A Hydrothermal Origin for the Jaspilite-Hosted, Giant Serra Norte Iron Ore Deposits in the Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *Society of Economic Geologists (Reviews)*, vol. 15, p. 255-290.

Fisher R.V. 1960. Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71: 973-982.

Galarza M.A.T., Macambira M.J.B., Maurity C.W., Meireles H.P. 2001. Idade do depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil), com base em isótopos de Pb. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Workshop 1, CD-ROM, 116-119.

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

Gomes C.B., Cordani U.G., Basei M.A.S. 1975. Radiometric ages from Serra dos Carajás área, Northern Brazil. *Geological Society American Bulletin*, **86**:939-945.

Gouvea J.L. 1990. Técnicas de sensoriamento remoto aplicadas em pesquisas geológicas na Amazônia (região de Carajás). Tese de Mestrado, INPE. São José dos Campos, 150 p.

Grenne T. & Slack J.F. 2003. Bedded jaspers of the Løkken ophiolite, Norway: Seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 625–639.

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. *In*: Iron Ore Conference**,** Perth, Australia, p. 63-66.

Hanson R.E. & Wilson T.J. 1993. Large-scale rhyolite peperitos (Jurassic, Southern Chile). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54: 247-264.

Hessler A. M. 2001. Evidence for climate and weathering in siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. PhD Thesis, Stanford University, 258 pp.

Hessler A.M. & Lowe D.R. 2006. Weathering and sediment generation in the Archean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research,* 151, 185–210.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais*, 1:100-108.

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., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledshan E.J., Gouveia J.L., Martins L.P.B., Montalvão R.G.M., Costa V.G. 1988. O terreno "granito-*greenstone*" da região de Rio Maria - sul do Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*, **3**:1438-1452.

Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito de Cu (Au) Cristalino: geologia e mineralização associada – Região da Serra do Rabo – Carajás – Pará. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Boletim*, p. 140-143.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). 1989. Geografia do Brasil: Região Norte. Rio de Janeiro: IBGE. V. 3.

Jones R.R, Holdsworth R.E., Clegg P., McCaffrey K., Tavarnelli E. 2004. Inclined Transpression. *Journal of Structural Geology*. **26**:1531-1548.

Lagoeiro L.E. 1998. Transformation of magnetite to hematite and its influence in the dissolution of iron oxide minerals. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 415-423.

Le Bas M.J. & Streckeinsen A.L. 1991. The IUGS systematic of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London*, 148, 825-833.

Lima F.D. & Pinheiro R.V.L. 2001. As Rochas Sedimentares Clásticas (Formação Gorotire) da terminação Leste da Falha Carajás, Serra dos Carajás - PA. *In*: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. (eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia, Manaus, **2**:201-224.

Lima F.D. 2002. Evolução tectônica da terminação leste da Falha Carajás, sul do Estado do Pará. Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 96 p.

Lindenmayer Z.G. & Fyfe W.S. 1991. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência de *rift* continental arqueano no Cráton Amazônico. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, *Anais*, p. 36-48.

Lindenmayer Z.G. & Fyfe W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da bacia Carajás, PA. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **2**:33-34.

Lindenmayer Z.G. & Fyfe W.S. 1994. The Salobo Cu (Au, Ag, Mo) Deposit, Serra dos Carajás, Brazil. *In*: Congresso Geológico Chileno, 7, *Atas*, 2:840-842.

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**:21-28.

Lobato L.M., Rosière C.A., Figueiredo e Silva R.C., Zucchetti M., Baars F.J., Seone J.C.S., Rios F.J., Pimentel M.M., Mendes G.E., Monteiro A.M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – Controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In:* Marini O.J., Queiroz E.T. de, Ramos B.W. (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, p.: 25-92.

Ludwig K.R. 1999. *Using ISOPLOT/Ex, version 2: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 47 pp.

Ludwig K.R. 2002. *Squid 1.02, a user's manual*. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 21 pp.

Macambira J.B., Ramos J.F.F., Assis J.F.P., Figueiras A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Convênios Seplan/DOCEGEO/UFPa e DNPM/DOCEGEO/UFPa. Relatório Final. 150p. Inédito.

Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:263-288.

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, 217 p.

Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A Fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; Abrupta no tempo, suave na tectônica? *In*: X Simpósio da Geologia da Amazônia. *Anais*, p. 99-102.

Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:235–246.

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

McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures – A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, 198 p.

Meireles 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*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, 5:2164-2174.

Meirelles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica e ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:41-50.

Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56(3-4):** 207-218.

Miall A.D. 1990. *Principle of sedimentary basin analyses*. 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 668 pp.

Morris R.C. 1985. Genesis of iron ore in iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes – A conceptual model. *In*: Wolf K.H. (ed.); *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits 13*, Amsterdam, Elsevier: p. 73-235.

Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **38**:757-775.

Nascimento V.M., Barros C.E.M., Filho C.A.M. 2009. Revisão da estratigrafia das rochas da Serra Leste, Província Mineral de Carajás. XI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus.

Nelson D.R. 2001. An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating for detrital zircons. *Sedimentary Geology*, **141-142**:37-60.

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177-197.

Nogueira A.C.R. & Truckenbrodt W. 2003. Coastal Facies and Sandstone Composition of the Águas Claras Formation (Archean), Carajás Region, Northern Brazil. *In*: 3rd Latinamerican Congress of Sedimentology. *Abstracts*, p. 231-232.

Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In*: Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich, Shiva, p.: 230-249.

Pearce J.A. 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. *In*: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Short Course Notes, Geol. Ass. Can. 12:79-113.

Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1998. Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província de Carajás, Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Anais*, p. 56.

Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Extended Abstracts, 2:390-391.

Pinheiro R.V.L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. Durham, Inglaterra. University of Durham. 408 p. (Tese de Doutorado).

Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, **154**:99-103.

Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Trasncorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(4):**597-606.

Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria, Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, *Anais*, **2**: 390-391.

Renne P.R., Onstott T.C., João X.S.J. 1988. $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ and paleomagnetic results from the Guaporé Shield: further implications for the nature of the middle-late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland. Congresso Latino Americano de Geologia, 7 *Anais*, Belém, p.348-362.

Rodrigues E., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 183-184.

Rosière C.A., Baars, F.J., Seoane J.C.S., Lobato L.M., Silva L.L. da, Mendes G.E. 2005. Structure and iron mineralization of the Carajás Province. Institution of Mining and Metallurgy. Section B, Applied Earth Science, Wakefield, v. 115, n. 4, p. 126-133.

Santos J.O.S, Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3(4):**453-488.

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

Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krimsky R., Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, *Extended Abstracts* , CD-ROM.

Sato K. & Tassinari C.G.G. 1997. Principais eventos de acresção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único

e estágio duplo. *In*: Costa M.L. & Angélica R.S. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, FINEP/SBG-NO, p. 91-142.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. *In*: Levantamento de Recursos Minerais, Projeto Radam. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM.

Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA): implicações estratigráficas: *In*: SBG, V Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anais*, p. 380-382.

Tallarico F.H.B., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho J.B., Rego J.L., Nunes A.R. 2004. Geological and SHRIMP II U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39:**68-86.

Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositcin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L. 2005. Geology and SHRIMPU–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.

Tassinari C.C.G., Hirata W.K, Kawashita K. 1982. Geological evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1/3):263-267.

Tassinari C.C.G. & Mellito K. 2001. Evidências isotópicas de Sr, Pb e Nd de fontes continentais para os fluidos das mineralizações do depósito de Cu (Au, Mo, Ag) Salobo 3-A, Serra dos Carajás, Brasil. Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 6, Faro, Portugal, Actas, p. 201–204.

Tassinari C.C.G., Mellito K., Babinsky M. 2003. Age and origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *Episodes*, **26**:1.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. p. 471-485.

Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust:its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

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. Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geosciences, Penn State University, 161 pp.

Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits, Northern Brazil. *Economic Geology*, **66:**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 Science*, **11**: 265-277.

Varajão C.A.C., Ramanaidou E., Colin F., Nahon D. 1996. Martitização: Alteração supergênica da magnetita. Revista Escola de Minas, 50:18-20.

Wernick E. 2004. Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo, Editora Unesp, 655 p.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski W. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás Granite. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:195-200.

Zucchetti M. 2007. Rochas máficas do Grupo Grão-Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 e N5, Carajás, PA. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 125 p.

**ANEXO – Mapa Geológico da Região Sul da Serra Norte, Província Mineral Carajás**