



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA- UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG**

**CARACTERIZAÇÃO DESCRITIVA E GENÉTICA DE
OCORRÊNCIAS CUPRO-HEMATÍTIAS NO SETOR
SUDOESTE DO SISTEMA ORÓS-JAGUARIBE
PROVÍNCIA BORBOREMA**

MAGNO AUGUSTO MACHADO

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira - UnB (Orientador)

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas - UnB

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente - UFC

**Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília
em 15 de dezembro de 2006, às 14 horas, como parte dos requisitos
necessários à obtenção do grau de Mestre em Geologia.**

SUMÁRIO

SUMÁRIO	I
LISTA DE FIGURAS	III
LISTA DE TABELAS	IV
AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	IV

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO.....	01
1.2. JUSTIFICATIVA.....	02
1.3. OBJETIVOS.....	04
1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	04
1.5. FISIOGRAFIA.....	05
1.6. MÉTODOS DE TRABALHO.....	07
1.6.1. Etapa de Levantamento Bibliográfico.....	07
1.6.2. Etapa de Campo.....	09
1.6.3. Etapa de Laboratório e Escritório.....	09

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO.....	12
2.2. COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA	12
2.2.1. Domínio Médio Coreaú (ou Ceará NW).....	12
2.2.2. Domínio Ceará Central.....	12
2.2.3. Domínio Rio Grande do Norte.....	13
2.2.4. Domínio Central (ou Zona Transversal).....	13
2.2.5. Domínio Sul.....	13
2.3. SUÍTES INTRUSIVAS BRASILIANAS.....	13
2.3.1. Supersuíte I.....	13
2.3.2. Supersuíte II.....	14
2.3.3. Supersuíte III.....	15
2.4. SISTEMA ORÓS-JAGUARIBE.....	15
2.5. BACIAS TRANSTENSIVAS.....	16
2.6. COBERTURAS SEDIMENTARES.....	18

CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA LOCAL

3.1. INTRODUÇÃO.....	20
3.2. ESTRATIGRAFIA.....	20
3.2.1 SISTEMA ORÓS – JAGUARIBE.....	20
3.2.1.1. Complexo São Nicolau (Paleoproterozóico).....	20
3.2.1.2. Grupo Orós (Paleo – Mesoproterozóico).....	25
3.2.2. SUITES INTRUSIVAS BRASILIANAS.....	28
3.2.2.1. Suítes Sin-brasilianas (Neoproterozóico).....	28
3.2.2.2. Suítes Pós-brasilianas (Neoproterozoico–Eo-Cambriano).....	31
3.2.3. BACIAS DO ESTÁGIO DE TRANSIÇÃO DE COCOCI – RIO JUCÁ E CATOLÉ – SÃO JULIÃO.....	34

3.2.3.1. Grupo Rio Jucá (Eo-Cambriano).....	34
3.2.4. BACIA DO PARNAÍBA.....	36
3.2.4.1. Grupo Serra Grande (Siluriano).....	36
3.2.5. COBERTURAS DETRÍTICO-LATERÍTICAS (Paleógeno – Neógeno)	36
3.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	37
3.4 PETROGÊNESE E GEOCRONOLOGIA DOS GRANITOS E ROCHAS VULCÂNICAS.....	40

CAPÍTULO 4 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS BRECHAS TECTONO-HIDROTERMAIS

4.1. INTRODUÇÃO.....	50
4.2. ASSOCIAÇÃO EPIDOTO-CLORITA-CARBONATO (Alteração Propilítica)...	53
4.3. ASSOCIAÇÃO QUARTZO-ALBITA-CARBONATO.....	57
4.4. ASSOCIAÇÃO SERICITA-CLORITA-QUARTZO (Alteração Fílica).....	61
4.5. SILICIFICAÇÃO.....	71
4.6. HEMATITIZAÇÃO.....	77
4.7. ASSOCIAÇÕES HIDROTERMAIS EM FRATURAS.....	80

CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E DE ELEMENTOS TRAÇOS DAS BRECHAS TECTONO-HIDROTERMAIS

5.1. INTRODUÇÃO.....	85
5.2. GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TRAÇOS.....	86
5.3. ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO EM CARBONATOS.....	90

CAPÍTULO 6 – OUTROS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE FE-CU NA REGIÃO OESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

6.1. INTRODUÇÃO.....	94
6.2. DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE FE-CU NA REGIÃO OESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	95

CAPÍTULO 7 – DISCUSSÃO E CONCLUSÃO.....

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – Evolução dos preços do cobre na bolsa de Londres (London Metal Exchange - LME) entre 1998 e 2006.....	03
Figura 1.2 – Mapa geral de localização das áreas de estudo e vias de acesso.....	06
Figura 1.3 – Detalhe do mapa de localização das áreas de estudo.....	06
Figura 1.4 – Imagem de satélite com a localização da área de São Julião.....	08
Figura 1.5 – Imagem de satélite com a localização da área de Cococi.....	08

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 – Compartimentação geotectônica da Província Borborema.....	14
Figura 2.2 – Compartimentação geotectônica do Sistema Orós-Jaguaribe.....	17
Figura 2.3 – Coluna litoestratigráfica do setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe..	19

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Mapa geológico da área de Cococi.....	21
Figura 3.2 – Mapa geológico-geofísico da área de São Julião.....	22
Figura 3.3 – Legenda do mapa geológico-geofísico da área de São Julião.....	23
Figura 3.4 – Blocos isolados de hornblenda-biotita gnaiss do Complexo São Nicolau próximo de Pio IX (PI).....	24
Figura 3.5 – Detalhe do afloramento anterior realçando bandamento gnáissico, afetado por zonas de cisalhamento centimétricas com movimentação sinistral e orientação N70W.....	24
Figura 3.6 – Corte de estrada na rodovia que liga Mandacaru e São Julião (PI) expondo rochas metassedimentares do Grupo Orós.....	26
Figura 3.7 – Detalhe do afloramento anterior que mostra metassiltito cinza-esverdeado com microvenulações preenchidas por calcita.....	26
Figura 3.8 – Relevo cárstico desenvolvido em uma lente de mármore do Grupo Orós, próximo da fábrica de Cimento Nassau (Unidade Itapissuma), Fronteiras (PI)..	27
Figura 3.9 – Pequena frente de lavra atrás do morro da foto anterior, onde ocorre extração periódica de blocos de mármore para uso ornamental.....	27
Figura 3.10 – Afloramento de granito da suíte cálcio-alcálica sin-brasiliana na área de Cococi, próximo da BR-020.....	29
Figura 3.11 – Detalhe do afloramento anterior mostrando fraturas N18W onde se precipitaram óxidos de ferro e manganês.....	29
Figura 3.12 – Afloramento da suíte sin-brasiliana na área de São Julião (Vila do Pocinho). Granito afetado por estrutura transcorrente filiada à Z.C.Tatajuba.....	30
Figura 3.13 – Afloramento da suíte sin-brasiliana na área de São Julião (Passagem da Onça). Granito com textura porfirítica e ligeira orientação dos pórfiros.....	30
Figura 3.14 – Pedreira abandonada, às margens da BR-020, próximo de Parambú (CE). A rocha, um sieno-granito, era explorada para a construção civi.....	32
Figura 3.15 – Detalhe do afloramento anterior mostrando sieno-granito rosado, tectonizado, contendo magnetita, malaquita, calcopirita e pirita nas fraturas.....	32
Figura 3.16 – Trincheira de pesquisa geológica no Granito Mandacaru, próximo de Mandacará (PI).....	33
Figura 3.17 – Detalhe do afloramento mostrando granito rosado, brechado, contendo malaquita, calcita e hematita disseminadas e nas fraturas.....	33

Figura 3.18 – Bloco de conglomerado polimítico seixo-suportado da Formação Angico Torto, exposto às margens da BR-020, na área de Cococi.....	35
Figura 3.19 – Afloramento de conglomerado polimítico matriz-suportado, em uma seqüência do tipo “Red Beds” na área de São Julião, próximo de Mandacaru (PI).....	35
Figura 3.20 – Imagem de satélite mostrando estruturas do domínio norte (Pio IX) da área de São Julião.....	38
Figura 3.21 – Imagem de satélite mostrando estruturas do domínio sul (Fronteiras) da área de São Julião.....	38
Figura 3.22 – Diagrama de roseta para as fraturas medidas nas áreas estudadas.....	39
Figura 3.23 – Diagrama para identificação e nomenclatura de rochas plutônicas.....	42
Figura 3.24 – Diagrama discriminante de rochas magmáticas em relação ao índice de saturação em alumina (ISA).....	43
Figura 3.25 – Diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos para granitos...	43
Figura 3.26 – Diagrama para identificação de rochas ígneas vulcânicas.....	44
Figura 3.27 – Diagrama de distribuição de ETR do tipo “Spider”.....	45
Figura 3.28 – Diagrama de discórdia para as análises de U/Pb na área de São Julião	47
Figura 3.29 – Diagrama de concórdia para as análises de U/Pb na área de Cococi.....	47
Figura 3.30 – Diagrama de evolução da composição isotópica de Nd.....	48
Figura 3.31 – Isócrona de referência em rocha total do Granito Mandacaru	49

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 – Arcabouço estrutural da área de São Julião, interpretado a partir de imagens magnetométricas associado à imagem gamaespectrométrica de potássio (K) anômalo para a área de ocorrência das rochas supracrustais do Grupo Orós.....	52
Figura 4.2 – A mesma figura anterior, agora com a imagem gamaespectrométrica de urânio (U) anômalo para a área de ocorrência das rochas supracrustais do Grupo Orós.	52
Figura 4.3 – Afloramento de granito brechado na calha do ribeirão Marçal.....	54
Figura 4.4 – Detalhe da figura anterior, onde se vê fraturamento ortogonal preenchido por epidoto.....	54
Figura 4.5 – Granito rosado de composição quartzo-feldspática, recortada por veios preenchidos por epidoto, hematita e clorita. Aumento 100x – N//.....	55
Figura 4.6 – Outro campo da lâmina anterior mostrando veio preenchido por epidoto, clorita e hematita Aumento 100x – NX.....	55
Figura 4.7 – Brecha granítica de cor rosa e verde rica em epidoto, da localidade de Surubim, São Julião (PI).....	56
Figura 4.8 – Em lâmina o granito da figura anterior apresenta feldspatos escurecidos e alterados associados a grãos subarredondados de quartzo e um veio maior de epidoto cortado por veio posterior de clorita Aumento 40x – NX.....	56
Figura 4.9 – Granito brechado, às margens da BR-020, na área de Cococi, com malaquita preenchendo a intensa rede de fraturas.....	57
Figura 4.10 – O granito brechado mostra, em lâmina, predominância de quartzo e feldspato. Aumento 10x – N X.....	58
Figura 4.11 – Detalhe em outro campo da mesma lâmina mostrando hematita e malaquita coexistindo em um mesmo veio Aumento 100x – NX.....	58
Figura 4.12 – Afloramento de brecha granítica na Fazenda Jardim, Pio IX (PI) onde observa-se vênulas silicosas e nódulos de hematita.....	59
Figura 4.13 – Detalhe da amostra da figura anterior mostrando microbrechação e metassomatismo de ferro ocorrendo pervasivamente pela rocha.....	60

Figura 4.14 – Em lâmina a brecha granítica apresenta uma paragênese hidrotermal (albita, calcita, clorita e hematita) desenvolvida concomitantemente à silicificação. Aumento 40x – N X.....	60
Figura 4.15 – Macroestrutura de brecha do granito Mandacaru. Planos de fratura e cavidades preenchidas por malaquita e calcita, e hematita.....	62
Figura 4.16 – Ao microscópio o Granito Mandacaru mostra intercrescimento de quartzo e feldspato (granófiro) e os feldspatos encontram-se intensamente sericitizados. Aumento 40x – N X.....	63
Figura 4.17 – Em outro campo da lâmina ocorre intercrescimento lamelar de clorita e mica branca, balizado por cristais de hematita Aumento 40x – N //.....	63
Figura 4.18 – Detalhe do intercrescimento lamelar de clorita e mica branca, associado à precipitação de hematita no Granito Mandacaru. Aumento 40x – N //.....	64
Figura 4.19 – Cristal prismático de zircão do Granito Mandacaru no qual se observa zonação interna e halo pleocróico no contato com os minerais encaixantes. Alguns cristais de zircão desta amostra foram usados para datação U/Pb. Aumento 100x – NX.	64
Figura 4.20 – Afloramento de dacito com textura de brecha fina e fraturas preenchidas por malaquita, na Cachoeira do Calixto, área de Cococi	65
Figura 4.21 – Em lâmina o dacito mostra grãos de quartzo fraturados em meio a uma matriz fina de difícil identificação, cortados por fraturas onde existe malaquita e hematita associadas 40x – N//.....	66
Figura 4.22 – Detalhe de uma fratura em outro campo da mesma lâmina onde ocorre barita cristalizada radialmente e fluorita no centro. Aumento 100x – NX.....	66
Figura 4.23 – Brecha de rocha vulcânica da Bacia de Cococi (MAG-27a), textura fina e de zona de fragmentação com preenchimento por óxidos. Aumento 100x – NX.....	67
Figura 4.24 – Fotomicrografia do traquiandesito/andesito/dacito com destaque para a profoliação milonítica marcada por clorita (Clr) em torno de cristais rotacionados de quartzo (Qz) e feldspato (Felds). Aumento 40x – N//.....	68
Figura 4.25 – A mesma lâmina em luz refletida mostra agregados de calcopirita e hematita dispersos ou orientados nos interstícios dos grãos de quartzo e feldspato, associados à clorita. Aumento 100x.....	68
Figura 4.26 – Brecha de rocha vulcânica da área de Cococi (MAG_23) onde se destaca a textura porfírica e fragmentos de composição variada.....	69
Figura 4.27 – A rocha vulcânica, em lâmina, apresenta com clareza o fraturamento e sericitização dos fenocristais de feldspato. Aumento 40x – NX.....	70
Figura 4.28 – Em outro campo da mesma lâmina é visto sericitização e ligeira carbonatação de feldspatos associada à precipitação de óxidos nas fraturas Aumento 40x – N//.....	70
Figura 4.29 – Brecha granítica próximo ao Ribeirão Marçal em São Julião (PI) mostrando um padrão de silicificação em rede, ou stockwok que envolve alguns fragmentos de rocha.....	72
Figura 4.30 – Detalhe da figura anterior mostrando rocha avermelhada, com macroestrutura brechada e início de silicificação. Associados à sílica opalina existem minúsculos grãos de calcopirita.....	72
Figura 4.31 – Em lâmina, o granito apresenta paragênese francamente hidrotermal: albita e sílica neoformadas, entremeadas por veios de calcita e clorita, com grãos de hematita subordinados. Aumento 40x – N//.....	73
Figura 4.32 – Detalhe de outro campo da mesma lâmina onde se vê a albita com início de sericitização em equilíbrio com quartzo. Aumento 40x – NX.....	73
Figura 4.33 – Afloramento de brecha silicosa na Fazenda Carnaubinha, entre Pio IX e São Juliã (PI). A alteração desenvolveu uma rede de fraturas pela rocha.....	75

Figura 4.34 – Detalhe da figura anterior, onde se observa intensa silicificação e precipitação de óxidos e malaquita e pequenas cavidades na rocha.....	75
Figura 4.35 – Em lâmina, a brecha silicosa mostra-se quase inteiramente composta por quartzo, além de cavidades preenchidas por malaquita, hematita, magnetita e calcopirita. Aumento 40x – N//.....	76
Figura 4.36 – Em luz refletida observa-se a zonação em cavidades preenchidas por óxidos e sulfetos, com destaque para calcopirita no centro. Aumento 40x.....	76
Figura 4.37 – Brecha granítica da área de São Julião submetida ao metassomatismo de ferro ou hematitização, responsável pela formação de brechas hematíticas.....	78
Figura 4.38 – Detalhe de brecha hematítica típica encontrada na área de São Julião (PI), onde se vê fragmentos silicificados cimentados por hematita fina.....	78
Figura 4.39 – Afloramento de brecha hematítica em trincheira às margens da BR-230, próximo a Mandacarú (PI), na qual os planos de fraturas contêm malaquita.....	79
Figura 4.40 – Em lâmina a brecha hematítica apresenta fraturas preenchidas por ganga e por malaquita e agregados granulares de hematita dispersos na rocha Aumento 100x – NX.....	79
Figura 4.41 – Representação esquemática da relação temporal e composição dos diversos tipos de fraturas observados nas brechas tectono-hidrotermais.....	81
Figura 4.42 – Resultado da difratometria de raios-x de um veio da amostra MAG-14E, da área de São Julião.....	83
Figura 4.43 – Resultado da difratometria de raios-x de um veio da amostra MAG-24, da área de São Julião.....	83

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 – Representação em mapa da posição das ocorrências de Cu e Ba ao longo do traço das falhas normais que delimitam as bacias eo-cambrianas.....	88
Figura 5.2 – Diagrama de variação de elementos maiores e traços em relação ao cobre (tipo “Harcker”) para as brechas analisadas.....	89
Figura 5.3 – Diagrama de valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ representando as amostras desse estudo em relação a reservatórios conhecidos.....	92
Figura 5.4 – Diagrama de valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostrando o conjunto de resultados mais significativos deste estudo.....	93

CAPÍTULO 6

Figura 6.1 – Esboço geológico do Estado do Ceará com a localização aproximada dos depósitos de Fe-Cu da região oeste da Província Borborema.....	96
---	----

CAPÍTULO 7

Figura 7.1 – Modelo metalogenético proposto para as áreas de estudo.....	100
---	-----

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1

Tabela 1.1 – Procedimentos analíticos para as análises químicas.....	10
---	-----------

CAPÍTULO 3

Tabela 3.1 – Síntese do quadro estrutural da área de São Julião.....	39
---	-----------

Tabela 3.2 – Resultado das análises químicas de rocha total para rochas vulcânicas e granitos.....	41
---	-----------

Tabela 3.3 – Resultados das análises de U/Pb em zircões.....	46
---	-----------

Tabela 3.4 – Resultados das análises de Sm/Nd em rocha total.....	46
--	-----------

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1 – Padrões de alteração e mineralização das brechas tectono-hidrotermais..	84
---	-----------

CAPÍTULO 5

Tabela 5.1 – Resultados das análises químicas para elementos traços das brechas, comparadas ao padrão de Taylor.....	87
---	-----------

Tabela 5.2 – Resultado das análises de isótopos de carbono e oxigênio.....	91
---	-----------

AGRADECIMENTOS

A Deus, acima de tudo, por ter me concedido a saúde e a paz necessária para alcançar meus objetivos.

A meus pais, Ribamar e Augusta, por tudo que me deram, por tudo que eu sou e a quem eu devo muito mais do que estas poucas linhas.

À minha namorada (e futura esposa) Damine, com amor, pela amizade, companheirismo, carinho, cumplicidade, paciência, ajuda lingüística e suporte psicológico em todas as horas desta empreitada.

À família Guimarães da Silva (Edi, José Macedo, Leandro, Diná, Túlio, Raquel e D.Maria), minha família adotiva, com quem contei sempre que precisei de suporte acadêmico, logístico e incentivo.

Ao meu orientador Prof. Dr. Claudinei Gouveia pela experiência e conhecimentos transmitidos e pela oportunidade a mim concedida para dar continuidade aos meus estudos.

A CAPES pela concessão da bolsa de pesquisa.

À senhora Maria do Rosário e Matheus pela hospitalidade durante a etapa de campo no Piauí.

Ao amigo geólogo Marcelo Leão e demais colegas da Companhia Vale do Rio Doce (Projeto Cobre Nordeste) pela ajuda na etapa de campo no Ceará.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Geocronologia da UnB (Elton, Sérgio, Jorge, Denílson, Márcio, Bárbara e Sandrine) pela ajuda na etapas de preparação, análise e interpretação das datações.

Ao Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial (UFPE) e Prof. Dr. Roberto Ventura Santos (UnB) pelas análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio.

Aos geólogos Tom Setterfield, Michael Downes (Monster Copper Resources) e Marco Túlio Naves de Carvalho (Amazônia Mineração) pela oportunidade de voltar ao campo.

Aos funcionários do Instituto de Geociências (Francisca das Chagas, Adalgisa, Gilberto Corrêa, Zilberto, Dione, Rômulo, Sebastião, Maristela, Francisca, Maria Lucilene, Abel, Rogério, Valdeci, Sirlene, Ricardo, Fátima, e Aliemar) pela ajuda direta e indireta ao longo do trabalho.

Aos professores do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (Paulo Meneses, Márcia, Nilson, Alvarenga, Fuck, Detlef, Dardenne, Sylvia, João Gualberto, Adriane, Soares, Roberta e Sandra) pelas idéias compartilhadas durante minha passagem pelo programa de pós-graduação.

Aos colegas do GREGEO–UnB (Guilherme, Ronaldo, Cristiano, Santino, Hugo, João, Thiago, Joyce, Letícia, Estela, Lucíola, Ana Gabriela, Carolina, Ana Luíza, Laura, André, Leonardo, Marcus, Gustavo e Vinícius) pelo companheirismo, seja numa mesa de bar ou passando por alguma situação de risco dentro de uma caverna.

A todos os colegas da pós-graduação (Joseneusa, Samuel, Wesley, Luciana, Marcos Leandro, Elisa, Percy, Márcia, Karin, Lys, Saulo, Takato, Alan, Camila Wense, Glória, Cláudio, Fátima, Andréa, Tati, Marcus, Diogo, Frederico, Ana Maria, Alexandre Seidel, Maria Emília, Otávio, Carlos Rendón, Caroline Jofilly, Cristiane, José Viramonte, Giana, Stella, Osmar Baxe, Oscar Guevara, Ricardo Meireles, Luciano Soares, Marcelo Ferreira, Luciano Gonçalves, Bruno, Ana Carla, Carlos Christian, Heloísa, Myléne, Max, Natália, Tatiana, Thiago Rosado, Gabriel, Daniele, Aline, Mariana, Cristiano e Cecília) pelo apoio e companheirismo na labuta diária.

Aos amigos da HGEO (Gustavo Melo, Heitor Franco, Rodrigo Franco, Augusto Pires, Roberto de Moraes e Chris Fianco) pelo incentivo, amizade e apoio.

Aos amigos do CECAV-IBAMA, aos amigos da graduação em Geologia-UnB (os novos e os antigos) e demais aliados em todo Brasil, pelo incentivo e preocupação com o andamento deste trabalho.

Ao sofrido povo sertanejo, que mesmo tendo que lidar com as dificuldades diárias de uma terra seca, não se furta em dar um sorriso ou ajudar um desconhecido quando necessário.

A todos o meu **Muito Obrigado!**

RESUMO

O presente trabalho trata da descrição de zonas de brechas cataclásticas a hidrolíticas amplamente distribuídas em duas áreas de estudo inseridas no setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe, dentro do contexto da Província Borborema. Tais brechas ocorrem em quase todas as unidades estratigráficas ali existentes devido à estruturação tectônica das grandes zonas de cisalhamento da Província Borborema e pelas falhas normais relacionadas ao colapso do orógeno brasileiro.

Todo o conjunto recebeu contribuições de sistemas hidrotermais que promoveram alterações significativas na mineralogia das rochas, aqui hierarquizados segundo cinco tipos de alterações (associação epidoto-clorita-carbonato, associação quartzo-albita-carbonato, associação sericita-quartzo-clorita, silicificação e hematitização).

Os estudos de geoquímica de rocha total, geoquímica de isótopos estáveis e de isótopos radiogênicos em tais brechas indicaram protolitos graníticos e vulcânicos ácidos, de caráter tardi- a pós-tectônico com idade variando entre 546 e 578 Ma, afinidade química peraluminosa, e composição isotópica indicando provável interação de fontes magmáticas e meteóricas nos fluidos hidrotermais.

As ocorrências de Fe-Cu nas áreas estudadas estão melhor enquadradas no modelo IOCG (Hitzman, 2000) do tipo colapso de orógeno (metassomatismo de ferro, magmatismo granítico peraluminoso, brechação hidrotermal e anomalias significativas de cobre), apesar de nunca ter sido encontrado nenhum depósito com considerável volume de fases sulfetadas que justificassem sua exploração comercial.

ABSTRACT

This study concerns the description of cataclastic to hydrolytic breccia zones widely distributed in two areas of study inserted in Southwestern Oros-Jaguaribe System, inside the Província Borborema. Such breccias occurs in almost every stratigraphic unit due to the tectonic arrangement of the huge shearing zones of the Província Borborema and to the normal faults related to the Brazilian orogen collapse.

The whole system has received contributions from the hydrothermal system which promoted important changes in the rocks mineralogy, herein classified according five models of alterations (association epidote-chlorite-carbonate, association quartz-albite-carbonate, association sericite-quartz-chlorite, silicification and hematitization).

Geochemical studies of whole rock, stable isotopes and radiogenetic isotopes geochemistry in such breccias indicated granitic and acid volcanic protoliths, of tardi- to post-tectonic character aging between 546 and 578 Ma, peraluminous affinity, and isotopic composition indicating probable interaction of magmatic and meteoric sources in the hydrothermal fluids.

Fe-Cu occurrences in the studied areas are better included in the model IOCG (Hitzman, 2000) of orogen collapse kind (iron metasomatism, peraluminous granitic magmatism, hydrothermal breccia and main copper anomalies), although no deposit with considerable volume of sulphide minerals that could justify its commercial exploration had never been found.

***“BEM VINDO A SÃO JULIÃO,
TERRA DA CAL, DO COBRE E DO SONHO”***
Inscrição na placa de boas vindas à cidade de São Julião (PI)

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

A região situada entre os municípios de São Julião, Fronteiras e Pio IX (PI), Campos Sales e Parambú (CE) apresenta um histórico de extrativismo mineral de pelo menos 40 anos, impulsionado principalmente pela fabricação artesanal de cal e, em menor escala, pela extração de rochas para fins ornamentais e/ou construção civil.

Conhecendo a vocação extrativista da área em questão, a Companhia de Desenvolvimento do Estado do Piauí (CONDEPI) iniciou, em 1979, pesquisa para delimitação de corpos calcários e sua viabilidade econômica para a indústria cimenteira. Durante a campanha, os geólogos da companhia encontraram várias ocorrências de malaquita dispersas principalmente nas proximidades de São Julião (PI). A partir de então, sucederam-se trabalhos sistemáticos de pesquisa geológica na região em busca de acumulações econômicas de cobre.

O Projeto Cobre Mandacaru (Lopes Filho *et al.*, 1982 *In:* Parente, 1984) resultou na descoberta de acumulações de sulfetos disseminados associados a granitos e outras pequenas ocorrências de minério sulfetado e oxidado, associadas a rochas sedimentares e vulcanoclásticas.

Na década de 1990, a Western Mining Corporation (WMC) encontrou novas ocorrências em zonas de alteração hidrotermal em rochas vulcânicas e granitos. Desde 2000, a Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) investe em trabalhos regionais de avaliação das mesmas, o que atraiu a International Nickel Corporation (INCO), a Phelps Dodge e a Brasmim. Algumas destas empresas possuem concessões de pesquisa na região (Maas, 2003).

Mais recentemente, empresas como a Teck-Cominco e a Monster Copper Resources demonstraram interesse por concessões na área, impulsionadas pelos bons preços de algumas *commodities* metálicas e acreditando que os alvos descobertos possam conter características similares às dos depósitos de cobre de classe mundial do tipo Cu-Au-Óxido de Ferro (IOCG – Iron Oxide Copper Gold Deposits).

Os depósitos do tipo IOCG começaram a ter notoriedade quando pesquisadores perceberam as similaridades entre Olympic Dam (Roberts & Hudson, 1983) e outros depósitos espalhados pelo mundo, o que culminou no artigo de Hitzman *et al.* 1992, que sistematizou as principais características de tais depósitos (Porter 2000, Hitzman 2000).

1.2. JUSTIFICATIVA

Desde 2003 a economia mundial vem apresentando uma forte demanda por vários metais entre os quais o níquel (aumento de 132 %), o cobre (aumento de 48 %), e zinco (aumento de 36 %), impulsionados pelo crescimento econômico de países emergentes como a China, que em pouco tempo tornou-se o maior importador mundial de vários metais (Ribeiro, 2006). Isso se refletiu no aumento dos preços das principais *comodities* metálicas negociadas na bolsa de Londres (London Metal Exchange – LME), a exemplo do cobre, objeto de estudo do presente trabalho (figura 1.1) e fez subir as ações da maioria das empresas de mineração.

Esse aquecimento do setor mineral também viabilizou a abertura de novos projetos de exploração, como também a retomada de antigos projetos. Analistas acreditam que esta escalada de preços se estenda por alguns anos, já que existem poucos depósitos novos, de classe mundial (que tenha produção por mais de 20 anos, acima de 250.000 t do metal/ano e contribuição na receita das empresas de cerca de US\$500 milhões/ano) a entrarem em produção no futuro imediato (Reis, 2003).

O cobre é um dos metais mais importantes da indústria moderna devido a sua alta capacidade condutiva. Cerca de 50% da produção mundial do metal é consumida pela indústria eletroeletrônica, seguido pela construção naval, indústria automotiva, aeronáutica, de instrumentação e química. Elemento calcófilo (afinidade geoquímica por sulfetos), se associa em mais de 175 espécies minerais, entretanto somente 8 são comercialmente exploradas [Cuprita - Cu_2O - 89% Cu; Calcosita - Cu_2S - 80% Cu; Covelita - CuS - 66% Cu; Bornita - Cu_5FeS_4 - 52% Cu; Tenantita - $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ - 51% Cu; Tetraedrita - $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ - 45% Cu; Enargita - Cu_3AsS_4 - 48% Cu; e Calcopirita - CuFeS_2 - 34% Cu] (Jost & Brod, 1988).

A malaquita [$\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$], a azurita [$\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$] e a crisocola [$(\text{Cu}^{2+}, \text{Al})_2\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5.n\text{H}_2\text{O}$] são minerais de minério com baixos teores de Cu que ocorrem como produtos de alteração encontrados muitas vezes próximo da superfície de jazimentos cupríferos, servindo como importantes indicadores de anomalias de cobre durante as etapas de pesquisa mineral (Deer *et al*, 1966).

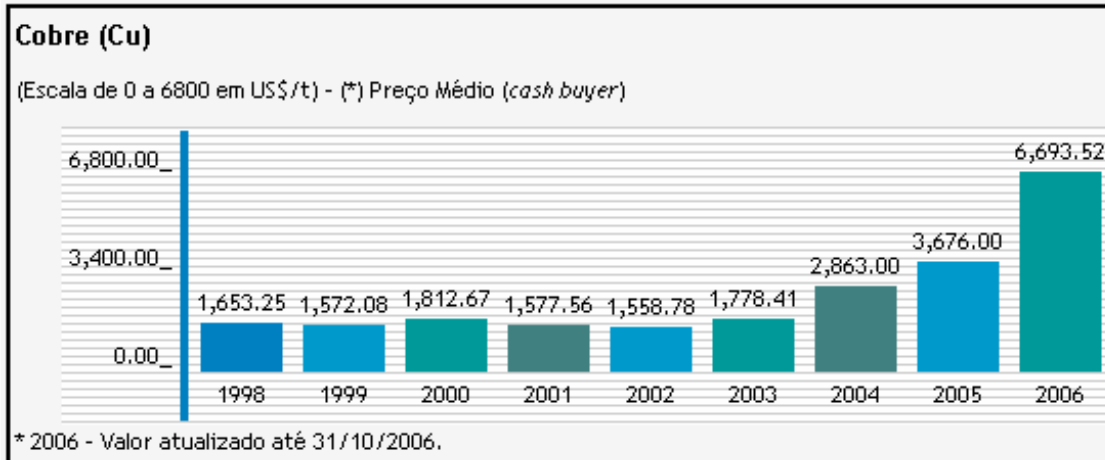


Figura 1.1 – Evolução dos preços do cobre na Bolsa de Londres (LME) entre 1998 e 2006 (DNPM, 2006).

Segue uma atualização dos principais tipos de depósitos de cobre e sua distribuição mundial:

- Segregação magmática: Sudbury – Canadá; Noritsk – Sibéria; no Brasil existe Americano do Brasil – GO, Caraíba – BA e Fortaleza de Minas – MG;
- Cobre pórfiro: El Teniente, Chuquicamata e Escondida – Chile, Bingham Canyon – EUA, que já foi um dos maiores depósitos do mundo; Grasberg – Irian Jaya, Indonésia; e no Brasil o depósito de Chapada – GO está sendo aceito como pertencente a essa classe. Juntos esses depósitos representam 60 % da produção mundial de cobre;
- Filoneanos: Montana – EUA; no Brasil existem algumas ocorrências sub-econômicas;
- Escarnitos: várias ocorrências no Peru, mas nenhuma no Brasil;
- Séries sedimentares: Redstone – Canadá; Kennicott – Alaska, Spar Lake, Rock Creek e Montanore – Montana, White Pine – Michigan, Creta – Oklahoma, nos EUA; Konrad e Lubin – Polônia; Dzherkazgan – Cazaquistão; Copper Claim – Austrália; *Kupferschieffer* – Alemanha; Corocoro – Bolívia; Kamoto e Shaba – Zaire; no Brasil, Camaquã – RS, Pedra Verde – (CE);
- Cu-Au-Óxido de Ferro ou *Iron Oxide-Copper-Gold* deposits (IOCG): Olympic Dam, Ernest Henry, Cloncurry, – Austrália; Candelária, Mantos Blancos, Manto Verde – Chile; Kiruna, Aitik e Bergslagen – Suécia; Werneck Mountain e Great Bear – Canadá; Bayan Obo – Mongólia, China; Salobo, Sossego, Cristalino, Pojuca, Igarapé-Bahia – Brasil.

1.3. OBJETIVOS

Esta dissertação teve por objetivo a caracterização e ordenação dos diversos tipos de brechas que ocorrem nas áreas de estudo e suas alterações, da seguinte forma:

- Caracterização química e petrográfica das rochas encaixantes e hospedeiras assim como possíveis halos de alteração hidrotermal associados às mineralizações cupríferas;
- Caracterização química e petrográfica das brechas mineralizadas a cobre e dos testemunhos de sondagem de pesquisas geológicas anteriores que se encontram disponíveis;
- Datação absoluta, pelos métodos U-Pb e Sm-Nd, das rochas encaixantes e hospedeiras das ocorrências de cobre e revisão das idades das rochas ígneas envolvidas no presente estudo.
- Verificação da origem do fluido mineralizante e sua natureza por meio de estudos de isótopos de carbono e oxigênio;
- Elaboração de um modelo genético das mineralizações de cobre associadas às brechas existentes na porção sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe, via comparação de dados entre as áreas estudadas, pertencentes ao contexto da Província Borborema.

1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

As áreas que integram este estudo estão localizadas na divisa dos estados do Piauí e Ceará, próximas a Picos (PI), a maior área urbana de referência regional (figura 1.2). A área a norte, localizada entre as cidades de Parambú (CE) e Cococi (CE) será denominada doravante de “área de Cococi”. A área a sul, que engloba as cidades de São Julião (e respectivo povoado de Mandacaru), Pio IX e Fronteiras (PI) e Campos Sales (CE) será denominada de “área de São Julião”. As áreas distam cerca de 40 quilômetros entre si (figura 1.3).

O acesso às áreas de estudo pode ser feito de duas maneiras distintas: por via terrestre ou por via aérea. Por via terrestre, a partir de Brasília (DF), o acesso é feito pela BR-020 até o trevo com a BR-030, seguindo até Campos Belos (GO) e de lá pela TO-050 até Natividade (TO). Dali, pela BR-010 até Palmas (TO) onde existem duas opções para alcançar a BR-153 (Belém-Brasília): atravessar a ponte da Represa de Lajeado e seguir pela TO-080, até Paraíso do Tocantins (TO), ou seguir até Lajeado (TO) e lá atravessar o Rio Tocantins de balsa, alcançando a Belém-Brasília em Miranorte (TO). Seguindo rumo norte a Belém-Brasília até Araguaína (TO), de lá pela TO-222 até a divisa com o Maranhão, atravessando novamente de balsa o Rio Tocantins até Carolina (MA).

Chegando a Picos (PI), BR-230, é possível acessar as duas áreas estudadas: na direção nordeste, pela BR-020, alcança-se a área de Cococi; e para leste, pela própria BR-230, chega-se à área de São Julião. O percurso total é cerca de 1800 quilômetros com asfalto em boas condições, à exceção de um trecho muito ruim, de 80 quilômetros, logo depois de Carolina (MA).

Por via aérea é necessário ir até Juazeiro do Norte-CE, onde é possível alugar um carro e seguir cerca de 150 quilômetros, passando ao largo da Chapada do Araripe (divisa Ceará - Pernambuco) até Campos Sales (CE) já dentro da área de São Julião.

1.5. FISIOGRAFIA

A região estudada está localizada no sertão nordestino, inserido no conhecido “Polígono das Secas”, e sua fisiografia apresenta as características do semi-árido, um dos grandes domínios morfo-climáticos brasileiros.

O clima é quente e seco com duas estações principais: uma chuvosa (inverno), de menor intensidade, que se estende de janeiro a maio, e outra seca (verão), de junho a dezembro. As chuvas são escassas e irregulares e nem sempre obedecem à mencionada distribuição anual, ocorrendo, por vezes, períodos de seca prolongada ou “estiagem”. A precipitação pluviométrica anual varia entre 500 e 700 milímetros e as temperaturas situam-se entre a mínima de 20° C (inverno) e máxima de 40° C (verão).

A tipologia dos solos da região é bastante diversificada nas áreas do embasamento cristalino, podendo variar de argilosos a escuros, como decomposição de rochas máficas, a arenosos e claros, em áreas onde afloram rochas siliciclásticas. Na Chapada do Araripe formam-se latossolos creme a amarelados resultantes da decomposição de rochas da Formação Exu e no topo da Bacia do Parnaíba os solos são essencialmente arenosos.

A vegetação é do tipo Caatinga (ou mata branca), constituída por xerófitas espinhosas, que perdem as folhas no período mais seco e se desenvolvem em solos pouco espessos ou pedregosos. As espécies vegetais características são: 1) Árvores e Arbustos: angico, juazeiro, pereiro, umbuzeiro, umburana, caroá, oiticica, marmeleiro e aroeira; 2) Cactáceas: mandacaru, xique-xique, facheiro e coroa de frade; e 3) Bromeliácea: macambira.

Gomes e Vasconcelos (2000) identificam na região duas unidades geomorfológicas principais controladas litologicamente e tectonicamente: a Região Serrana, compondo parte das bacias do Parnaíba e Araripe e a Depressão Sertaneja, compondo os arrasados topográficos.

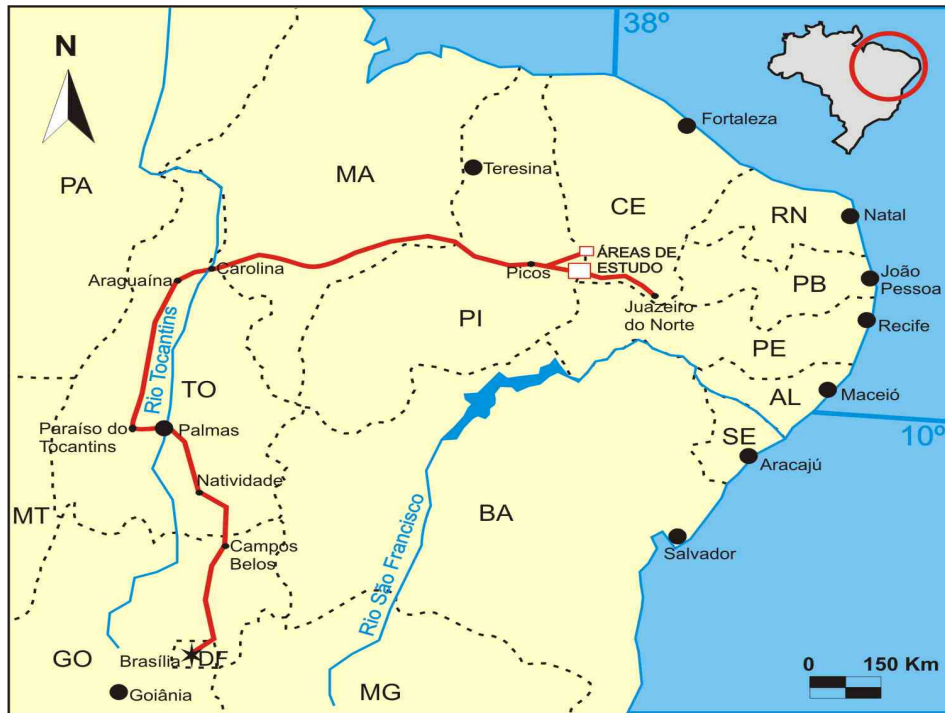


Figura 1.2 – Mapa geral de localização das áreas de estudo e vias de acesso (em vermelho).

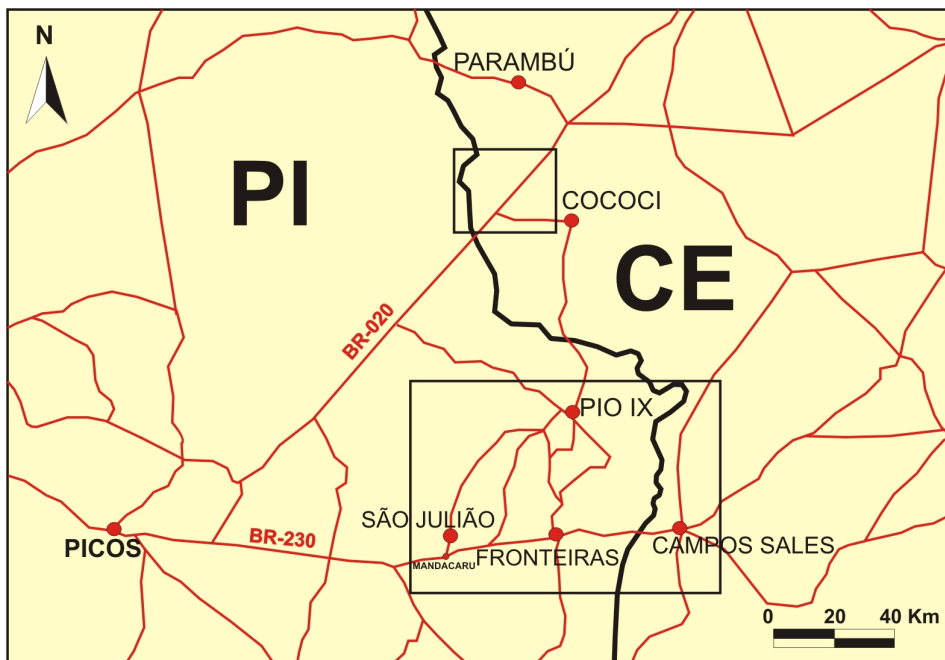


Figura 1.3 – Detalhe do mapa de localização das áreas de estudo (retângulos em destaque): a norte, a área de Cococi e a sul, a área de São Julião.

A Bacia do Parnaíba contém os máximos topográficos, com altitudes próximas a 800 metros, sendo representada, na área em estudo, pelo relevo cuestiforme da sua borda leste. A Chapada do Araripe, cujo platô elevado é sustentado pelas rochas da Bacia do Araripe e apresenta orientação aproximada E-W, com cotas em torno de 700 metros. A transição da Região Serrana para as áreas arrasadas é feita por escarpas abruptas.

Já a Depressão Sertaneja corresponde a extensos baixios topográficos entalhados nas rochas do embasamento cristalino desde o interior da Província Borborema até o litoral da região nordeste. O relevo é arrasado (pediplanos) a ligeiramente ondulado (peneplanos), com cotas médias de 350 a 480 metros. Destacam-se alguns “inselbergs” e cristas alinhadas segundo o padrão de lineamentos regional, de direção NE, com cotas que podem chegar a 600 metros (figuras 1.4 e 1.5).

A hidrografia é caracterizada por drenagens intermitentes que compõem as cabeceiras do Rio Jaguaribe, a norte, os afluentes da margem direita do Rio Parnaíba, a oeste, e pequenos tributários da margem esquerda do Rio São Francisco, a sul. O padrão varia de dentrítico, onde entalham o embasamento cristalino, a retangular, associado a falhas ou fraturas.

A existência de barragens artificiais ou “açudes” na calha de algumas drenagens é característica da região: praticamente um açude por município. Estas construções estão intimamente ligadas às árduas condições climáticas regionais e respectivas conseqüências naturais e econômicas para as populações sertanejas.

Ao longo do vale do Alto Jaguaribe são tradicionais algumas atividades agrícolas tais como plantio de feijão, algodão e mandioca. Atualmente existem extensos pomares de caju sobre os terrenos arenosos da Bacia do Parnaíba, entre as cidades de Picos e Fronteiras (PI). A produção em larga escala da variedade anã do caju para extração da castanha e, em menor escala, da polpa da fruta, foi impulsionada por financiamentos do governo a partir de 2001.

1.6. MÉTODOS DE TRABALHO

O presente trabalho foi realizado em três etapas, a saber:

1.6.1. Etapa de Levantamento Bibliográfico: inicialmente foi feita ampla pesquisa bibliográfica, realizada entre os meses de janeiro e agosto de 2005, reunindo trabalhos de mapeamento básico, teses, dissertações, artigos e relatórios diversos. A partir do material levantado foi feita a compilação dos dados de geologia disponíveis nas áreas de estudo, além de outros trabalhos pertinentes aos assuntos aqui tratados.

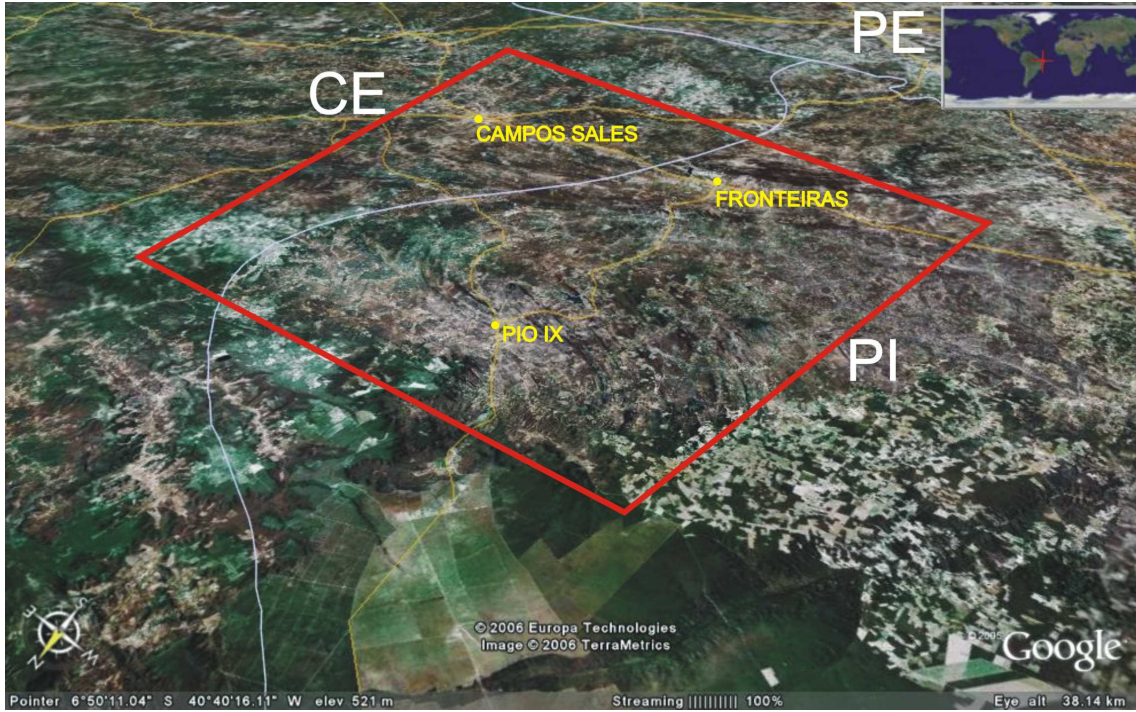


Figura 1.4 – Imagem de satélite com a localização da área de São Julião (retângulo em vermelho), obtida por rotação oblíqua da imagem com a ajuda do software **Google Earth 3.0.0762**.



Figura 1.5 – Imagem de satélite com a localização da área de Cococi (retângulo em vermelho), obtida por rotação oblíqua da imagem, com a ajuda do software **Google Earth 3.0.0762**.

1.6.2. Etapa de Campo: os trabalhos de campo foram realizados em duas oportunidades: a primeira, com veículo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), entre os dias 15/08/2005 e 25/08/2005; e a segunda de avião, acompanhando uma equipe da empresa Monster Copper Resources, entre os dias 12/10/2005 e 14/10/2005.

Foram utilizadas as cartas topográficas Fronteiras (SB-24-Y-C-III), Pio IX (SB-24-A-VI), Aiuaba (SB-24-Y-B-IV) e Campos Sales (SB-24-Y-D-I), na escala 1/100.000, do Serviço Geográfico do Exército (DSG) para localização dos afloramentos no campo. Adicionalmente foram utilizados a imagem Landsat TM-5 e o respectivo mapa de unidades geológicas e geofísicas integradas, preparados por Maas (2003), para verificação das feições estruturais e das litologias amostradas. Os pontos amostrados foram georreferenciados com a ajuda de um receptor GPS Garmim *Etrex* (datum SAD 69).

No campo foram descritos 35 pontos, entre novos afloramentos e pontos descritos em trabalhos anteriores. Foram coletadas amostras em 22 destes pontos, incluindo amostras das zonas brechadas, das rochas encaixantes e das rochas hospedeiras das ocorrências de cobre.

Havia a previsão de coleta e/ou descrição “in loco” dos testemunhos de sondagem do Projeto Cobre Mandacaru que estariam sob a guarda da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) na sua sede regional, localizada em Teresina (PI). Porém tal etapa não se concretizou, visto que os testemunhos ficaram todo tempo armazenados em Mandacaru (PI) e acabaram se perdendo. Foram localizados apenas alguns fragmentos no local.

1.6.3. Etapa de Laboratório e Escritório

Dos 22 pontos amostrados, foram confeccionadas 14 lâminas delgadas (polidas) no laboratório de laminação do IG-UnB que, somadas às oriundas do trabalho de Maas (2003), totalizaram 30 lâminas, usadas na descrição petrográfica e mineralógica de silicatos e minerais opacos no laboratório de microscopia do IG-UnB.

De 09 das amostras coletadas, foram extraídos, por meio de raspagem, fragmentos e pó de carbonatos (calcita e malaquita) e submetidas à análise dos isótopos de carbono e oxigênio no Laboratório de Isótopos Estáveis (NEG-LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Em 2 destas amostras foram separadas frações do pó de carbonatos para análise de difratometria de raios-x no Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Das amostras utilizadas para confecção de lâminas delgadas, também foram retiradas e pulverizadas alíquotas para análise geoquímica de rocha total (tabela 1.1). O laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd., de Vancouver (Canadá), por intermédio de sua filial em Goiânia (GO), foi responsável pelos resultados das análises, processadas por Espectrometria de Emissão por Plasma (ICP-ES e ICP-MS).

Tabela 1.1 – Procedimentos analíticos para as análises químicas. Fonte: Acme Analytical Laboratories Ltd.

Procedimentos Analíticos	Elementos Químicos Analisados
Grupo 4B – 0.200 GM Fusão Com LiBO ₂ Analisado por ICP/MS (Padrão SO-18)	Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu.
Grupo 1DX – 0.50 GM Lixiviação com 3 ml 2-2-2 HCL-HNO ₃ -H ₂ O 95° C por 1 hora, com diluição a 10 ml Analisado por ICP/MS (Padrão DS6)	Ni, Sc, Mo, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Ti, Se,
Grupo 4A – 0.200 GM Fusão Com LiBO ₂ Perda ao fogo; C/S total por LECO (sem SUM) Analisado por ICP-ES (Padrão SO-18/CSB)	SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, TiO ₂ , P ₂ O ₅ , MnO, Cr ₂ O ₃
Grupo 7AR – 1.000 GM Digestão com água régia (HCL-HNO ₃ -H ₂ O) a 250 ml Analisado por ICP-ES (Padrão GC-2a: 0,88 %)	Cu

As etapas de preparação e análise das amostras escolhidas para datação geocronológica foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, utilizando um espectrômetro de massa FINNINGAN MAT-262 com 7 coletores do tipo “Faraday Cup” e multiplicador de íon-elétron secundário.

Os procedimentos analíticos para as datações U-Pb em zircão seguiram a rotina descrita por Laux *et al.* (2004). Foram preparadas duas amostras de rocha das quais foram extraídos os zircões através da separação por densidade do material moído, inicialmente por conjunto de batéias e depois por separação magnética através do separador isodinâmico FRANZ. A separação final foi efetuada por cata manual dos grãos de zircão com auxílio de microscópio binocular selecionando-se grãos livres de inclusões e fraturas. As frações foram dissolvidas em HF e HNO₃ concentrado numa razão 4/1 usando microcápsulas em bombas do tipo PARR e adicionadas de um *spike* cuja concentração ²⁰⁵Pb / ²³⁵U é conhecida.

A extração química seguiu a técnica padrão de troca iônica com microcolunas de teflon. Os elementos Pb e U foram colocados juntos em filamentos simples de Re com H₃PO₄ e sílica gel no espectrômetro para serem analisados.

Já os procedimentos de geoquímica isotópica para o método Sm-Nd estão descritos em Gioia e Pimentel (2000). Sete amostras foram pulverizadas e levadas para a digestão ácida (Savilex). Após os tratamentos químicos para separação dos ETR (calibração da coluna primária) e de Sm e Nd (calibração da coluna secundária), a fração coletada na coluna secundária foi evaporada. O resíduo foi dissolvido com 1µL de HNO₃ 50% (destilado) e então depositado no filamento de Re do espectrômetro para ser analisado. As análises foram realizadas em modo estático. A razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foi normalizada para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd= 0,7219 e a constante de decaimento utilizada foi 6,54x10⁻¹²/a.

Havia a previsão de análises mais detalhadas em alguns minerais por meio de microsonda eletrônica além de algumas análises de termobarometria em inclusões fluidas nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Entretanto, por motivo de manutenção de alguns equipamentos e por falta de tempo hábil para execução, estas análises não puderam ser realizadas.

CAPÍTULO 2 ***GEOLOGIA REGIONAL***

2.1. INTRODUÇÃO

As áreas estudadas estão inseridas no contexto da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) definida como um complexo mosaico de blocos exóticos de natureza gnáissico-migmatítica e faixas de rochas supracrustais submetidos a importantes eventos tectono-deformacionais e magmáticos neoproterozóicos, amalgamados durante o Ciclo Brasileiro.

A Província Borborema ocupa uma área de aproximadamente 450.000 km², correspondente ao substrato de quase toda Região Nordeste do Brasil. Sua denominação advém da serra homônima, entre os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, cujos pediplanos estendem-se até a costa do Oceano Atlântico (Brito Neves *et al.*, 2000).

Desde os trabalhos de Brito Neves (1975, 1983) e Santos e Brito Neves (1984) vários autores (Sial 1987, Hackspacher *et al.*, 1997, Jardim de Sá *et al.*, 1992; Vauchez *et al.* 1995; Jardim de Sá *et al.*, 1997; Fetter *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Guimarães *et al.*, 2004; Archanjo & Fetter, 2004) vêm refinando os conhecimentos geológicos que contribuíram para a definição dos diversos domínios litoestruturais da Província Borborema (figura 2.1).

2.2. COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA

É possível distinguir cinco domínios tectônicos contíguos maiores na Província Borborema (Brito Neves *et al.*, 2000), definidos a seguir.

2.2.1. Domínio Médio Coreau (ou Ceará NW): limitado pelo Cráton São Luis–W-África, a oeste, e pelo Lineamento Transbrasiliano, a leste, também denominado Lineamento Sobral–Pedro II. Consiste em um embasamento formado por rochas metamórficas de alto grau do Paleoproterozóico e segmentos de faixas dobradas pelito-carbonatadas (Grupo Ubajara), e vulcano-sedimentares (Grupo Martinópolis) cratônicas do Neoproterozóico.

2.2.2. Domínio Ceará Central: situado entre o Lineamento Sobral – Pedro II, a oeste, e o Lineamento Senador Pompeu, a leste. Consiste em um embasamento gnáissico formado durante o Paleoproterozóico, com a inclusão de um núcleo arqueano (Maciço Tróia – Tauá, também conhecido como Tróia – Pedra Branca). Este domínio apresenta ainda várias seqüências de rochas supracrustais do Neoproterozóico Médio e remanescentes de faixas dobradas (quartzitos, pelitos e unidades carbonáticas subordinadas), além de um plutonismo brasileiro expressivo. Rochas deste domínio ocorrem em uma parte a norte da área de Cococi.

2.2.3. Domínio Rio Grande do Norte: delimitado pelo Lineamento Senador Pompeu, a oeste, pelo Lineamento Patos, a sul, e pelo Oceano Atlântico a norte e a leste. Inclui várias zonas tectônicas menores ou subdomínios cujo embasamento se amalgamou durante o Paleoproterozóico e inclui alguns núcleos arqueanos. Apresenta remanescentes de cinturões dobrados com seqüências vulcano-sedimentares do Paleoproterozóico Superior, cinturões metassedimentares neoproterozóicos, a sul, e a Faixa Seridó na parte central. Ambas as áreas estudadas estão inseridas no Terreno Orós-Jaguaribe, pertencente a este domínio.

2.2.4. Domínio Central (ou Zona Transversal): este domínio situa-se entre o lineamento Patos, a norte, e o lineamento Pernambuco, a sul. Estes lineamentos representam um par cisalhante dextral de escala regional, contendo vários blocos internos limitados por falhas que foram basculados e deformados. Os principais elementos deste domínio são os cinturões dobrados Pajeú-Paraíba e Piancó-Alto Brígida (Brito Neves, 1983), este último também chamado de Faixa Cachoeirinha-Salgueiro, ambos de idade neoproterozóica, além de outros terrenos paleoproterozóicos a arqueanos.

2.2.5. Domínio Sul: situa-se entre o Lineamento Pernambuco e o norte do Cráton São Francisco, sendo representado pela margem continental e por partes distais das faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal, a noroeste e norte do cráton, e também da Faixa Sergipana, a norte e nordeste deste cráton. O principal elemento deste domínio é o maciço Pernambuco-Alagoas, que consiste de um embasamento granito-migmatítico com numerosos plútons, alguns alcançando dimensões de grandes batólitos.

2.3. SUÍTES INTRUSIVAS BRASILIANAS

Uma característica marcante da Província Borborema é a volumosa granitogênese associada ao Ciclo Brasileiro, desenvolvida durante o Neoproterozóico. Os plútons estão amplamente distribuídos e apresentam grande diversidade composicional, o que reflete a heterogeneidade desta província e sua complexidade tectônica.

Embora considerando a possibilidade da existência de tipos transicionais, Santos e Medeiros (1998. *In*: Brito Neves, 2000) definiram três supersuítas principais, a seguir.

2.3.1. Supersuíte I: suítas híbridas e crustais, relacionadas aos episódios magmáticos mais importantes que afetaram a província, na qual as intrusões plutônicas aconteceram concomitantemente às primeiras fases de tectônica contracional e evoluíram para a fase tardia de descolamentos transtensionais. Dados Isotópicos Rb/Sr e U/Pb para membros da

Supersuíte I sugerem idades entre 644-620 Ma e modelos Nd variam entre 1,4 a 1,1 Ga, a exceção dos plútons cálcio-alcálicos dos domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte e das suítes trondhjemítica que mostram T_{DM} por vezes excedendo 2,0 Ga.

2.3.2. Supersuíte II: suítes derivadas do manto enriquecido. Inclui rochas intrusivas sin-cinemáticas e pós-cinemáticas dos eventos transtensionais maiores, frequentemente intrudidas ao longo de estruturas crustais profundas, aparentemente correspondendo a descontinuidades crustais profundas. Dados de U/Pb em zircões indicam idades de 588 Ma e modelos Nd variam entre 2,2 a 2,0 Ga. Uma fonte provável para estas rochas teria sido o manto paleoproterozóico metassomatizado e/ou a crosta continental inferior.

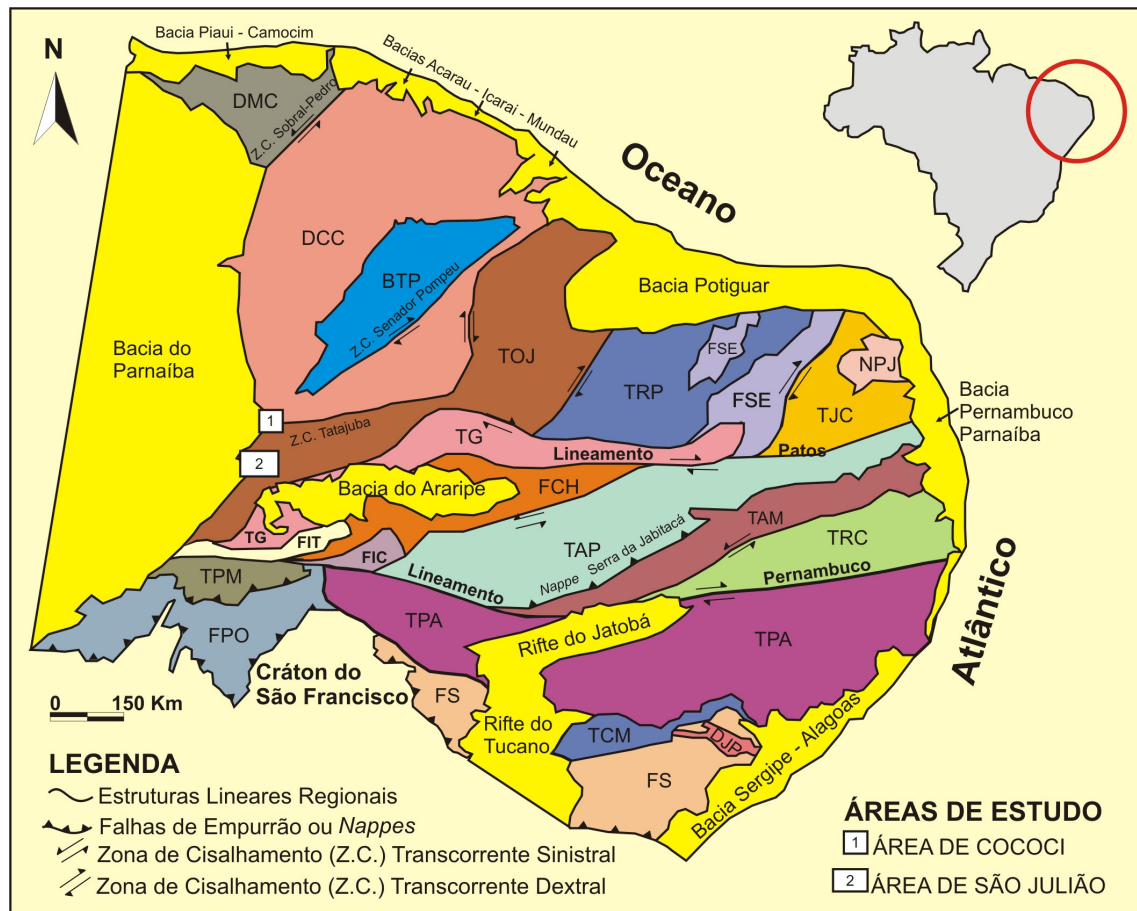


Figura 2.1 – Compartimentação geotectônica da Província Borborema e bacias sedimentares associadas. DMC: Domínio Médio Coreau; DCC: Domínio Ceará Central; BTP: Maciço Tróia-Pedra Branca; TOJ: Terreno Orós-Jaguaribe; TRP: Terreno Rio Piranhas; FSE: Faixa Seridó; TJC: Terreno São José do Campestre; NPJ: Núcleo Bom Jesus-Presidente Juscelino; TG: Terreno Granjeiro; FCH: Faixa Cachoeirinha-Salgueiro; FIT: Fragmento Itaizinho; FIC: Fragmento Icaicara; TAP: Terreno Alto Pajeú; TAM: Terreno Alto Moxotó; TRC: Terreno Alto Capibaribe; TPM: Terreno Paulistana-Monte Orebe; TPA: Terreno Pernambuco-Alagoas; TCM: Terreno Canindé-Marancó; FPO: Faixa Riacho do Pontal; FS: Faixa Sergipana; DJP: Domo Jirau do Ponciano (modificado de Fetter et al., 2000). Obs.: as áreas de estudo estão ampliadas para facilitar a visualização.

2.3.3. Supersuíte III: suítes híbridas que representam granitos intrusivos e enxames de diques menos frequentes relacionados com a fase de soerguimento pós-fechamento e o colapso de estruturas orogênicas. Dados de U/Pb e Rb/Sr sugerem idades de 532 Ma.

Alguns desses corpos graníticos ocorrem nas áreas de estudo com destaque para o Granito Mandacaru, de características pós-tectônicas, que intrude rochas do embasamento e rochas supracrustais na área de São Julião, além de apresentar concentrações anômalas de cobre (Parente, 1984).

2.4. SISTEMA ORÓS-JAGUARIBE

As áreas estudadas localizam-se mais precisamente a sudoeste do Terreno Orós-Jaguaribe, também conhecido como Sistema Jaguaribeano (Brito Neves, 1975), próximo ao limite com o Domínio Ceará Central. Representa uma zona linear contínua, de forma sigmoidal, com aproximadamente 500 km de extensão, principalmente no estado do Ceará e porções menores pertencentes aos estados do Rio Grande do Norte e Piauí.

Segundo Parente e Arthaud (1995), o Sistema Orós-Jaguaribe é constituído, de maneira simplificada, por duas faixas metavulcano-sedimentares associadas a ortognaisses, geralmente porfíricos e sub-alcalinos a alcalinos, denominadas seqüências Orós e Jaguaribe (Mendonça e Braga, 1987), separado por embasamento que pode ser subdividido em dois blocos, o bloco Jaguaretama na porção N-S e o bloco São Nicolau na porção E-W (figura 2.2).

Ainda segundo estes autores, a deformação no Sistema Orós-Jaguaribe exhibe comportamentos estruturais contrastantes entre as porções do embasamento e as duas faixas marginais. As foliações na porção N-S das faixas Orós e Jaguaribe são de alto ângulo a sub-verticais, enquanto na porção E-W do sistema os mergulhos são superiores a 45° (geralmente para sul). O sistema é marcado por zonas intensamente milonitizadas, paralelas à foliação das faixas, afetando principalmente as porções ortoderivadas e subordinadamente nas porções paraderivadas.

O Bloco Jaguaretama apresenta foliação ondulante, com mergulhos médios inferiores a 45°, caracterizando uma tectônica tangencial. Já no Bloco São Nicolau, a tectônica transcorrente foi mais intensa, provocando transposição das foliações anteriores e bandamento migmatítico subordinado, contrastando com as rochas supracrustais e gnaisses porfíricos associados, cujo grau metamórfico consideravelmente inferior. As lineações de estiramento são geralmente subhorizontais.

O metamorfismo também afetou diferentemente o embasamento interno e as faixas marginais. O embasamento foi afetado por metamorfismo de fácies anfibolito alto, caracterizado por migmatização gradativa e pela presença de silimanita nos metapelitos da porção N-S do sistema. Já os metapelitos do Terreno Orós-Jaguaribe apresentam metamorfismo de fácies xisto verde, no extremo oeste, mudando progressivamente em direção a leste para fácies anfibolito baixo, caracterizado pela presença de estauroлита e andalusita.

Segundo Gomes e Vasconcelos (2000) as rochas do embasamento no bloco São Nicolau apresentam idades em torno de 1985 Ma (Pb/Pb) e sua gênese ocorreu em ambiente de arco magmático. Sá (1991) datou as rochas supracrustais (Grupo Orós) em 1673 Ma (Rb/Sr) e Van Schmus *et al.* (1995) encontrou 1790 Ma (U/Pb) para a mesma seqüência, o que é contemporâneo ao vulcanismo gerado por um rifte intracontinental paleo-mesoproterozóico.

As lentes metacarbonáticas presentes nas faixas de rochas paraderivadas são exploradas para fabricação artesanal de cal e por uma fábrica de cimento. Associados ao conjunto metacarbonático, ocorrem depósitos de magnesita de forma descontínua em uma faixa extensa entre Pio IX (PI) e Orós (CE) (Parente *et al.*, 1998).

2.5. BACIAS TRANSTENSIVAS

Feições geológicas marcantes na região são as várias pequenas bacias instaladas em riftes eo-cambrianos. São riftes formados por falhas normais relacionadas a esforços transtensionais pós-orogênicos e preenchidos por sedimentos oriundos da denudação deste mesmo orógeno.

Almeida (1969 *In: Teixeira et al.*, 2004) identificou este evento na Plataforma Sul-americana como o primeiro de seis estágios evolutivos, e o denominou “Estágio de Transição”, de idade cambro-ordoviciana. As bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico da Província Borborema são conhecidas como bacias “molássicas” em função da íntima relação temporal com o final do Ciclo Brasileiro. São seqüências clásticas imaturas, compostas, sobretudo, por conglomerados, arenitos e folhelhos com passagens gradacionais, de ambiente continental, associado ou não com magmatismo bimodal.

Na Província Borborema tais bacias assemelham-se a grabens e/ou riftes, com dimensões que variam desde 2 por 7 km até 20 por 120 km. Seus eixos maiores são NE-SW e E-W, orientados pelas principais zonas de cisalhamento transcorrentes que recortam os terrenos pré-cambrianos desta província. Entre essas bacias estão Jaibaras (a maior delas),

Sairi-Jaguarapi, Iara, Cococi-Rio Jucá e Catolé-São Julião (Parente *et al.*, 2004), sendo que as duas últimas bacias fazem parte das áreas estudadas (figura 2.2). A deposição destas seqüências ocorre em ambientes continentais de leques e planícies aluviais subaéreos de frentes deltáico-lacustrinas, com influência vulcânica, formando depósitos de fluxos de detritos do tipo *lahars* (Parente *et al.*, 2004). A sedimentação e o vulcanismo associado tiveram seu início ao redor de 560 Ma e estendendo-se possivelmente até os limites do Cambriano-Ordoviciano (Parente *et al.*, 2004).

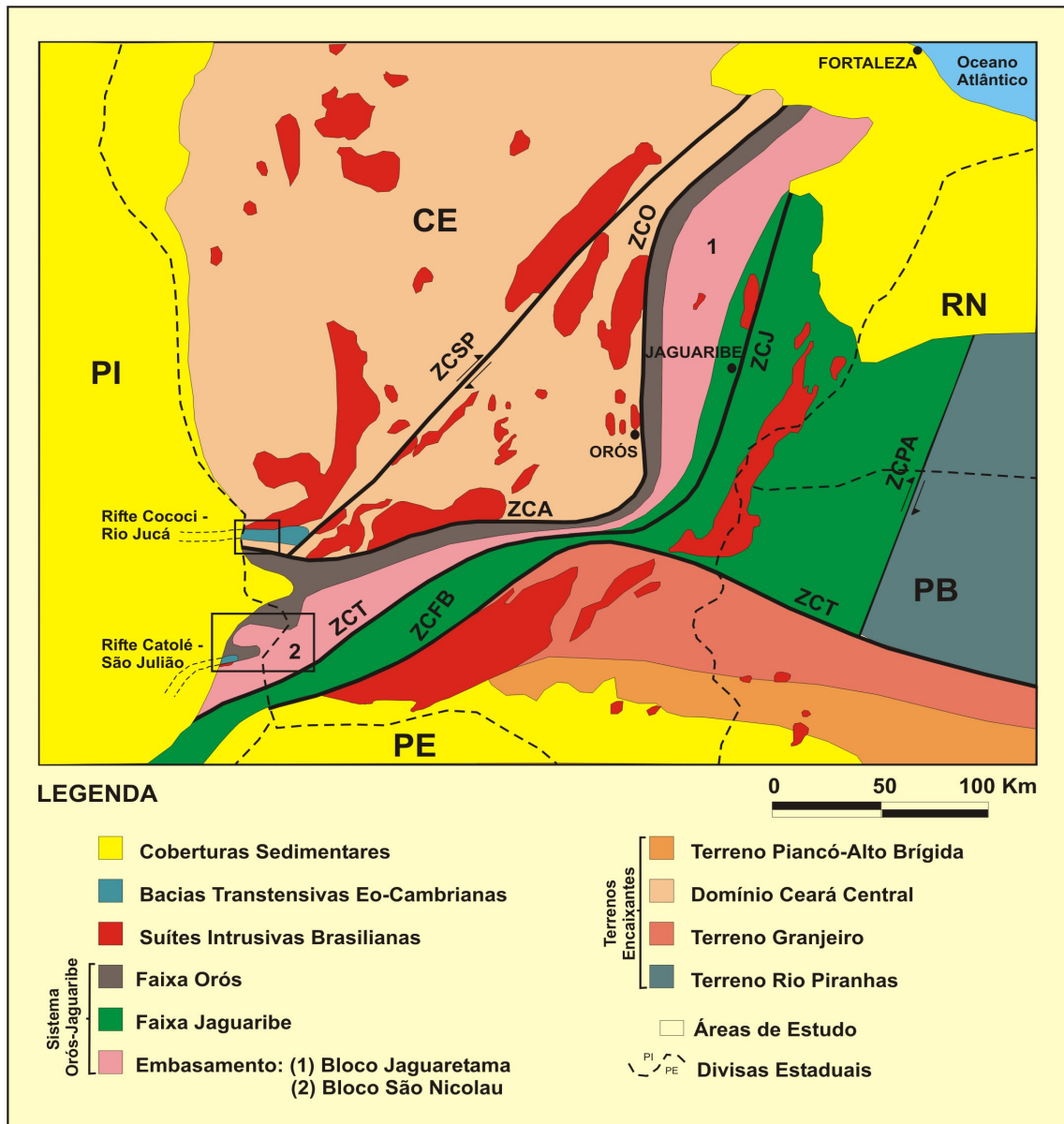


Figura 2.2 – Compartimentação geotectônica do Sistema Orós-Jaguaribe. ZCT: Zona de Cisalhamento Tatajuba; ZCFB: Zona de Cisalhamento Farias Brito; ZCA: Zona de Cisalhamento Aiuaba; ZCSP: Zona de Cisalhamento Senador Pompeu; ZCO: Zona de Cisalhamento Orós; ZCJ: Zona de Cisalhamento Jaguaribe; ZCPA: Zona de Cisalhamento Portalegre (modificado de Parente & Arthaud, 1995, Cavalcante 1999 e Bizzi *et al.*, 2003).

2.6. COBERTURAS SEDIMENTARES

Uma parte do embasamento cristalino e das rochas supracrustais do sistema Orós-Jaguaribe na região está sotoposta por rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba e Bacia do Araripe, além de coberturas detrítico-lateríticas recentes amplamente distribuídas.

A Bacia do Parnaíba ocupa aproximadamente metade da Província Parnaíba (Almeida *et al.*, 1977; Bizzi *et al.*, 2003) a oeste da Província Borborema. Segundo Brito Neves (1998) esta sinéclise foi implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos de Jaibaras, Sairi-Jaguarapi, Cococi-Rio Jucá e São Julião (figura 2.2). A bacia compreende a superseqüência siluriana (Grupo Serra Grande) devoniana (Grupo Canindé) e carbonífero-triássica (Grupo Balsas) de Góes & Feijó (1994). Segundo dados da Petrobrás, os depocentros apresentam espessura máxima da ordem de 3000 metros.

O Grupo Serra Grande compreende as Formações Ipú, Tianguá e Jaicós, bem caracterizadas em subsuperfície, porém ainda não individualizadas em trabalhos de cartografia geológica de superfície (Góes e Feijó, 1994). Estes autores interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como flúvio-glacial e glacial passando a transicional (nerítico) e retomando as condições continentais (fluvial entrelaçado).

A Bacia do Araripe, situada na região limítrofe entre os estados do Ceará, Pernambuco e Piauí, é uma faixa alongada no sentido E-W, com cerca de 180 km de comprimento, e largura variando de 30 a 70 km no eixo norte-sul, que corresponde à Chapada do Araripe.

A Chapada do Araripe é formada pela Formação Mauriti (Siluriano), pelo Grupo Vale do Cariri (Jurássico – Cretáceo), constituído pela Formação Missão Velha e Formação Brejo Santo, e pelo Grupo Araripe (Cretáceo Médio) constituído pela Formação Exu e Formação Santana, esta última bastante conhecida pelo enorme conteúdo fóssilífero e importância paleoambiental. As rochas são compostas de sedimentos detríticos depositados em ambiente continental lacustrino, fluvial entrelaçado a meandrante e de transgressão marinha em ambiente estuarino, respectivamente (Gomes e Vasconcelos, 2000).

Por fim, existem coberturas detrítico-lateríticas cenozóicas amplamente distribuídas por toda região. Neste contexto ocorrem microbacias originadas por reativações neotectônicas (Paleógeno-Neógeno) nas quais se depositaram microbrechas caulínicas (não relacionadas a este estudo), conglomerados brechóides e arenitos caulínicos, explorados como agregados pozolânicos pela indústria local na fabricação de cimento *portland* (Maas, 2003).

O quadro geológico-evolutivo da região é apresentado a seguir, na forma de coluna litoestratigráfica (figura 2.3).

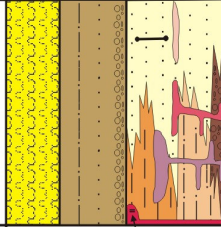
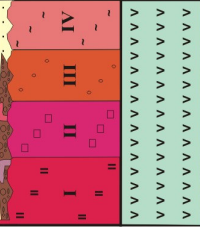
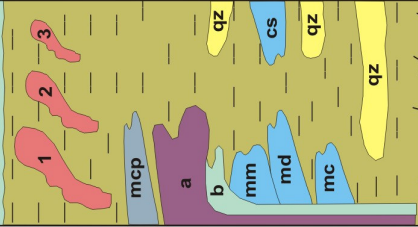

IDADES	UNIDADES	SIMBOLOGIA	TIPOS LITOLÓGICOS
Fanerozoico (< 550 Ma)	Aluviões Bacia do Parnaíba Grupo Serra Grande Granito Mandacaru Bacias EO-Cambrianas Grupo Rio Jucá		Sedimentos inconsolidados; Arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados suportados por matriz. Folhelhos, siltitos, arenitos arcoseanos e conglomerados polimíticos; Intercalações de riolitos, rioladacitos e produtos piroclásticos; Diques de diabásio subordinados.
Neoproterozóico (1000 a 550 Ma)	Intrusões Graníticas Intrusões Básicas		Granitos alcalinos a sub-alcálinos (I); Granitos porfíricos a megacristais de feldspato alcalino (II); Ortognaisses a biotita de granulação média (III); Ortognaisses a biotita porfíricos milonitizados (IV). Metahornblenda gabros e metahornblenditos (900 Ma, Sá 1991).
Mesoproterozóico (1600 a 1000 Ma)	Bacia de Rife Grupo Orós		Augen-gnaisses com megacristais de feldspato alcalino (1); Ortognaisses com anfibólios sódicos porfíricos milonitizados (2); Granodioritos gnaissicos com biotita (3); Metapelitos com intercalações de metaconglomerados carbonatados polimíticos (mcp), de quartzitos (qz), de mármore calcíferos (mc), dolomíticos (md) e magnesíferos (mm), de calciosilicatos (cs); Metavulcânicas porfíricas ácidas (a); Metavulcânicas básicas e básicas-intermediárias (b).
Paleoproterozóico Arqueano (> 1800 Ma)	Embasamento Bloco São Nicolau		Paragnaisses migmatizados com mobilizados granadíferos (B); Ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica parcialmente migmatizados com mobilizados à hornblenda (A).

Figura 2.3: Coluna litoestratigráfica do setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaripe, onde se localizam as áreas de estudo. (modificado de Parente e Arthaud, 1995)

CAPÍTULO 3 ***GEOLOGIA LOCAL***

3.1. INTRODUÇÃO

As áreas de Cococi e de São Julião representam pequenas faixas retangulares no setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe, apresentando rochas de idades paleo a neoproterozóicas parcialmente cobertas por rochas sedimentares de bacias paleozóicas. A distribuição das unidades geológicas e as relações estabelecidas entre elas estão apresentadas nos mapas geológicos (figuras 3.1, 3.2 e 3.3), nos quais estão também plotados os pontos nos quais foram realizadas observações de campo e de onde foram coletadas as amostras para análises geoquímicas e geocronológicas.

3.2 LITOESTRATIGRAFIA

As áreas de estudo são representadas pelo embasamento (Complexo São Nicolau), do Paleoproterozóico e por rochas supracrustais (Grupo Orós) da porção sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe, do Paleo-Mesoproterozóico; pelas suítes intrusivas brasileiras, do Neoproterozóico; pelas seqüências sedimentares restritas às bacias molássicas de Cococi – Rio Jucá (área de Cococi) e Catolé – São Julião (área de São Julião), do Eo-Cambriano; pelas rochas do topo da Bacia do Parnaíba que cobrem todo conjunto rochoso a oeste das áreas, do Siluriano; e por coberturas detrítico-lateríticas, do Paleógeno-Neógeno.

3.2.1 SISTEMA ORÓS – JAGUARIBE

3.2.1.1. Complexo São Nicolau (Paleoproterozóico)

As rochas do Complexo São Nicolau representam o substrato das áreas geomorfologicamente mais arrasadas e de menor cota topográfica, nas quais ocorrem extensos afloramentos na forma de lajedos ou blocos isolados. São constituídos de ortognaisses cinza a rosados, de composição tonalítica a granodiorítica, com septos de migmatização locais.

Localmente estas rochas estão dispostas ao longo de cinturões alongados orientados na direção NE, nos quais o contato com as demais unidades é feito por zonas de cisalhamento dúcteis dextrais pertencentes ao subsistema Tatajuba.

Na área de Cococi, as rochas do Complexo São Nicolau afloram em lajedos de pequenas dimensões, como às margens da BR-020 (MAG-19). São biotita gnaisses cinza escuros, com textura média a grossa e bandamento gnáissico incipiente. Petrograficamente são constituídos plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita como o máfico dominante.

Na área de São Julião, os afloramentos desta unidade são blocos métricos isolados e lajedos principalmente a sul de Pio IX (PI) (MAG-08). A rocha é um hornblenda-biotita gnaiss cinza, intensamente deformado sob regime dúctil, com foliações subverticais superimpostas que marcam pequenas zonas de cisalhamento. Os principais constituintes minerais são: plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita e hornblenda. As estruturas N70W são concordantes com o flanco de uma dobra de arrasto regional formada pela Zona de Cisalhamento Tatajuba (figura 3.4 e 3.5).

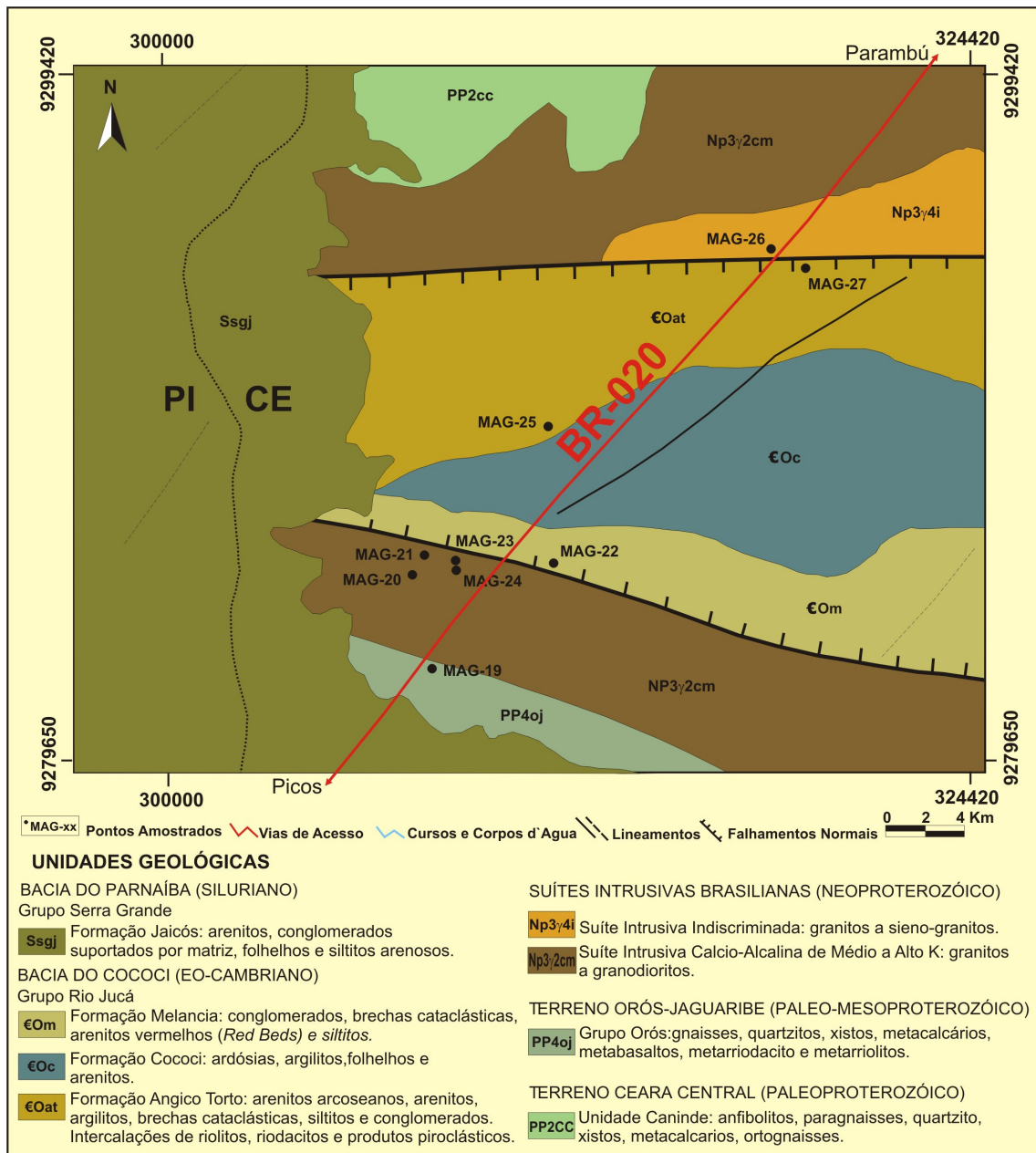


Figura 3.1 – Mapa geológico da área de Cococi (modificado de Bizzi et al., 2003).

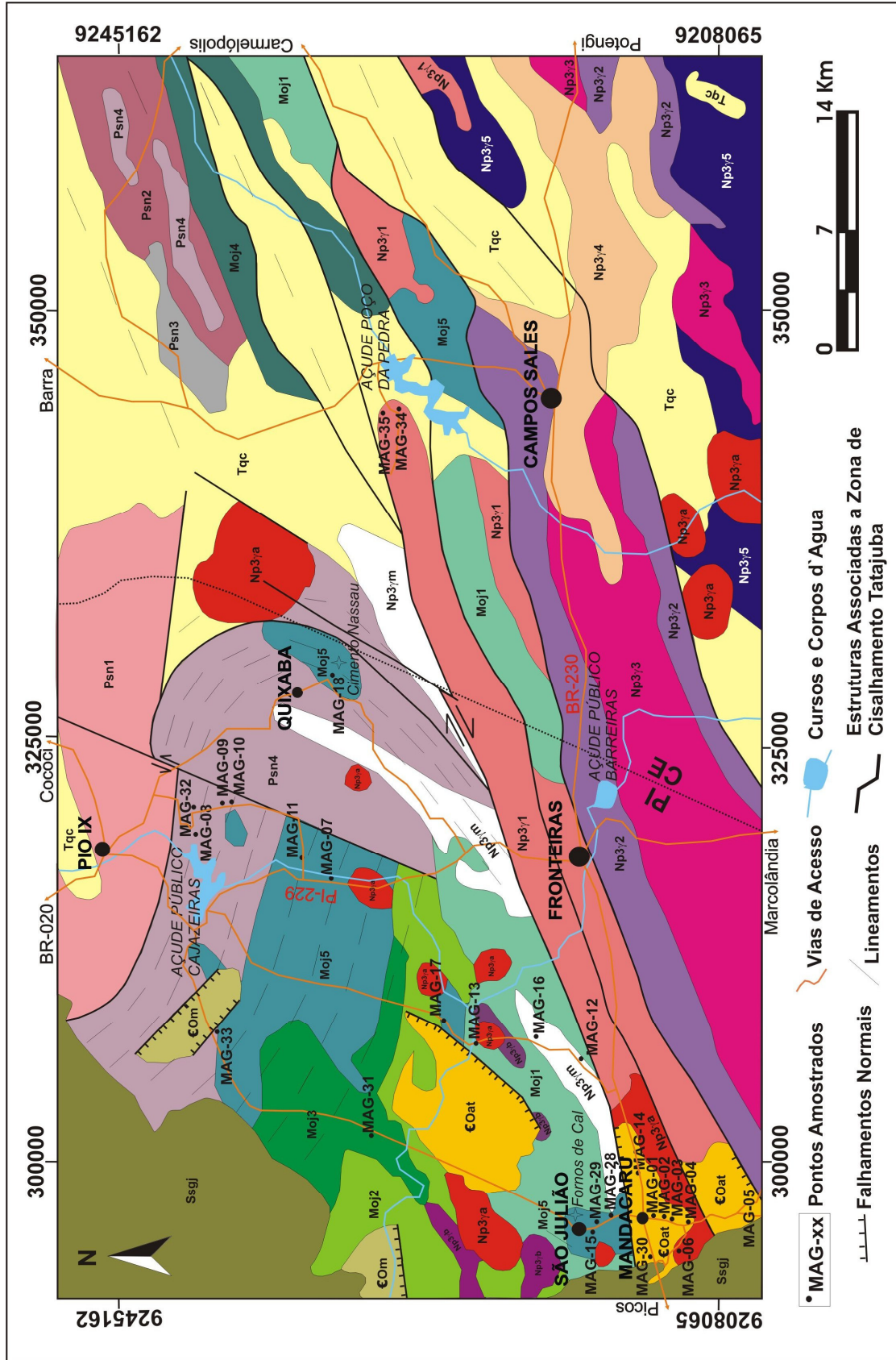


Figura 3.2 - Mapa geológico-geofísico integrado da área de São Julião (modificado de Maas, 2003).

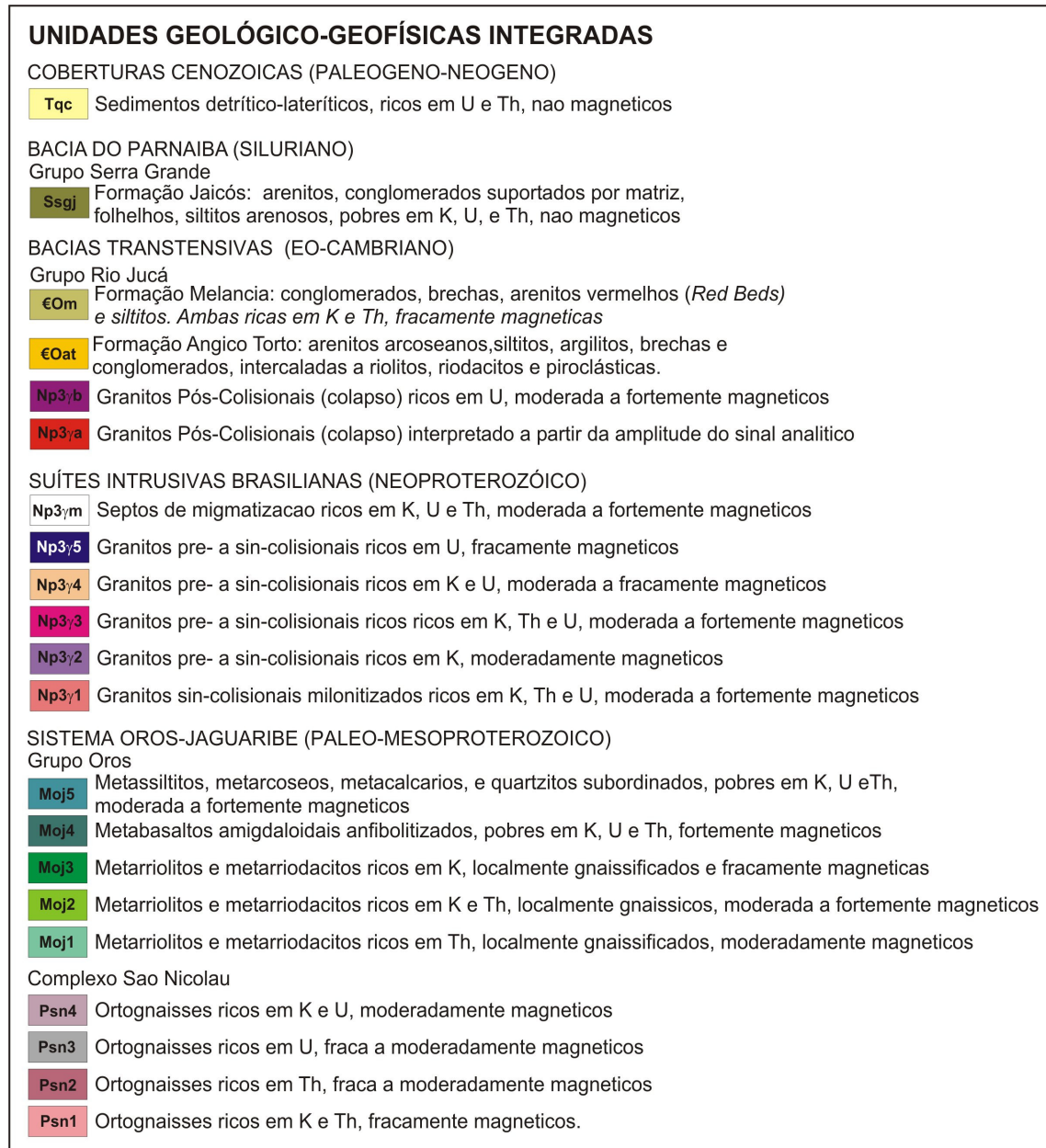


Figura 3.3 – Legenda do mapa geológico-geofísico integrado da área de São Julião (figura 3.2).



Figura 3.4 – Blocos isolados de hornblenda-biotita gnaisse do Complexo São Nicolau próximo de Pio IX (PI). Ao fundo observa-se uma das cristas que marcam grandes zonas de cisalhamento regionais, com orientação SW-NE (UTM 323061 E / 9241304 N).



Figura 3.5 – Detalhe do afloramento anterior realçando bandamento gnáissico afetado por zonas de cisalhamento centimétricas com movimentação sinistral e orientação N70W.

3.2.1.2. Grupo Orós (Paleo – Mesoproterozóico)

O Grupo Orós é uma seqüência metavulcano-sedimentar composta basicamente de metapelitos e lentes de rochas metassedimentares de origem química (metamargas, mármore, metacherts e formações ferríferas) e detrítica (quartzitos e metassiltitos). As rochas metassedimentares estão intercaladas por rochas metavulcânicas ácidas, principalmente metariolitos e metariodacitos, e por metabasaltos amigdaloidais subordinados, com destaque para uma grande lente basáltica na parte norte da área de São Julião (Gomes e Vasconcelos, 2000).

Parente (1984) designou informalmente esta sucessão de rochas metavulcânicas e metassedimentares por Seqüência São Julião.

As texturas de relevo do Grupo Orós são arrasadas, similares às do Complexo São Nicolau, o que dificulta a identificação dos afloramentos. Na área de Cococi não foram encontrados afloramentos de rochas do Grupo Orós. Já na área de São Julião foram identificados filitos, metassiltitos e metacalcários em trincheiras de pesquisa mineral e em cortes de estrada nas proximidades da cidade homônima (MAG-29), e uma lente de mármore, com proeminente relevo cárstico (MAG-18), atualmente explorada pela empresa Cimento Nassau (Unidade Itapissuma), próximo de Fronteiras (PI).

Os metassiltitos e filitos são cinza esverdeados, apresentando venulações e fraturas preenchidas por calcita, quartzo ou clorita, de forma subordinada (figuras 3.6 e 3.7).

Petrograficamente estas rochas apresentam uma matriz fina e alterada (provavelmente por processos hidrotermais) composta de sericita, clorita e carbonato, na qual estão imersos grãos de quartzo com textura granoblástica, localmente orientados. Minerais opacos como magnetita (martita) e hematita formam microlaminações por toda rocha, também ocorrendo de forma isolada, como cristais detríticos ou associados às vênulas de quartzo.

Nas proximidades de São Julião ocorre uma lente de metacalcário calcítico cinza escuro, com estratificação plano-paralela e laminações milimétricas de cor esverdeada, explorada artesanalmente para produção de cal.

Já nas proximidades da fábrica de cimento Itapissuma, uma pequena lavra expõe o mármore cinza claro a branco, intensamente dobrado, quase totalmente composto de cristais sacaroidais de calcita e nódulos de material carbonoso ou siliciclástico. Por apresentar bom aspecto após o corte, a rocha é explorada para uso ornamental (figura 3.8 e 3.9).

Associados às lentes de metacalcário localizadas entre Pio IX (PI) e Orós (CE) existem depósitos e ocorrências de magnesita ($MgCO_3$), utilizada como matéria-prima para materiais refratários básicos, que foram detalhados por Parente *et al.* (1998a,b).



Figura 3.6 – Corte de estrada na rodovia que liga Mandacaru e São Julião (PI) expondo rochas metassedimentares do Grupo Orós (UTM 298412 E / 9215406 N).



Figura 3.7 – Detalhe do afloramento anterior que mostra metassiltito cinza-esverdeado com microvenulações preenchidas por calcita.



Figura 3.8 – Relevo cárstico desenvolvido em uma lente de mármore do Grupo Orós, próximo da fábrica de Cimento Nassau (Unidade Itapissuma), Fronteiras (PI).



Figura 3.9 – Pequena frente de lavra ao lado do morro da foto anterior, onde ocorre extração periódica de blocos de mármore para uso ornamental. Dobras assimétricas e apertadas indicam que a rocha foi submetida à intensa deformação dúctil (UTM 330024 E / 9232746 N).

3.2.2. SUITES INTRUSIVAS BRASILIANAS

3.2.2.1. Suítes Sin-Brasilianas (Neoproterozóico)

A granitogênese brasileira nas áreas de estudo é caracterizada por granitos sin- a pós-tectônicos cuja filiação química é eminentemente cálcio-alcalina e cujo arranjo foi controlado por esforços compressivos a transtensivos. Gomes *et al* (1981) obtiveram para tais suítes uma idade Rb-Sr de 650 Ma (Neoproterozóico), concomitante ao Ciclo Brasileiro.

Na área de Cococi estas rochas correspondem a uma suíte cálcio-alcalina de médio a alto K, composta de granitos a granodioritos, que constituem arrasados topográficos, sendo escassos os afloramentos.

Um dos afloramentos (MAG-21a) está localizado próximo à BR-020 e apresenta brecha granítica de cor castanha com presença de malaquita e dendritos de manganês em fraturas. Petrograficamente a rocha é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, malaquita e minerais opacos, tais como hematita, magnetita e calcopirita, subordinados (figuras 3.10 e 3.11).

Na área de São Julião tais rochas são granitos e granodioritos porfiríticos transformados em milonitos próximos às zonas de cisalhamento dúctil. Ocorrem na forma de *stocks* de cotas mais elevadas e como corpos alongados menores ou cristas localizados nas imediações de Fronteiras (PI), sendo orientados pela zona de cisalhamento Tatajuba e por suas estruturas subsidiárias.

Em campo, as rochas citadas afloram às margens da estrada para a Vila do Pocinho, na forma de blocos decimétricos e pequenos lajedos (MAG-05). Neste local a rocha é um granito milonitizado de cor cinza escuro, com grãos de quartzo, feldspato e hornblenda fortemente orientados na direção N60°E e bandas félsicas milimétricas ou díques félsicos de cor rosa (figura 3.12).

Também é possível encontrar pequenas exposições desta suíte na forma de blocos decimétricos a métricos, aparentemente basculados, nas proximidades da localidade conhecida como “Passagem da Onça” (MAG-12). Ali aflora um granito de cor cinza, contendo pórfiros de feldspato alcalino rosa e de quartzo (0,5-2,0 cm), ambos estirados ao longo de uma estrutura de fluxo magmático ou foliação incipiente (figura 3.13).



Figura 3.10 – Afloramento de granito da suíte cálcio-alcálica sin-brasiliana na área de Cococi, próximo da BR-020. A orientação da intrusão é paralela ao trend regional N70W (UTM 307388 E / 9286326 N).



Figura 3.11 – Detalhe do afloramento anterior mostrando fraturas N18W onde se precipitaram óxidos de ferro e manganês, além de malaquita.



Figura 3.12 – Afloramento da suíte sin-brasiliana na área de São Julião (Vila do Pocinho). Granito afetado por estrutura transcorrente filiada à Zona de Cisalhamento Tatajuba (UTM 298713 E / 9207696 N).



Figura 3.13 – Afloramento da suíte sin-brasiliana na área de São Julião (Passagem da Onça). Granito com textura porfirítica e ligeira orientação dos pórfiros, podendo tratar-se de foliação incipiente ou estrutura de fluxo magmático (UTM 308774 E / 9216882 N).

3.2.2.2. Suítes Pós-brasilianas (Neoproterozoico – Eo-Cambriano)

Os granitos pós-brasilianos são pequenos corpos circulares ou *stocks* com menos de 5km de diâmetro, intusivos em todas as unidades pré-cambrianas. Segundo Gomes e Vasconcelos (2000) são granitos com textura porfirítica, de tendência cálcio-alcalina a alcalina, variando de sieno-granitos a quartzo-sienitos e sienitos, cortados por diques ácidos de granitos ou granófiros.

Gomes *et al* (1981), obtém para estas rochas isócronas de Rb/Sr de 550 a 510 Ma, e associam tais intrusões a uma fase distensiva pós-brasiliana. Em alguns destes corpos graníticos ocorrem minerais de cobre (malaquita, calcocita, calcopirita, bornita) associados à intensa brechação tectônica e a discretas zonas de alteração hidrotermal e metassomatismo de ferro subordinados (clorita, hematita, magnetita), como verificado nas áreas de estudo.

Na área de Cococi, os granitos são representados por um *stock* de sieno-granito que aflora em uma pedreira às margens do km 21 da BR-020 (MAG-26). A rocha tem tonalidade rosada e se apresenta intensamente fraturada. A proximidade com a falha normal, que controla a borda norte da Bacia do Cococi (figura 3.14 e 3.15), explica o fraturamento visto na rocha.

Petrograficamente é composto por feldspato alcalino e plagioclásio, com pequena quantidade de quartzo e minerais opacos tais como calcopirita, pirita, hematita e magnetita, este último conferindo certo magnetismo à rocha.

Na área de São Julião esta suíte é representada pelo Granito Mandacaru (MAG-06) e outros corpos menores na localidade conhecida como “Surubim” (MAG-13). Os afloramentos visitados apresentam rochas de tonalidade avermelhada e brechação, nas quais as fraturas estão preenchidas por malaquita, calcita e/ou quartzo neoforado (figura 3.16 e 3.17).

Ao microscópio foram identificados feldspatos alcalinos (ortoclásio e microclinó) e albita, intensamente sericitizados, quartzo intercrecido com feldspatos, biotita e clorita como minerais de alteração das micas, carbonatos e epidoto. Minerais opacos subordinados (hematita, magnetita martitizada e pirita) e zircão, titanita e alanita como minerais acessórios.

Na área de São Julião esta suíte é representada pelo Granito Mandacaru, onde Parente (1984) identificou cinco fácies petrográficas: fácies granodiorito, fácies pegmatóide, fácies granófiro pórfiro, fácies granito hololeucocrático e fácies rapakivi. Os dados geoquímicos e geocronológicos levantados pelo autor indicam que o Granito Mandacaru representa um plúton diferenciado cuja idade, obtida por meio de uma isócrona de referência Rb/Sr em rocha total, é de aproximadamente 558 Ma.



Figura 3.14 – Pedreira abandonada, às margens da BR-020, próxima a Parambú (CE), cuja rocha granítica foi explorada como agregado para a construção civil (Marcelo Leão, com. pess.) (UTM 315021 E / 9294336 N).



Figura 3.15 – Detalhe do afloramento anterior mostrando sieno-granito rosado intensamente tectonizado, contendo magnetita, malaquita, calcopirita e pirita nas fraturas, com direções preferenciais N80W e N15W.



Figura 3.16 – Trincheira de pesquisa geológica no Granito Mandacaru, próximo de Mandacaru (PI)



Figura 3.17 – Detalhe de uma das paredes da trincheira da foto anterior mostrando granito avermelhado, brechado, contendo malaquita, calcita e hematita disseminadas e nas fraturas (UTM 297152 E / 9210473 N).

3.2.3. BACIAS DO ESTÁGIO DE TRANSIÇÃO DE COCOCI – RIO JUCÁ E CATOLÉ – SÃO JULIÃO

3.2.3.1. Grupo Rio Jucá (Eo-Cambriano)

O Grupo Rio Jucá é representado pelas rochas das formações Angico Torto, Cococi e Melancia na área de Cococi e pelas formações Angico Torto e Melancia na área de São Julião. Em campo, estas rochas afloram em áreas restritas na forma de blocos dispersos de maneira que a transição entre as formações e suas relações de contato com as rochas encaixantes é de difícil visualização.

Na área de Cococi ocorrem exposições na Formação Angico Torto próximo da BR-020. No local existe uma pedreira da empresa Monet Granitos Ltda que explora um conglomerado polimítico seixo-suportado como rocha ornamental. Os clastos são compostos por riolitos, granitos, gnaisses e rochas siliciclásticas de diversos tamanhos (figura 3.18).

Na área de São Julião, nas margens da BR-230 próximo à Mandacaru (PI) afloram blocos de rochas das formações Angico Torto e Melancia. São arenitos finos, cinza a esverdeados, com dendritos de manganês nos planos de fratura e seqüências do tipo “*Red Beds*”, compostas por arenitos feldspáticos, arcóseos médios a finos e conglomerados polimíticos avermelhados (fragmentos de riolito, metassilito e do Granito Mandacaru), recortados por veios de calcita (figura 3.19), que aparentemente pertencem à Formação Melancia.

Petrograficamente o conglomerado matriz-suportado é essencialmente composto por quartzo, apresentando duas famílias de grãos, uma compondo os fragmentos (associadas a feldspatos) e outra na matriz (com material intersticial fino avermelhado). Fragmentos de feldspato alcalino, plagioclásio e clorita aparecem nos clastos além de agregados granulares e massas amorfas de hematita e magnetita que permeiam os interstícios da rocha.

O arenito feldspático apresenta textura média e cor avermelhada e é formado essencialmente por grãos de quartzo, com hematita e magnetita distribuídas homogeneamente pela rocha, além de plagioclásio e calcita de forma subordinada. O arcóseo possui textura fina e cor esverdeada, com quantidades iguais de quartzo e sericita (como alteração de feldspatos), além de plagioclásio e minerais opacos subordinados.

Finalmente o riolito (MAG-14E), associado às rochas da Formação Angico Torto na área de São Julião, possui textura afanítica, cor avermelhada e pequenas amídalas circundadas por auréolas de reação. A petrografia mostrou uma matriz fina de constituição essencialmente ferruginosa contendo sericita, pórfiros de feldspato e grãos subordinados de quartzo, hematita, magnetita e calcita, tanto substituindo minerais como também em veios.

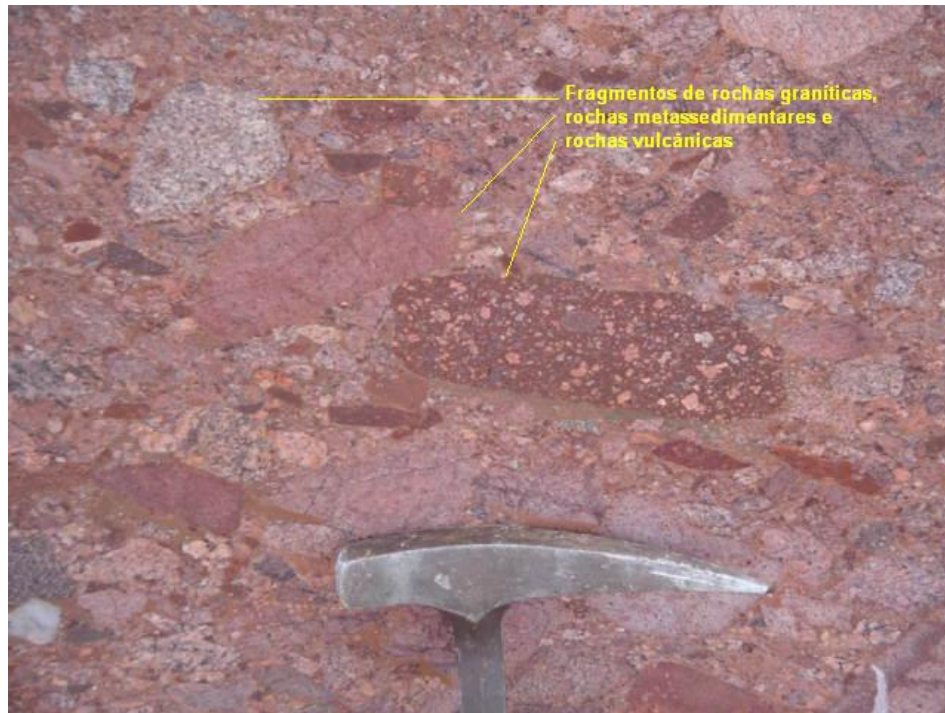


Figura 3.18 – Bloco de conglomerado polimítico seixo-suportado de cor rosa a avermelhada da Formação Angico Torto, oriundo da pedreira da Mont Granitos Ltda, exposto às margens da BR-020, na área de Cococi (UTM 310813 E /9289662 N).



Figura 3.19 – Afloramento de conglomerado polimítico matriz-suportado, de coloração vermelha a roxa em seqüência do tipo “Red Beds” na área de São Julião, próximo à Mandacaru (PI) (UTM 300796E / 9212716N).

3.2.4. BACIA DO PARNAÍBA

3.2.4.1. Grupo Serra Grande (Siluriano)

O Grupo Serra Grande constitui a base da Bacia do Parnaíba, aflorando em toda sua borda leste. Está geomorfologicamente representado por uma frente de escarpa cuneiforme denominada Serra Grande que marca o limite oeste da Província Borborema e cuja superfície topográfica é aplainada e inclinada suavemente para oeste.

Nas áreas de estudo, esta unidade possui poucas exposições correspondendo apenas às rochas da Formação Jaicós formadas por espesso pacote de arenitos caolínicos e conglomerados subordinados, com estratificação plano-paralela e cruzada (Gomes e Vasconcelos, 2000).

Na área de Cococi, os afloramentos estão limitados às escarpas da Serra Grande. Já na área de São Julião ocorrem algumas exposições, as quais Parente (1984) descreve como arenitos conglomeráticos de cor creme e esbranquiçada (localmente amarelo-arroxeadas) com seixos bem arredondados de quartzo e de quartzitos dispersos numa matriz de areia fina constituída de grãos subarredondados de quartzo e feldspatos caulinizados, cimentados por óxidos de ferro, cuja espessura não supera 20 metros.

3.2.5. COBERTURAS DETRÍTICO-LATERÍTICAS (Paleógeno – Neógeno)

As coberturas detríticas ocorrem de maneira mais expressiva na área de São Julião, onde se distribuem amplamente pela parte centro-leste da área. São basicamente sedimentos inconsolidados, de natureza colúvio-eluvial e constituição areno-siltico-argilosa.

As formações superficiais incluem ainda crostas lateríticas restritas, sedimentos aluvionares de granulação variada (cascalhos a argilas) concentrados ao longo das principais drenagens da região e depósitos arenosos oriundos da denudação da escarpa da Bacia do Parnaíba.

3.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O arcabouço estrutural das áreas estudadas está diretamente ligado às zonas de cisalhamento desenvolvidas na Província Borborema durante o Ciclo Brasileiro. Segundo Maas (2003) a área de São Julião é compartimentada em dois domínios: o domínio de Sul (Fronteiras - PI) é transcorrente dextral (representado pela zona de cisalhamento Tatajuba) à qual está associada foliação milonítica penetrativa de alto ângulo, além do acentuado alongamento de corpos graníticos sin-brasileiros (figura 3.20); já o domínio de Norte (Pio IX) é caracterizado por megadobras de arrasto e grandes sigmóides causados pela conjugação da cinemática dextral de sul e sinistral de norte durante o Ciclo Brasileiro (figura 3.21).

Uma característica regional marcante é a presença da foliação milonítica (S_2) no complexo São Nicolau, Grupo Orós e granitóides sin-Brasileiros de atitude $N60^\circ E - 70^\circ SE$ paralela à zona de cisalhamento Tatajuba. Esta foliação afeta uma estrutura mais antiga de baixo ângulo (S_1) de atitude $N45^\circ E - 30^\circ SE$. Durante as etapas de campo deste trabalho foram efetuadas 46 medidas de fraturas nos pontos visitados e posterior tratamento estatístico destes dados no software *StereoNett 2.46*. Foi gerado um diagrama de roseta para uma melhor visualização da distribuição destas estruturas nas áreas estudadas (figura 3.22). As fraturas ocorrem em maior intensidade no sentido E-W e $N40^\circ E$, por onde circularam os fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais e posterior precipitação dos minerais de cobre.

A evolução estrutural da região mostra que no final do Ciclo Brasileiro houve reativação tectônica por esforços distensivos que originaram as fossas molássicas eo-cambrianas e estruturas rúpteis de colapso que controlam brechas hematíticas e ocorrências de cobre associadas. Reativações posteriores ocorreram durante o Jurássico (responsáveis por diques básicos) e Paleógeno-Neógeno (formação de microbacias neotectônicas descritas anteriormente), sendo responsáveis pelo arranjo complexo de blocos falhados e basculados.

Maas (2003) e Maas *et. al.* (2003) efetuaram o tratamento dos dados do levantamento gamaespectrométrico da área de São Julião, mais especificamente dos alvos do domínio norte, através das imagens de potássio e urânio anômalos e conseguiram demonstrar que as brechas hematíticas estão associadas a zonas enriquecidas em K e U, supostamente controladas por fraturas de colapso pós-brasileiras e corpos graníticos associados. A hierarquização das estruturas feita por Maas (2003) permitiu inferir seis eventos tectônicos com sete fases de deformação (tabela 3.1). Os eventos mais representativos verificados no presente trabalho estão relacionados às fases distensivas D5, D6 e D7 que correspondem às estruturas que alojaram diques vulcânicos e promoveram o basculamento de blocos (falhas normais).



Figura 3.20 – Estruturas do domínio sul (Fronteiras) da área de São Julião. Granitos sin-tectônicos alongados por uma zona de cisalhamento representada na topografia pela Serra do Gavião. Estrutura subsidiária da Zona de cisalhamento Tatajuba. Imagem obtida com o software **Google Earth 3.0.0762**.

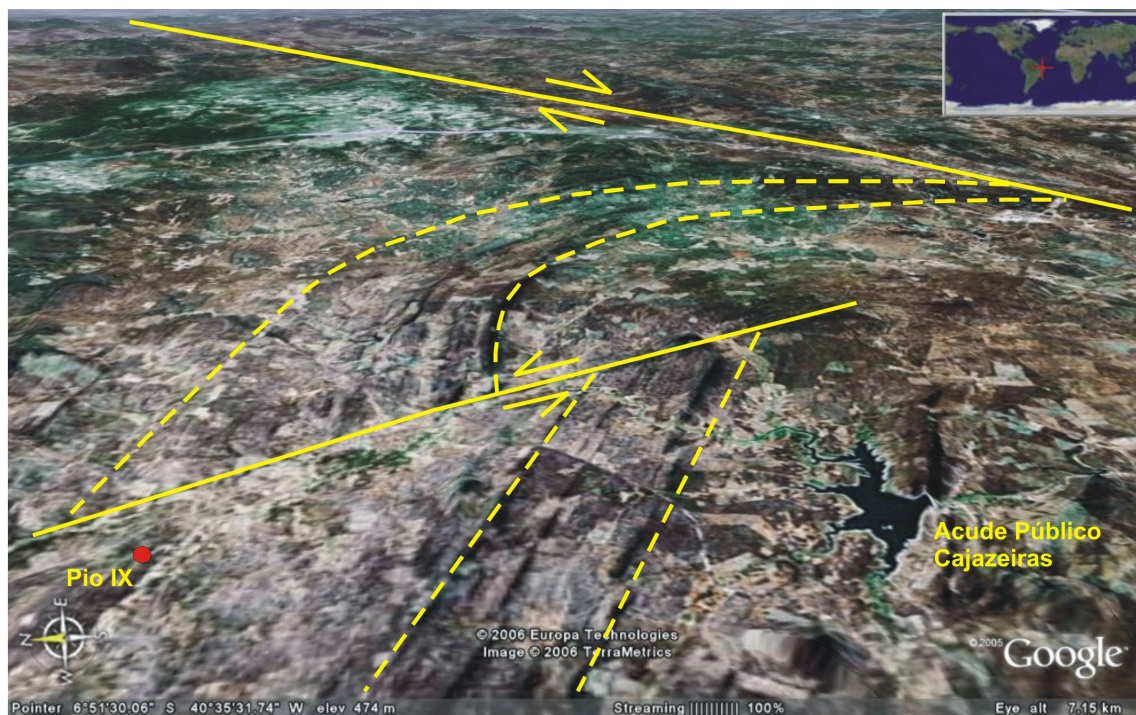


Figura 3.21 – Estruturas do domínio norte (Pio IX) da área de São Julião: megadobra de arrasto cuja terminação é a zona de cisalhamento Tatajuba e falha transcorrente sinistral que seccionou a dobra, próximo da cidade de Pio IX. Imagem obtida com o software **Google Earth 3.0.0762**.

Tabela 3.1 – Síntese do quadro estrutural da área de São Julião (Maas, 2003).

EVENTO	E1	E2	E3		E4	E5	E6
FASE	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7
IDADE	Paleo-Proterozóico (Ciclo Trans-Amazônico)	Final do Paleo-início do Meso-Proterozóico	NeoProterozóico (Ciclo Brasileiro)		Meso-Cambriano	Jurássico	Paleógeno-Neógeno
ESTRUTURA	Não Observada Obliterada pelas outras fases	Inexistente Obliterada pelas outras fases	Foliação S1	Foliação Milonítica S2 Zona de Cisalhamento Tatajuba	Falhas normais Desenvolvimento de brechas	Falhas normais	Falhas normais controlando microbacias
NATUREZA	Compressiva	Distensiva	Compressiva		Distensiva	Distensiva	Distensiva
DIAGNÓSTICO	Idades Pb-Pb de 1985 Ma em gnaisses do Complexo São Nicolau (Gomes et. al (1981))	Idades Rb-Sr de 1673 Ma em metavulcânicas ácidas do Grupo Orós (Sá, 1991) Idades U-Pb de 1790 Ma Van Schmus(1995)	Foliação afeta granitos datados de 650 Ma (Gomes et al, 1981)		Estruturas alojam diques ácidos que cortam granitos datados de 510 Ma Goems et. Al. (1981)	Diques de diabásio datados de 160 e 145 Ma Gomes et.al. (1981)	Sedimentos pouco ou não consolidados

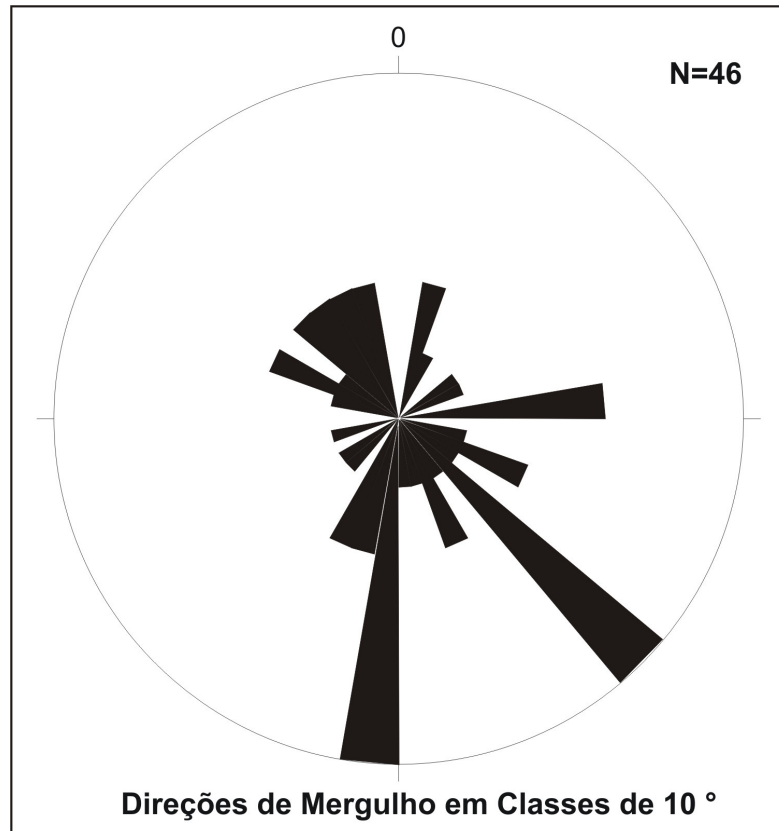


Figura 3.22 – Diagrama de roseta para as fraturas medidas nas áreas estudadas. As fraturas ocorrem em quase todas as direções, mas em maior intensidade nas direções E-W e N40°E.

3.4. PETROGÊNESE E GEOCRONOLOGIA DOS GRANITOS E ROCHAS VULCÂNICAS

O conhecimento da composição química das rochas é fundamental para a identificação de determinados litotipos nesse estudo, assim como a caracterização do provável ambiente tectônico de formação. A distribuição e o comportamento dos elementos químicos contribuem para a compreensão dos fenômenos de diagênese, transporte, deposição, metamorfismo e alteração hidrotermal atuantes em processos de formação de depósitos minerais.

Neste trabalho foram analisados elementos maiores na forma de porcentagem em peso de seus óxidos mais comuns, elementos menores, traços e elementos terras raras (ETR), representados em partes por milhão (ppm) e partes por bilhão (ppb), no caso específico do elemento ouro (tabela 3.2). É importante destacar que todas as amostras analisadas apresentam algum tipo de alteração metassomática, o que pode influenciar na variação do conteúdo de elementos químicos relacionados ao reequilíbrio de fases. O tratamento estatístico dos dados de geoquímica e a posterior representação em diagramas foram feitos com a ajuda do *software* IGPET *for Windows*, versão Julho, 2005.

Os valores encontrados para os diversos elementos químicos são compatíveis com a composição média de rochas ígneas ácidas a intermediárias (granitos, riolitos, granodioritos, dacitos, dioritos, andesitos) e com sedimentos detríticos de bacias continentais.

A única característica de destaque para os elementos maiores analisados diz respeito aos altos valores de sílica para todas as amostras de brechas, algumas chegando próximo de 90%, caracterizando intenso processo de silicificação em alguns pontos.

Para a identificação das rochas graníticas utilizou-se o diagrama de Streckeisen (1967), que permitiu a comparação das amostras analisadas neste trabalho com as amostras do Granito Mandacaru de Parente (1984).

Na área de Cococi apenas uma amostra de granito sin-brasiliano foi plotada e classificada como tonalito. Na área de São Julião foram plotadas três amostras, todas pertencentes à suíte pós-brasiliana: uma amostra do Granito Mandacaru e uma amostra da intrusão de Surubim foram classificadas como granitos; a outra amostra, de Surubim, foi classificada como quartzo-monzodiorito. A grande maioria das amostras de Parente (1984) para o Granito Mandacaru está plotada dentro do campo dos granitos.

Tabela 3.2 – Resultado das análises químicas de rocha total para rochas vulcânicas e graníticas. A numeração entre parênteses no cabeçalho representa a nomenclatura utilizada para envio ao laboratório.

Amostra	(01)	(02)	(03)	(08)	(11)	(12)	(13)	(14)
Elementos	MAG-06b	MAG-13a	MAG-13c	MAG-14e	MAG-21a	MAG-22a	MAG-23	MAG-27a
LITOLOGIA	Granito	Granito	Granito	Riolito	Granito	Dacito	Riodacito	Traquiandesito Andesito Dacito
LOCAL	Granito Mandacaru	Ribeirão Marçal	Ribeirão Marçal	BR-230 Mandacaru	BR-020 Faz. Canabrava	Cachoeira do Calixto	BR-020 Faz. Canabrava	Faz. Cabeceiras
ÁREA	São Julião	São Julião	São Julião	São Julião	Cococi	Cococi	Cococi	Cococi
SiO ₂ (%)	70,23	65,51	70,16	73,45	76,96	68,39	83,22	63,93
Al ₂ O ₃ (%)	14,44	19,15	12,21	13	11,66	9,84	6,97	16,18
Fe ₂ O ₃ (%)	1,78	0,7	2,77	1,86	0,39	8,29	1,13	3,72
MgO (%)	0,81	0,13	1,21	0,08	0,07	2,59	0,13	1,32
CaO (%)	0,76	0,92	2,82	1,5	0,3	0,4	0,71	2,82
Na ₂ O (%)	3,77	7,57	4,3	5,16	5,56	2,03	3,41	6,16
K ₂ O (%)	5,12	5,1	3,25	3,41	1,6	1,25	0,51	1,86
TiO ₂ (%)	0,31	0,05	0,44	0,06	0,2	0,65	0,27	0,59
P ₂ O ₅ (%)	0,12	0,02	0,09	0,01	0,08	0,28	0,08	0,3
MnO (%)	0,05	0,01	0,04	0,04	0,02	0,11	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃ (%)	0,003	0,001	0,004	0,001	0,001	0,018	0,003	0,001
Ni (ppm)	20	5	25	5	8	36	10	5
Sc (ppm)	4	1	6	2	3	8	4	5
LOI (%)	2	0,8	2,8	1,6	1,5	3,8	1,7	2,9
TOTC(%)	0,15	0,02	0,55	0,32	0,11	0,14	0,14	0,43
TOTS(%)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,21	0,02
SUM (%)	99,4	99,95	100,1	100,16	98,34	97,65	98,16	99,83
Mo(ppm)	0,2	0,1	0,7	0,1	0,2	11	0,2	0,1
Cu (ppm)	4474	6,9	6,9	5,9	13620	20150	12390	180,8
Pb (ppm)	2,5	1,7	2,5	4,1	3	12,2	1,4	69,4
Zn (ppm)	45	5	22	3	4	69	8	27
Ni (ppm)	13,1	1,4	15,1	2,3	2,1	34,9	6,7	2,4
As (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	2,1	0,6	4,6	< 0,5	< 0,5
Cd (ppm)	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,4	< 0,1	< 0,1
Sb (ppm)	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,3	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Bi (ppm)	0,6	0,2	< 0,1	0,1	0,1	34,9	0,9	0,6
Ag (ppm)	0,9	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	48,6	1,7	< 0,1
Au (ppb)	28,8	< 0,5	< 0,5	< 0,5	11,6	7,8	12,5	1,1
Hg (ppm)	0,02	0,04	0,05	0,03	0,04	0,01	0,06	0,02
Ti (ppm)	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1
Se (ppm)	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	2	0,6	< 0,5
Ba (ppm)	1046,3	933,9	383,7	381,1	622,6	347	3244,2	1813,8
Be (ppm)	2	1	2	2	2	2	1	2
Co (ppm)	20,3	28,1	28,9	29,7	30,7	38,2	56,5	22,7
Cs (ppm)	2	0,8	0,3	4,2	0,3	0,3	0,7	0,3
Ga(ppm)	17,4	18,1	16,4	13,8	11	16,5	6	18
Hf (ppm)	4,6	3,1	10	6,1	4,5	6,9	2,4	3,9
Nb (ppm)	11,1	6,4	27,2	26	10,9	10,7	5,9	6,5
Rb(ppm)	162,7	123,4	80,5	153,9	31,7	38,6	16,9	42,8
Sn(ppm)	1	< 1	3	3	2	4	1	< 1
Sr (ppm)	251	414,6	121,8	78,5	111,9	77,7	80,3	474,5
Ta (ppm)	1,2	0,5	2	2,3	1,1	0,9	0,7	0,4
Th (ppm)	9,3	1	51,9	20,3	11,8	15,1	4,8	2,2
U (ppm)	2,4	1	4,6	3,5	1,5	3,5	2	0,5
V (ppm)	21	13	32	5	6	68	19	30
W (ppm)	174,4	209,9	227,9	291,8	258,5	94	460,8	180
Zr (ppm)	146	127,2	291,1	108,9	123,9	236,4	71,3	133,4
Y (ppm)	15,3	2,8	80,6	29,6	20,6	21,1	11,4	9,4
La (ppm)	39,2	2,5	169,2	10,9	34,8	32,1	6,5	34,8
Ce (ppm)	69,9	7,2	329,2	23,8	73,1	62,1	14	63,6
Pr (ppm)	7,8	0,75	35,18	3,21	8,12	7,18	1,76	7,82
Nd (ppm)	28	3,4	116,7	12,5	27,2	25,6	8,5	27
Sm(ppm)	4,4	0,8	18,9	3,4	5	4,7	2,3	4,2
Eu (ppm)	0,86	0,1	1,25	0,51	0,68	0,74	0,67	1,38
Gd(ppm)	3,03	0,54	12,76	3,35	4,25	4,04	1,85	2,77
Tb (ppm)	0,46	0,06	2,15	0,69	0,74	0,64	0,31	0,4
Dy (ppm)	2,5	0,51	12,53	4,28	3,81	3,64	1,89	2,01
Ho (ppm)	0,47	0,07	2,36	0,88	0,74	0,71	0,36	0,32
Er (ppm)	1,33	0,24	6,89	2,88	2,2	1,98	1,03	0,85
Tm(ppm)	0,2	<0,05	1,06	0,45	0,31	0,31	0,15	0,12
Yb (ppm)	1,17	0,28	6,5	2,56	2,19	1,94	1,05	0,77
Lu (ppm)	0,22	0,05	1,01	0,39	0,3	0,28	0,16	0,11

Outras poucas amostras ocuparam os campos do sieno-granito, quartzo-monzonito, monzogranito e granodiorito, o que comprova a grande variedade petrológica dentro do Granito Mandacaru (figura 3.23).

Para definição da afinidade química das rochas magmáticas deste estudo foi utilizado o diagrama de Maniar & Piccoli (1989) que considera o índice de saturação em alumina ($ISA = Al_2O_3 / Na_2O + K_2O + CaO$), classificando as rochas como peralcalinas, metaluminosas e peraluminosas. Os dados de Parente (1984) e os dados analisados neste trabalho indicam tratar-se de rochas de caráter peraluminoso. As amostras representantes da cada uma das áreas estudadas estão nitidamente separadas em dois grupos, de forma que as amostras da área de Cococi indicam maior saturação em alumina do que as da área de São Julião (figura 3.24).

Para determinação dos ambientes geotectônicos das suítes graníticas amostradas foi utilizado o diagrama de Pearce *et al.* (1984), por intermédio da razão Rb/Yb+Ta. Foi feita a comparação com os dados de granitos de Parente (1984) no mesmo tipo de diagrama, através da razão Y/Nb. Em ambos os conjuntos de dados, os resultados apresentaram tendência à classificação destas rochas em granitos de ambiente de arcos vulcânicos. Estes resultados vão de encontro ao caráter sin/pós-colisional esperado para os granitos brasileiros das áreas estudadas como o Granito Mandacaru, considerado por Parente (1984) como pós-tectônico (figura 3.25). Esta discrepância pode ser resultado da mobilidade química dos elementos durante os processos de alteração hidrotermal verificados neste estudo.

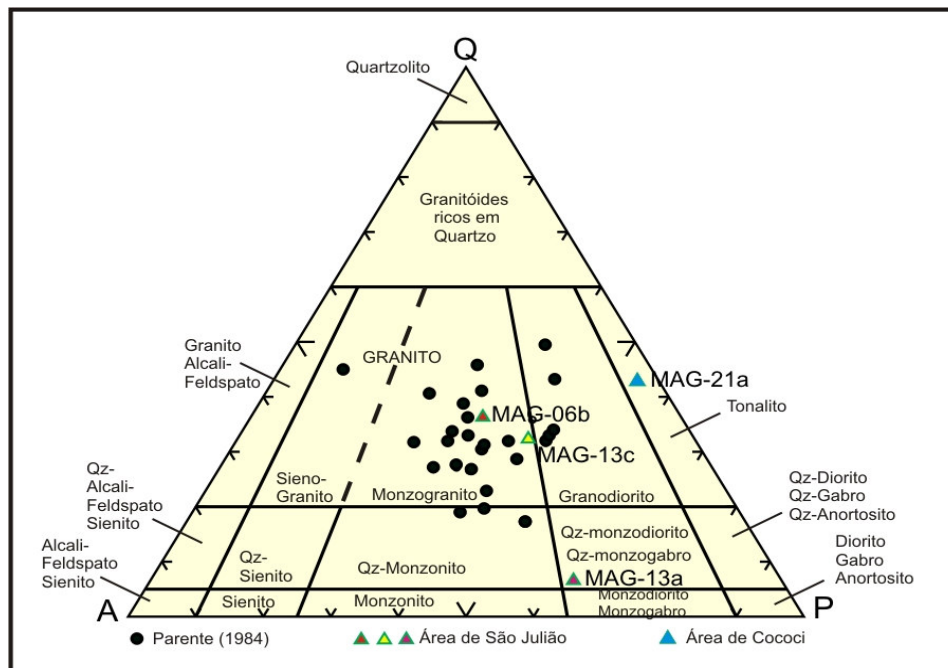


Figura 3.23 – Diagrama para identificação e nomenclatura de rochas ígneas plutônicas (modificado de Streckeisen, 1967).

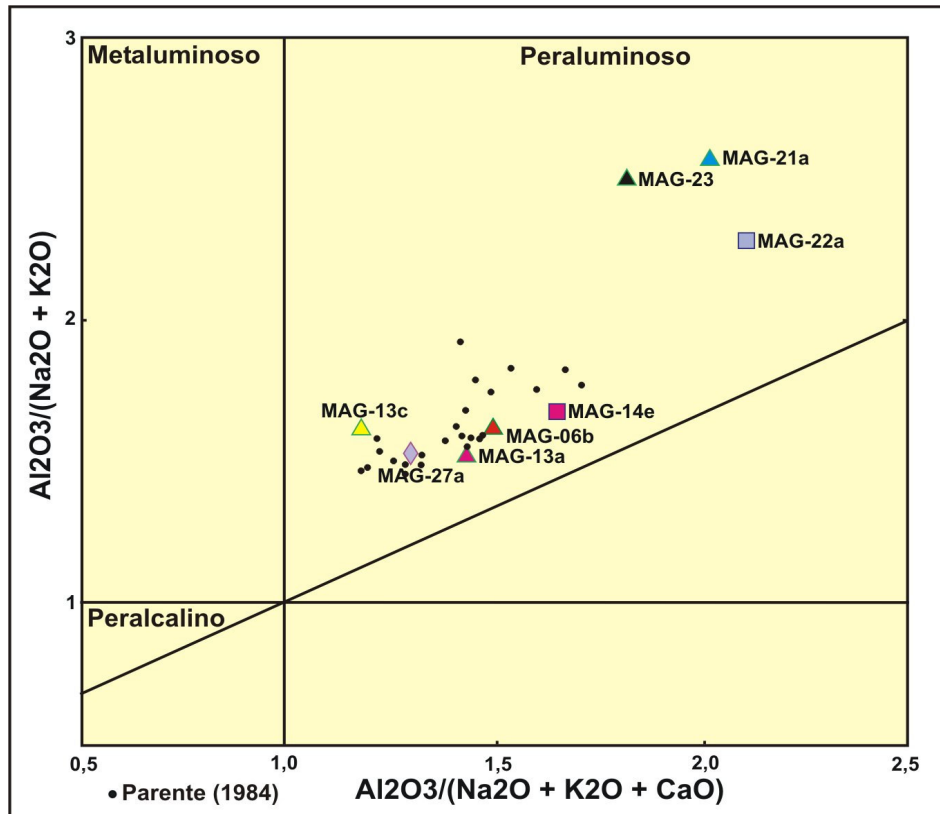


Figura 3.24 – Diagrama discriminante de rochas magmáticas em relação ao índice de saturação em alumina (ISA). Os resultados mostram tendência peraluminosa para os granitos e rochas vulcânicas das áreas estudadas, além da separação de dois conjuntos distintos: um com amostras mais saturadas em alumina (área de Cococi) e outro menos saturado (área de São Julião), que coincide com os dados de Parente (1984) para o Granito Mandacaru (modificado de Maniar & Piccoli, 1989).

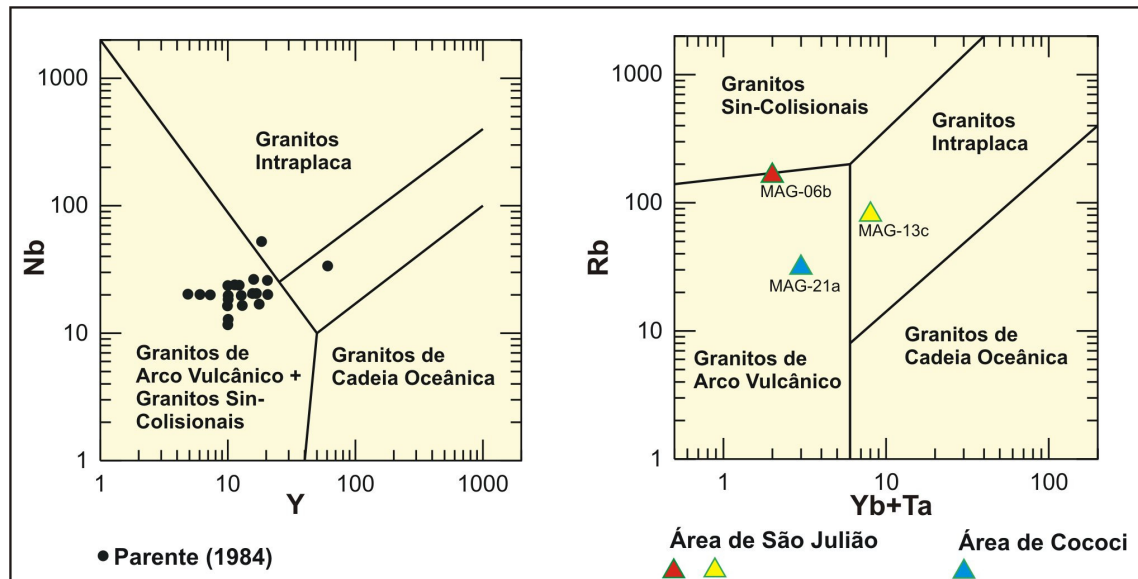


Figura 3.25 – Diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos para granitos. Comparação entre os dados deste trabalho e os dados de Parente (1984) para o Granito Mandacaru indica que os resultados podem ter sido influenciados por processos de alteração, uma vez que ambientes sin/pós-colisionais eram esperados para as amostras (modificado de Pearce et al. 1984).

As rochas vulcânicas foram identificadas por meio do diagrama de Cox *et al.* (1979), no qual foram plotadas duas amostras provenientes da área de Cococi e uma da área de São Julião, todas relacionadas às intercalações de rochas vulcânicas da Formação Angico Torto. A amostra MAG-27A foi classificada como intermediária entre traquiandesito, andesito e dacito, a amostra MAG-22A como dacito, e a amostra MAG-14E como riolito (figura 3.26).

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR) para as rochas graníticas foi analisado em conjunto por meio de um diagrama tipo “*Spider*”, normalizado a condrito (Nakamura, 1974) e apresentou anomalia negativa de európio bastante pronunciada na amostra MAG-13C, cujo comportamento do gráfico é típico de granitos da série alcalina.

Anomalias negativas de Eu são consideradas características de ambiente redutor, em que o Eu^{3+} é reduzido para Eu^{2+} , e podem ser produzidas por fracionamento de plagioclásios ou por fusão parcial com retenção de grandes quantidades de plagioclásio no resíduo, ou por fracionamento expressivo de hornblenda ou clinopiroxênio ou ainda por acumulação de cristais de plagioclásio e/ou feldspato alcalino (Rollinson, 1993).

Também é possível notar, no mesmo gráfico, o razoável fracionamento de ETR leves em relação aos ETR pesados para essa mesma amostra (MAG-13C). As demais amostras apresentam enriquecimento relativo de ETR leves em relação aos ETR pesados, ligeiramente mais acentuado nos ETR leves, cuja distribuição dos elementos é muito semelhante à dos granitos da série cálcio-alcalina (figura 3.27).

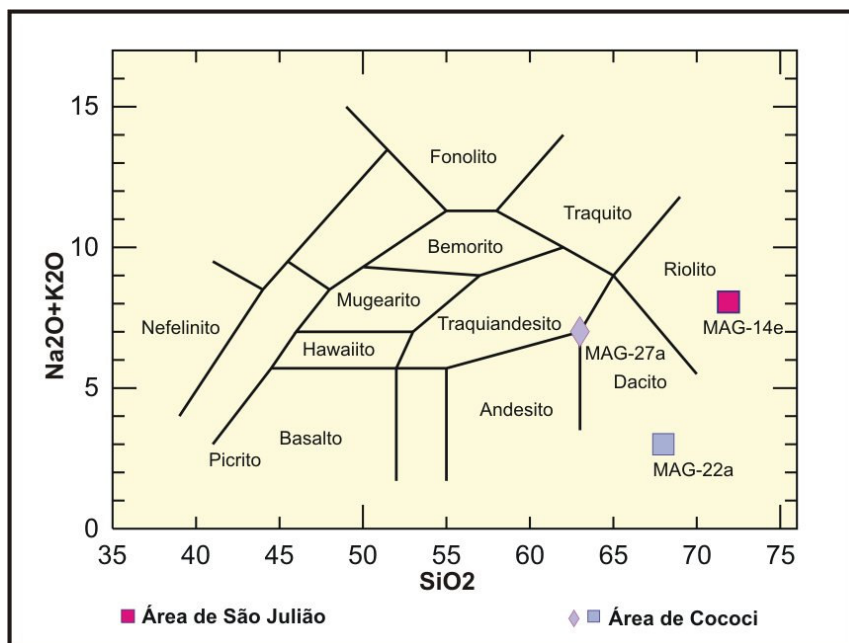


Figura 3.26 – Diagrama para identificação de rochas ígneas vulcânicas. Foram identificadas rochas ácidas a intermediárias (modificado de Cox *et al.* 1979).

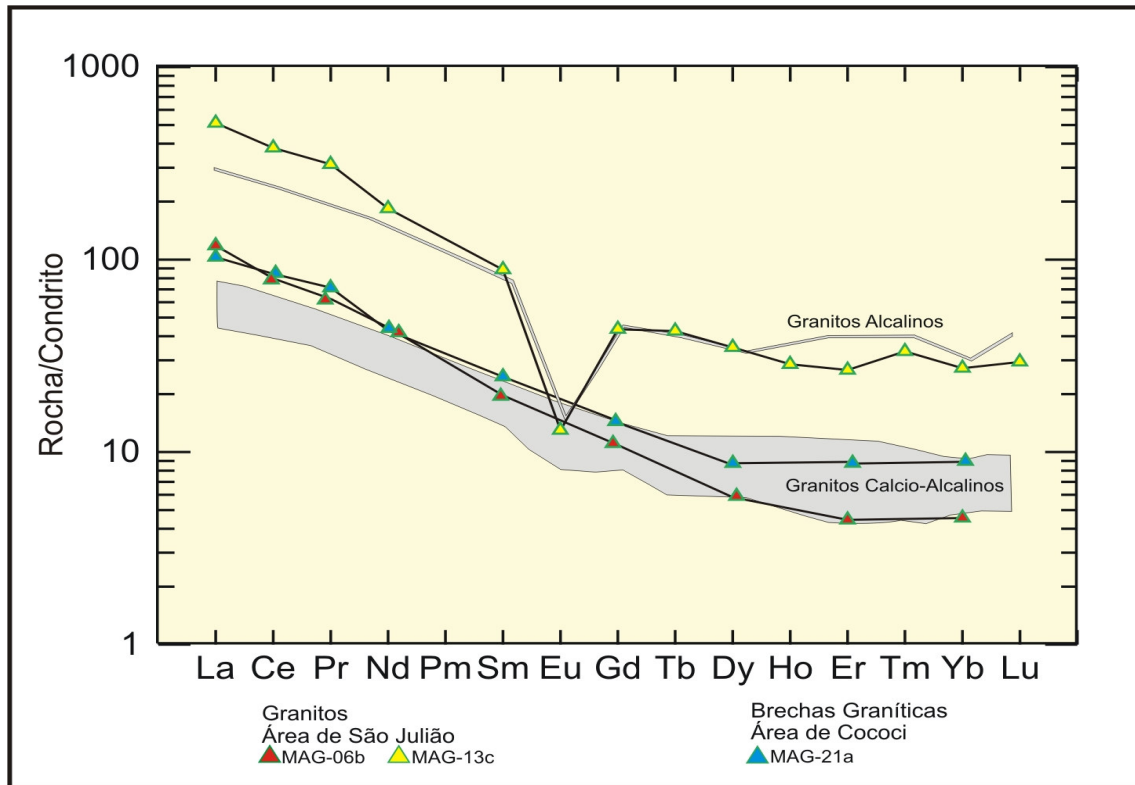


Figura 3.27 – Diagrama de distribuição de ETR do tipo “Spider” para os granitos das áreas de estudo. O campo em cinza representa os granitos da série cálcio-alcalina e a linha em cinza, os granitos da série alcalina. Anomalia de Eu indicando fracionamento de plagioclásios. Enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados (modificado de Nakamura, 1974).

Para as análises geocronológicas foram escolhidos os métodos U-Pb em zircões para datação de algumas rochas ígneas relacionadas neste trabalho e o método Sm-Nd para verificação da idade das rochas-fonte de outras litologias encontradas nas áreas de estudo. Os zircões analisados estavam livres de inclusões, e foram caracterizados como grãos prismáticos curtos de cor alaranjada (MAG-27a / Cococi) e como grãos prismáticos longos de cor rosada (MAG-06b / São Julião). Os dados analíticos obtidos para 2 amostras analisadas pelo método U-Pb e 7 amostras analisadas pelo método Sm-Nd são apresentados nas tabelas 3.3 e 3.4.

Os resultados das análises U/Pb da amostra MAG-06b (Granito Mandacaru) se alinham em uma discórdia de 3 pontos, com pouca dispersão (baixo valor do MSWD = 0,41), indicando que os zircões analisados são cogenéticos. Os dados foram plotados no diagrama de Tera & Wasseburg (1972) e a discórdia intercepta a concórdia em 576, $1 \pm 6,7$ Ma, sendo interpretada como a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática do Granito Mocambo (figura 3.28). A amostra MAG-27a (rocha vulcânica da bacia de Cococi) teve 09 frações analisadas, das quais 3 mostraram-se concordantes, fornecendo idade média de 548, $2 \pm 6,3$ Ma, o que também é interpretado como a idade de cristalização magmática (figura 3.29).

Tabela 3.3 – Resultados das análises de U/Pb em zircões.

Amostra	Peso	U	Pb	$^{06}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{07}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{07}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Fração	(mg)	(ppm)	(ppm)	(obs.)	(%)	(%)	(%)	(Ma)	(Ma)	(Ma)
MAG-27A - Traquiandesito/Andesito/Dacito da Bacia de Cococi										
1	0,025	193,92	19,669	679,8587	0,709185	0,088652	0,058019	547,56	544,26	530,49
2	0,026	347,08	31,478	541,0181	0,622939	0,080037	0,056449	496,34	491,69	470,07
5	0,034	378,46	41,41	226,2166	0,692229	0,081111	0,061897	502,75	534,14	670,55
1	0,021	293,8	27,715	517,5278	0,647539	0,084692	0,055453	524,07	506,96	430,53
3	0,033	237,86	25,506	458,7245	0,919072	0,09335	0,071406	575,32	661,87	969,06
E7	0,036	212,66	21,681	542,9759	0,713129	0,087978	0,058788	543,57	546,6	559,27
E8	0,041	293,93	29,949	688,1606	0,722526	0,08904	0,058853	549,86	552,16	561,65
E10	0,041	303,25	36,86	697,374	1,20715	0,10736	0,081548	657,4	803,88	1234,7
E14	0,043	266,64	32,81	253,6978	0,817552	0,095167	0,062306	586,02	606,68	684,61
MAG-6B - Granito Mandacarú – São Julião										
E12	0,042	160,8	17,171	606,5886	0,727299	0,093268	0,056556	574,83	554,97	474,28
E13	0,06	314,17	39,284	213,8023	0,638325	0,092962	0,049801	573,03	501,27	185,69
E15	0,049	132,27	19,598	131,6375	0,762568	0,091946	0,060151	567,03	575,49	609,02

Tabela 3.4 – Resultados das análises de Sm/Nd em rocha total.

Amostra	Litologia/Local	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd} \pm \text{SE}$	ϵ (0)	ϵ (T)	T(Ga)	T_{DM} (Ga)
MAG-14E	Riolito Bacia de São Julião	3,421	13,057	0,1584	0,511880+/-10	-14,79	-12,01	0,54	3,26
MAG-6F	Metassiltito do Grupo Orós São Julião	5,886	29,696	0,1198	0,512000+/-5	-12,45	+ 4,07	1,673	1,68
MAG-6B	Granito Mandacarú São Julião	4,868	30,162	0,0976	0,511435+/-7	-23,46	-16,19	0,576	2,10
MAG-27A	Traquiandesito/ Andesito/Dacito Bacia de Cococi	4,244	26,669	0,0962	0,511622+/-8	-19,83	-12,80	0,548	1,83
MAG-13C	Granito do Ribeirão Marçal São Julião	18,192	100,496	0,1094	0,511272+/-5	-26,65	-20,32	0,576	2,58
MAG-13A	Granito do Ribeirão Marçal São Julião	0,543	2,384	0,1376	0,511252+/-16	-27,03	-12,72	0,576	3,65

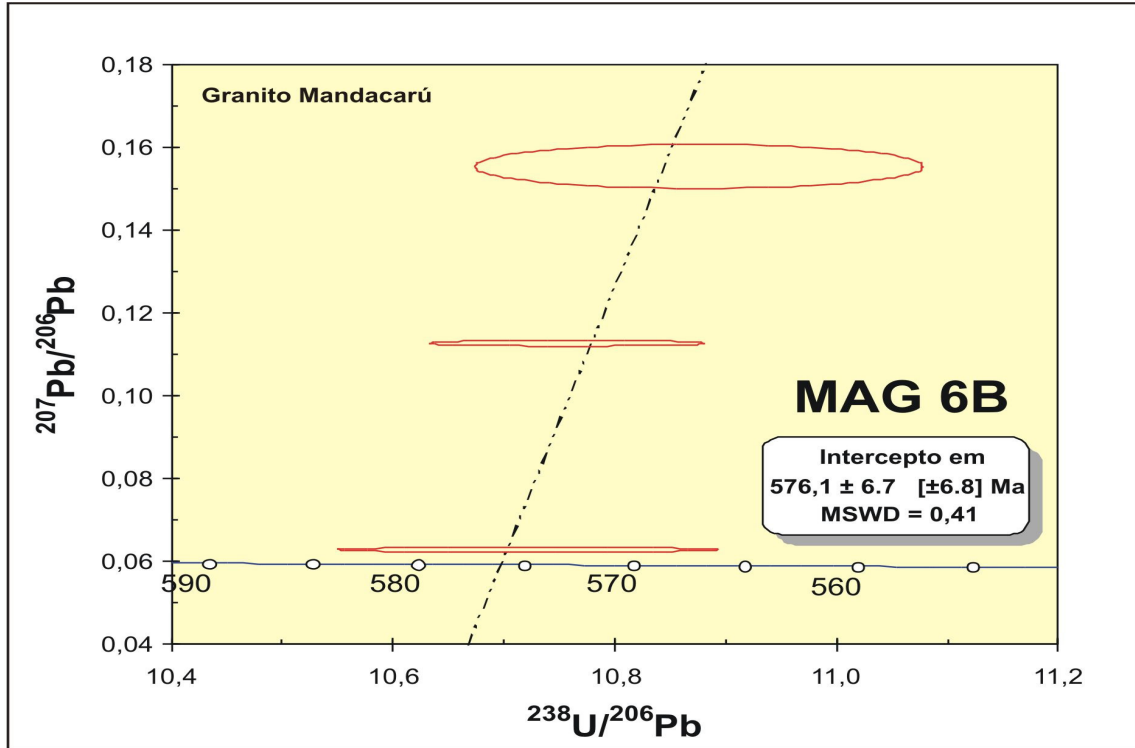


Figura 3.28 – Diagrama de discórdia para as análises de U/Pb na área de São Julião (modificado de Tera & Wasseburg, 1972).

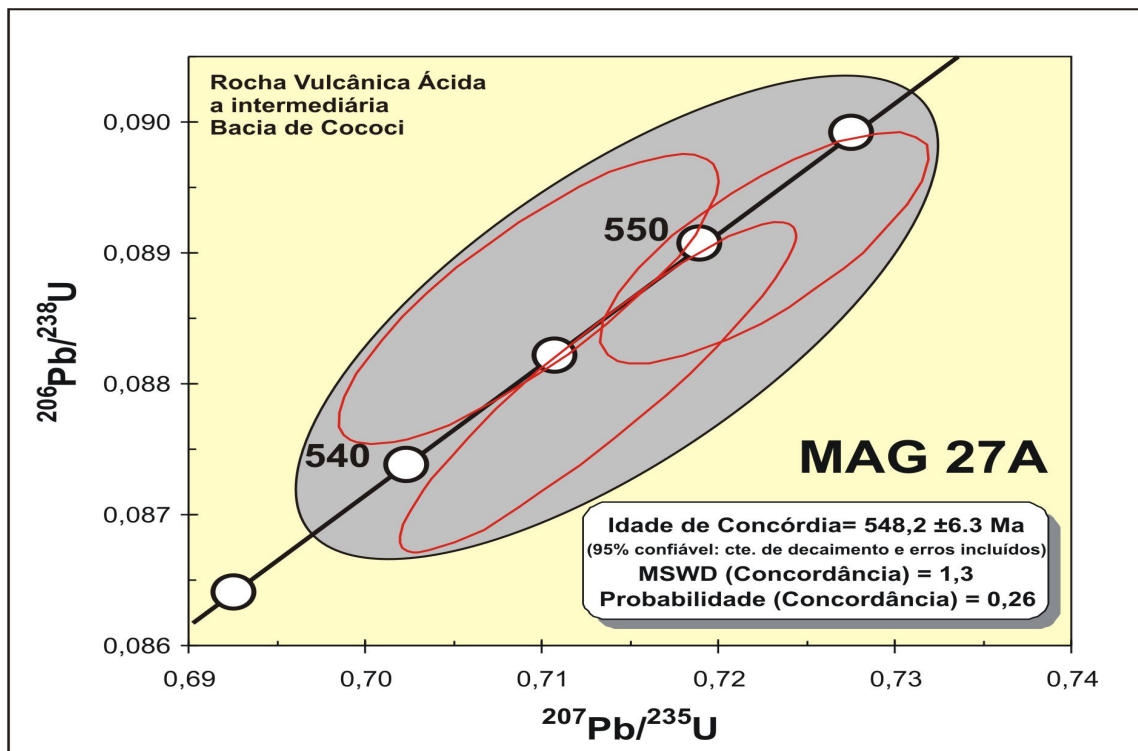


Figura 3.29 – Diagrama de concórdia de amostra da área de Cococi. O círculo cinza representa a média das três idades obtidas para a rocha (círculos vermelhos).

Os valores de $\epsilon(\text{Nd})$ calculados para o tempo de cristalização das rochas (tabela 3.4) mostram-se em geral bastante negativos (entre -12,01 e -20,32), indicando retrabalhamento crustal ou fontes crustais para os magmas geradores das diversas rochas analisadas. As idades modelo indicam fontes arqueanas a paleo-proterozóicas para as diversas rochas. Amostras de rochas sedimentares também foram analisadas (MAG-06F), indicando uma idade média da geração da crosta fonte dos sedimentos de 1,68 Ga para um metassiltito/filito do Grupo Orós.

Algumas observações nos resultados das análises de Sm/Nd devem ser consideradas. Uma das amostras (MAG-30) apresentou fracionamento $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ alto, inviabilizando o cálculo do T_{DM} . Fracionamento acima de 0,125 também ocorreu em duas amostras (MAG-14 e MAG-13a), fornecendo $T_{\text{DM}} = 3,26$ e $T_{\text{DM}} = 3,65$ Ga respectivamente, sendo consideradas subestimadas, e por isto foram excluídas dos gráficos de evolução de neodímio (figura 3.30).

Tais resultados demonstram que as idades-modelo calculadas para as amostras mencionadas possam ser inconsistentes e a principal razão talvez seja a atuação de processos hidrotermais que alteraram as razões isotópicas. No mesmo gráfico é possível identificar dois conjuntos de rochas diferentes pela inclinação do gráfico (áreas hachuradas): um contém a amostra de rocha vulcânica da Bacia de Cococi e os granitos pós-brasilianos da área de São Julião; o outro conjunto abrange amostra de granito brechado e riolito da área de São Julião (cujos teores de Cu foram os mais baixos entre todas as amostras analisadas – 6 a 7 ppm). Estes conjuntos podem significar que as rochas a eles associadas são co-genéticas.

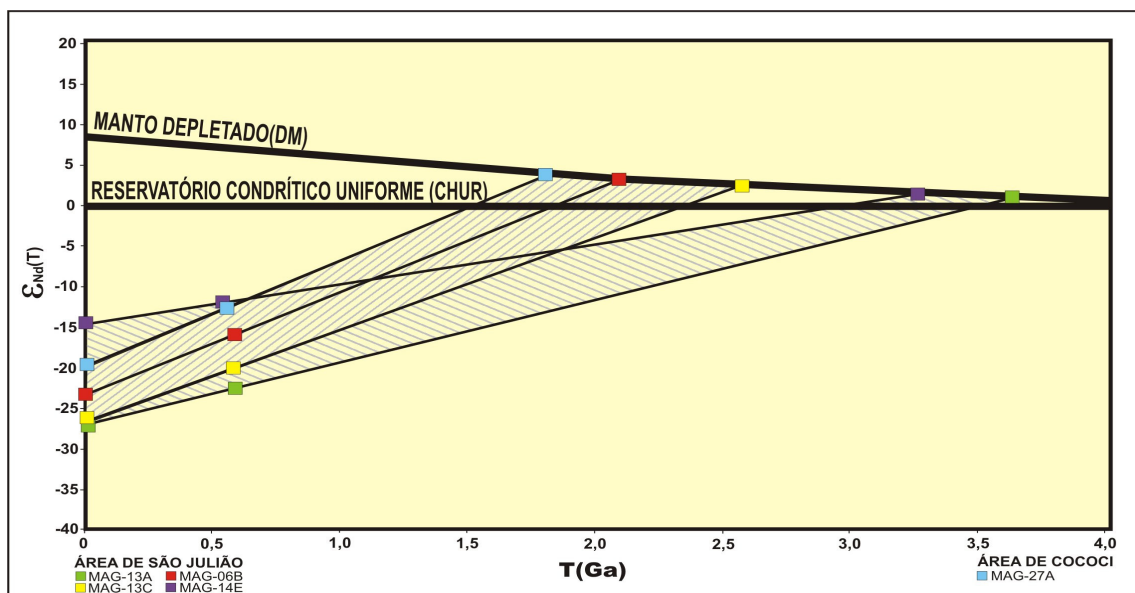


Figura 3.30 – Diagrama de evolução da composição isotópica de Nd obtido com o software Isoplot/Ex 2.47 (modificado de Ludwig, 2001a), mostrando as idades-modelo (T_{DM} e T_{CHUR}) em base ao modelo de De Paolo (1981) e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ e 0). Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ foram calculados a partir da regressão para 0,576 e 0,548 Ga (U-Pb), consideradas as idades de cristalização do Granito Mandacarú e das rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Cococi, respectivamente. Áreas hachuradas indicam os dois conjuntos de amostras identificados.

A idade U-Pb, as idades modelo e os valores de $\epsilon(\text{Nd})$ encontradas neste estudo são correlacionáveis aos dados obtidos por Parente (1984) para o Granito Mandacaru (figura 3.31), no qual as isócronas de referência Rb-Sr obtidas para rochas granofíricas (571 ± 8 Ma), granitóides (571 ± 26 Ma) e a isócrona conjunta (559 ± 8 Ma), além de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inferiores a 0,710, permitiram-no caracterizar o granito como pós-tectônico, proveniente de material fundido da crosta inferior anidra e empobrecida em Rb/Sr ou oriundo de magma do manto superior com assimilação da crosta inferior.

O valor negativo de $\epsilon(\text{T})_{\text{Nd}}$ (-16,19) e a idade modelo meso-proterozóica ($T_{\text{DM}} = 2,10$) encontrados para o Granito Mandacaru sugerem uma fonte crustal ou fonte mantélica fortemente contaminada por material crustal. A diferença entre a idade obtida por U-Pb neste estudo ($576, 1 \pm 6,7$ Ma) e a isócrona Rb/Sr (559 ± 8 Ma) obtida por Parente (1984) pode ser explicada pelas características intrínsecas dos métodos. Como o método Rb-Sr é mais suscetível a variações impostas pela circulação de fluidos meteóricos/hidrotermais que ocorreram durante a solidificação do Granito Mandacaru, estes podem ter modificado significativamente a composição isotópica da intrusão.

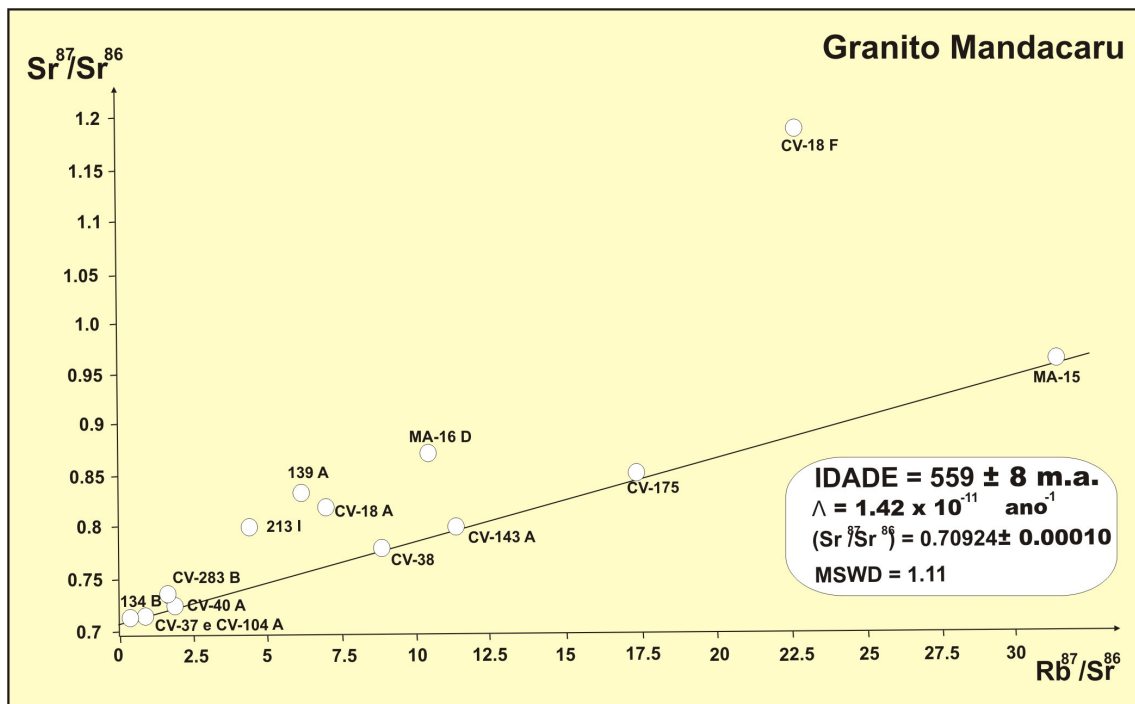


Figura 3.31 – Isócrona de referência em rocha total do Granito Mandacaru (modificado de Parente, 1984).

CAPÍTULO 4

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS BRECHAS TECTONO-HIDROTERMAIS

4.1. INTRODUÇÃO

Brechas são definidas como rochas de qualquer natureza (ígneas, sedimentar ou metamórfica) compostas por fragmentos líticos de diversos tamanhos, envolvidos por fragmentos menores ou por material fino. Essas rochas podem se formar em impactos de meteoritos na superfície da Terra, em processos vulcânicos (ejeção de fragmentos durante as erupções), em processos cataclásticos (tectônica ou stress gravitacional) ou ainda em processos hidráulicos (pressão de fluidos hidrotermais).

Segundo Jacger e Cook (1976), as brechas tectônicas são rochas fragmentárias que se formam ao longo falhas e zonas de cisalhamento e se caracterizam por fragmentos grossos, angulosos, quebrados, fraturados e encurvados envolvidos por material mais fino de fraturamento e moagem (até 10% do volume da rocha) e por material cimentante, muitas vezes silicoso.

As brechas hidráulicas apresentam um arranjo caótico de fragmentos angulosos de diferentes tamanhos, que podem ser consolidados em cimento fino e alterados a baixas temperaturas (~100°C) e se formam quando acumulações de gases voláteis ($H_2O_{(vapor)}$, CO_2 , etc) se expandem repentinamente dentro da rocha. São típicas de ambiente epitermal, onde se relacionam com depósitos minerais associados a intrusões (escarnitos, greisens, pórfiros).

Meyer e Hemley (1967) consideram que alteração hidrotermal é um processo de alteração metassomática no qual um fluido aquoso adicionado de outros elementos químicos, aquecidos e sob pressão, circula por determinada seqüência rochosa e provoca hidratação, lixiviação e oxidação dos minerais, aporte de cátions metálicos (que podem formar concentrações de interesse econômico), dentre outros processos físicos e químicos. Sua classificação não é tarefa simples, podendo ser descritiva ou ter conotação genética.

As zonas de brechas a serem descritas estão amplamente distribuídas pelas duas áreas de estudo, e ocorrem em quase todas as unidades estratigráficas devido à estruturação tectônica das grandes zonas de cisalhamento da Província Borborema e pelas falhas normais relacionadas ao colapso do orógeno brasileiro. Todo o conjunto recebeu contribuições de sistemas hidrotermais que promoveram alterações significativas na mineralogia das rochas.

Ao interpretar as imagens gamaespectrométricas ternárias RGB (K:Th:U) e magnetométricas de campo anômalo da área de São Julião, Maas (2003) e Maas *et al.* (2003) delinearão o arcabouço estrutural e os domínios geofísicos locais e mostraram que as brechas hematíticas se associam a zonas ricas em potássio e urânio controladas por fraturas de colapso pós-brasiliiano e a corpos graníticos associados (figuras 4.1 e 4.2). Nestes trabalhos, os autores consideram três associações hidrotermais para brechas hematíticas da área de São Julião:

i) Associação epidoto + clorita + carbonato \pm sericita \pm hematita (alteração propilítica), que representa um estágio inicial de alteração hidrotermal, no qual veios preenchidos por epidoto, carbonato e clorita cortam massas quartzo-feldspáticas e fragmentos sericitizados. A hematita está restrita às fraturas e eventualmente pode ocorrer de forma disseminada na rocha;

ii) Associação hematita + sericita \pm epidoto \pm clorita \pm carbonato (alteração hematito-sericítica), que corresponde a uma fase intermediária, com fragmentos líticos sericitizados imersos em uma matriz de hematita fina. Nessa associação são verificadas localmente disseminações de calcopirita e malaquita;

iii) Associação hematita + quartzo \pm sericita \pm carbonato (quartzo-hematítica), que representa o ápice da alteração hidrotermal, cujas brechas são compostas basicamente por fragmentos de rocha silicificados e cimentados por hematita fina. Há disseminação de malaquita, elevando os teores de cobre.

Tal classificação abrange o amplo espectro de ocorrência das brechas hidrotermais da região. Entretanto, está restrita às paragêneses principais, colocando lado a lado brechas com mesma mineralogia e características distintas e relevantes. Por esse motivo, o presente estudo optou por uma classificação baseada na descrição individual das associações minerais, hierarquizadas segundo cinco tipos de alterações hidrotermais mais significativas nas áreas de estudo, ou seja, associação epidoto-clorita-carbonato (alteração propilítica), associação quartzo-albita-carbonato, associação sericita-quartzo-clorita (alteração fílica), silicificação e hematitização. As duas últimas associações representam os estágios mais avançados de alteração hidrotermal para a região estudada, porém ocorrem de maneira incipiente em quase todas as brechas aqui descritas. Esta é, portanto, uma tentativa de ordenamento dessas brechas e suas alterações em afloramentos isolados, dentro do contexto local.

Ocorre localmente uma proto-mineralização de cobre, representada por malaquita e sulfetos subordinados (principalmente calcopirita e calcocita), além da presença constante de óxidos de ferro (hematita e magnetita martitizada) em todas as associações de brechas. Todos estes minerais são encontrados em fraturas ou estão disseminados nas brechas.

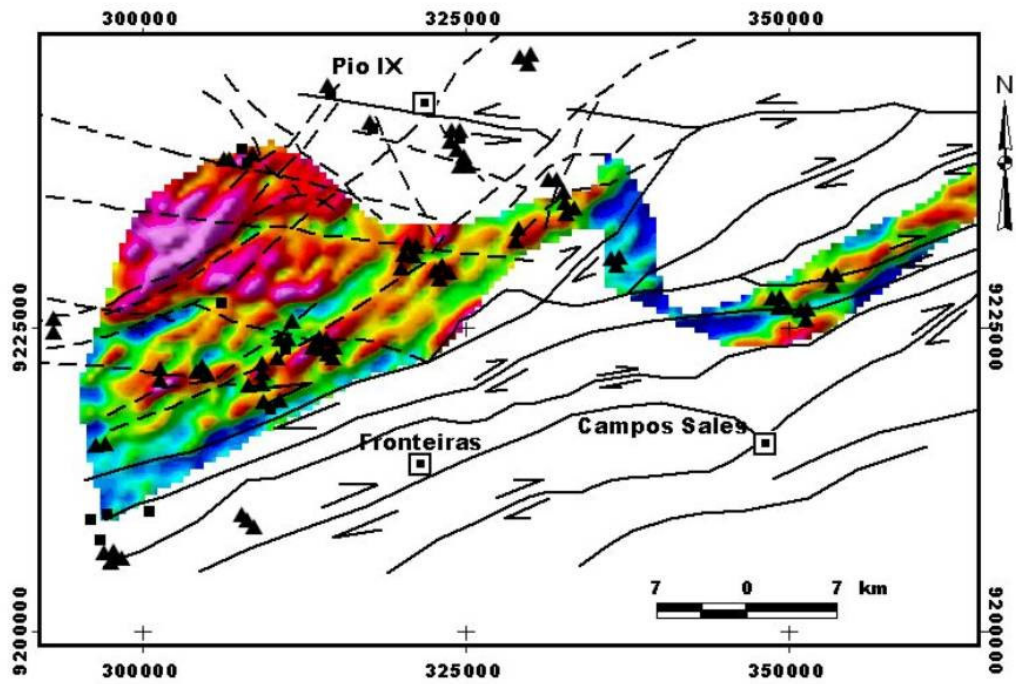


Figura 4.1 – Arcabouço estrutural da área de São Julião, interpretado a partir de imagens magnetométricas associado à imagem gamaespectrométrica de potássio (K) anômalo para a área de ocorrência das rochas supracrustais do Grupo Orós. Observa-se nítido controle estrutural das brechas e sua associação com corpos graníticos. Os triângulos pretos representam brechas hematíticas e os quadrados, as ocorrências de cobre (Maas, 2003; Maas et. al, 2003).

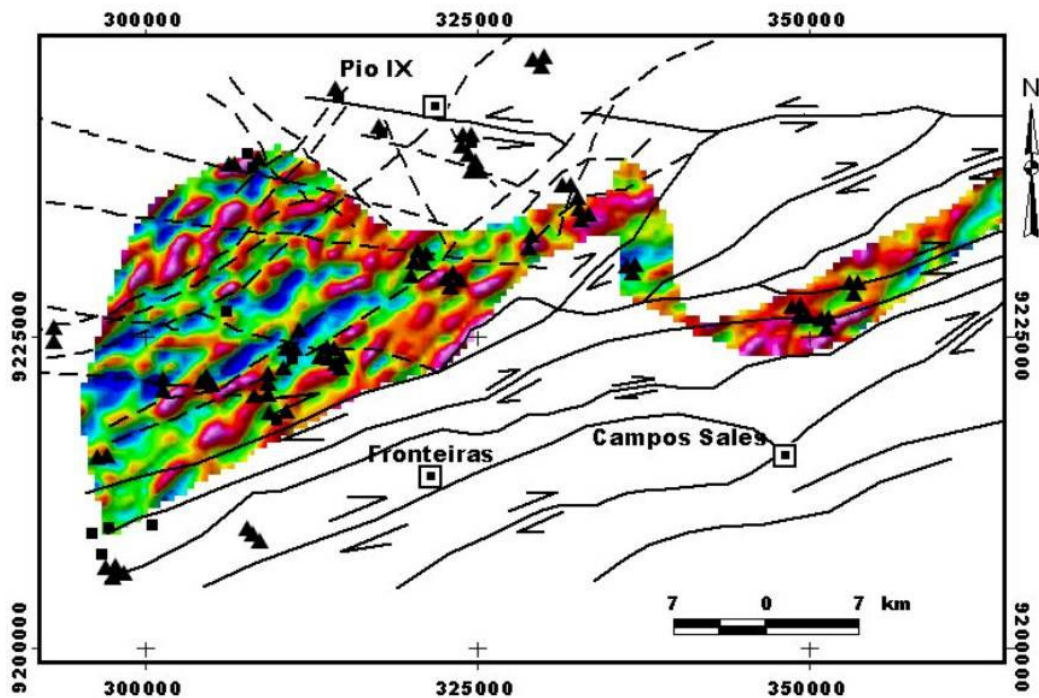


Figura 4.2 – A mesma figura anterior, agora com a imagem gamaespectrométrica de urânio (U) anômalo para a área de ocorrência das rochas supracrustais do Grupo Orós. Novamente é nítido o controle estrutural das brechas e sua associação com corpos graníticos. Os triângulos pretos representam brechas hematíticas e os quadrados, as ocorrências de cobre (Maas, 2003; Maas et. al, 2003).

4.2. ASSOCIAÇÃO EPIDOTO-CLORITA-CARBONATO (Alteração Propilítica)

As assembléias propilíticas incluem normalmente epidoto, albita, clorita, carbonato, sericita, pirita, ou óxidos de ferro e, menos comumente, zeólitas ou montmorilonitas (Meyer e Hemley, 1967). Duas brechas amostradas em corpos graníticos brasileiros na área de São Julião apresentaram paragêneses hidrotermais desta associação. Em uma delas a epidotização é incipiente (MAG-13a) e na outra a epidotização é bastante pronunciada (MM-11b), tendo sido descritas por Maas (2003) como brechas epidotíticas.

O granito amostrado na calha do Ribeirão Marçal, próximo do povoado de Ribeirão da Areia, município de São Julião (PI), tem cor rosa e macroestrutura em brecha, na qual ocorre intenso fraturamento e micro-venulações preenchidas por epidoto (figuras 4.3 e 4.4).

Petrograficamente é composto por feldspatos alcalinos em grãos anédricos, inequigranulares de até 0,5mm. Alguns grãos apresentam ligeira sericitização e maclas do microclínio. O plagioclásio mostra-se como grãos subédricos a anédricos, equigranulares, com tamanho menor que os feldspatos alcalinos, em torno de 0,1mm. Alguns foram identificados com albita neoformada (An_{06-08}). O quartzo aparece em grãos anédricos, subarredondados e inequigranulares com até 0,5 mm de tamanho. A calcita e malaquita ocorrem de forma subordinada, geralmente preenchendo fraturas ou disseminados pela rocha. O epidoto ocorre na forma de massa amorfa, preenchendo duas famílias de fraturas cortadas por uma família posterior preenchida, por sua vez, por material ferruginoso muito fino de difícil caracterização ao microscópio, aparentemente associado à clorita (figura 4.5 e 4.6).

As brechas epidotíticas concentram-se em corpos graníticos da localidade de Surubim, próximo de São Julião (PI). Macroscopicamente, as rochas exibem coloração rosada devido aos fragmentos de feldspato alcalino irregulares, de tamanhos variados, imersos numa matriz fina de cor cinza cuja composição geralmente possui sericita e/ou hematita. Em alguns locais há um enriquecimento em epidoto, disseminado ou em bandas, conferindo às rochas uma tonalidade ligeiramente esverdeada (figura 4.7).

A mineralogia é composta basicamente por fenocristais de feldspatos alcalinos intensamente sericitizados, o que dificulta, por vezes, a diferenciação entre feldspatos alcalinos e plagioclásios. O quartzo é representado por grãos anédricos, com até 1,0mm, intercrescidos com feldspatos em alguns pontos. O epidoto apresenta cristais subédricos a euédricos (seções prismáticas com até 0,5 mm) ou ainda sob a forma de finos agregados em veios de diversos tamanhos que são cortados por venulações posteriores compostas por carbonatos, clorita e/ou hematita (figuras 4.8).



Figura 4.3 – Afloramento de granito brechado de cor rosa (MAG-13a) na calha do ribeirão Marçal, São Julião (PI). A direção preferencial do corpo é E-W e dos planos ortogonais espaçados 20-30cm é N20E (UTM 309872 E / 9223610 N).



Figura 4.4 – Detalhe da figura anterior, onde se vê fraturamento ortogonal preenchido por epidoto.

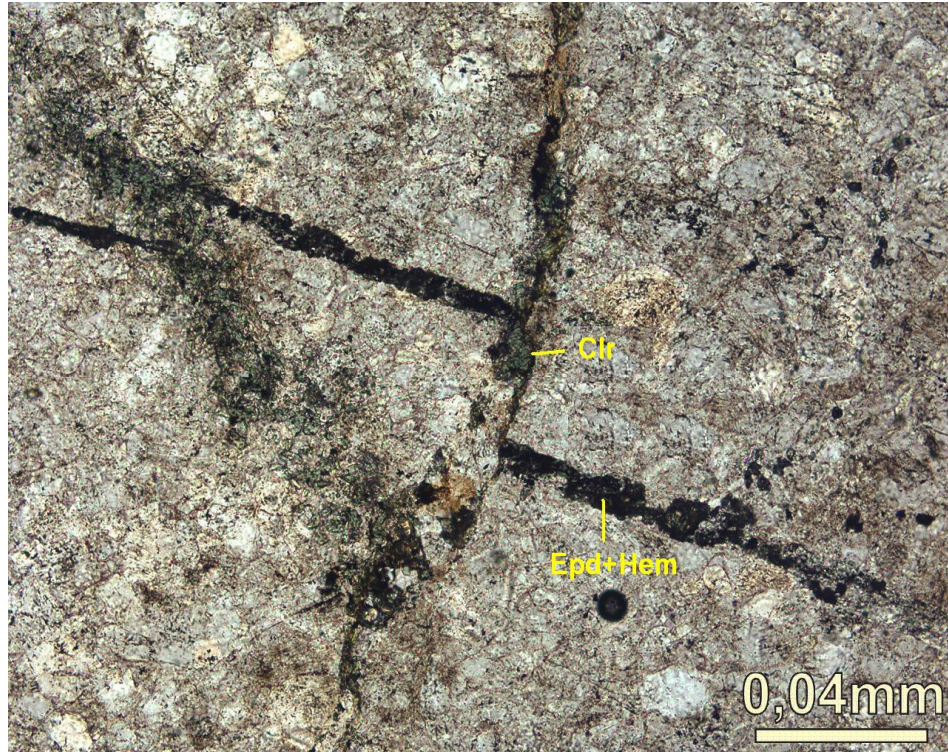


Figura 4.5 – Fotomicrografia em granito rosado de composição quartzo-feldspática, recortada por fraturas preenchidas por epidoto (Epd), hematita (Hem) e clorita (Clr). Exemplo de epidotização incipiente. Aumento 100x – N//.

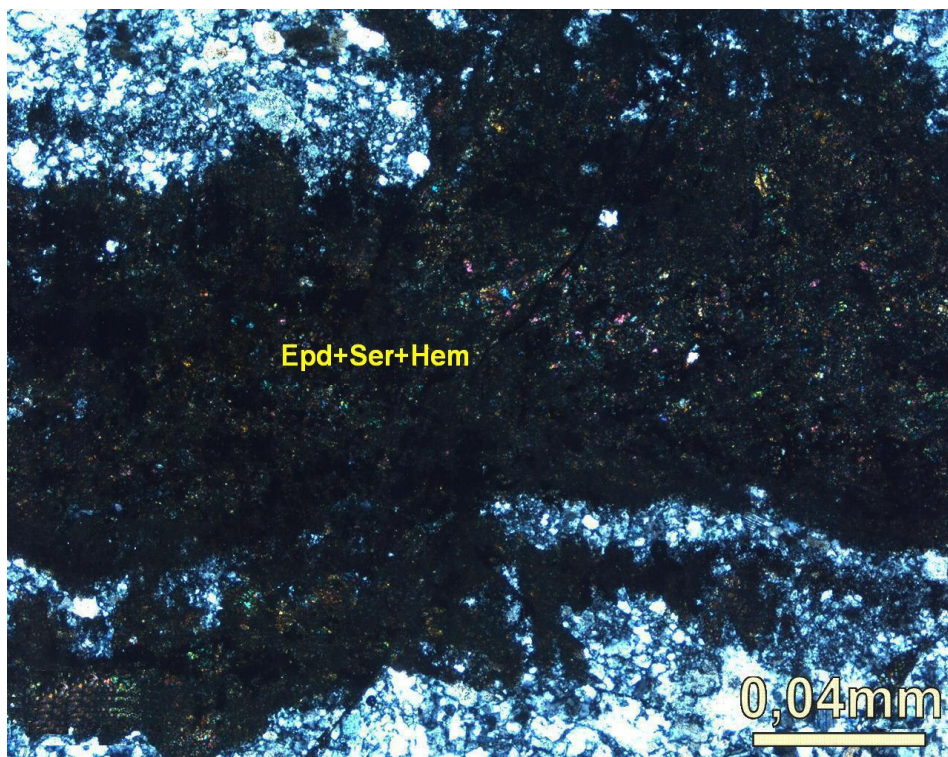


Figura 4.6 – Fotomicrografia de outro campo da lâmina anterior mostrando veio de epidoto (Epd), clorita (Clr) e hematita (Hem). Aumento 100x – NX.

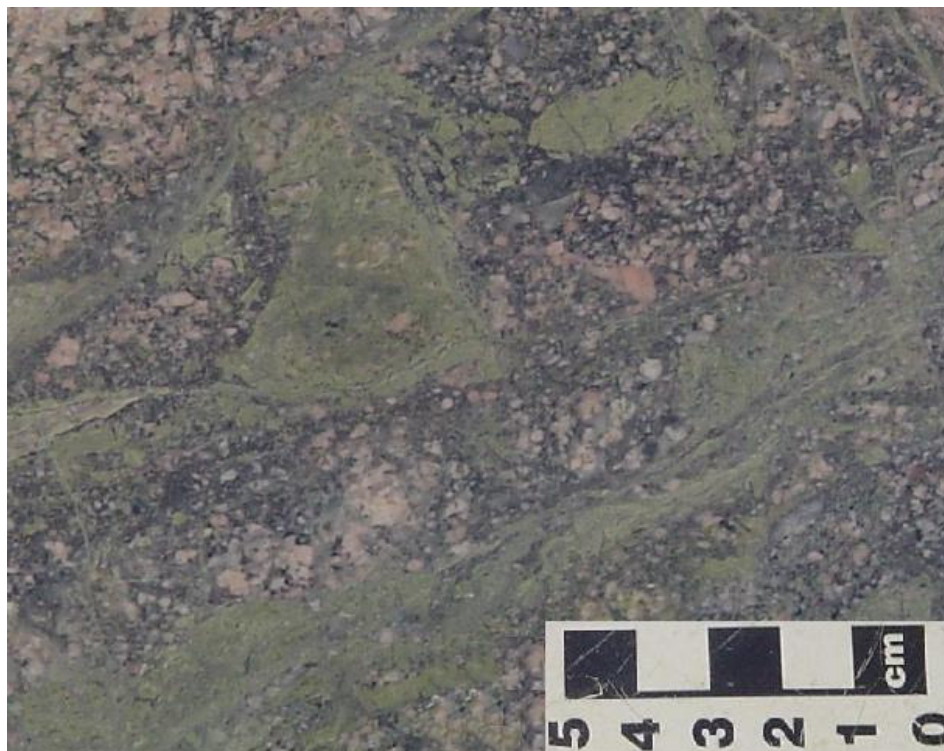


Figura 4.7 – Brecha granítica de cor rosa e verde rica em epidoto, da localidade de Surubim, São Julião (PI).

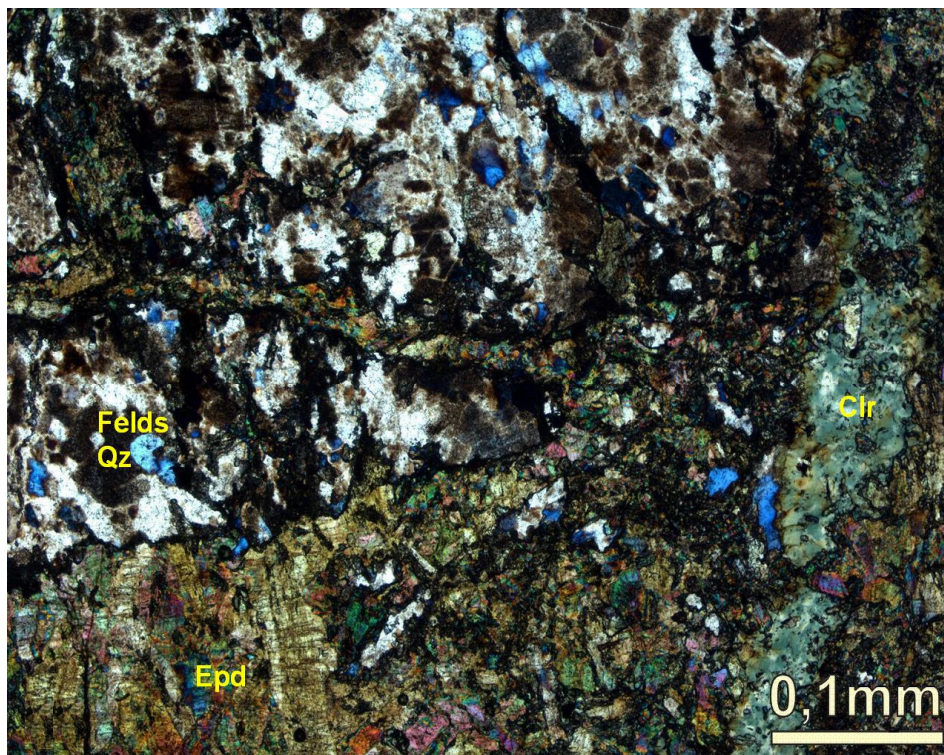


Figura 4.8 – Em lâmina o granito da figura anterior apresenta feldspatos (Felds) escurecidos e alterados, associados a grãos de quartzo (Qz), com um veio maior de epidoto (Epd) cortado por veio posterior de clorita (Clr). Aumento 40x –NX.

4.3. ASSOCIAÇÃO QUARTZO-ALBITA-CARBONATO

Tanto na área de Cococi quanto na área de São Julião foram encontradas brechas pertencentes à associação quartzo-albita-carbonato. As características marcantes desta associação são a coexistência de quartzo com albita neoformada e a sericitização incipiente em alguns casos, indicando progressão na alteração em relação à associação propilítica.

Na área de Cococi foi amostrada uma brecha granítica deste tipo de alteração nas proximidades da BR-020 (MAG-21a). A rocha tem cor rosa a castanha, macroestruturas em brechas geradas sob deformação dúctil, com fraturas preenchidas por malaquita (figura 4.9).

Petrograficamente é formada por quartzo com grãos anédricos e bordas irregulares, por vezes apresentando-se como agregados microbrechados, cujos tamanhos variam entre 0,1-1,3 mm. O plagioclásio (An_{08}) ocorre em grãos anédricos neoformados e grãos subédricos extremamente fraturados, variando entre 0,5 e 1,5 mm, respectivamente. Os feldspatos alcalinos exibem grãos prismáticos subédricos, por vezes fraturados, com até 1,0 mm. Alguns grãos indicam sericitização incipiente (figura 4.10). A malaquita de cor verde intensa, forma cristais com hábito fibroso em agregados dispersos na lâmina ou preenchendo fraturas e veios, localmente com óxidos. A magnetita (parcialmente ou totalmente substituída por limonita), a hematita e a calcopirita ocorrem de forma subordinada como agregados granulares (0,3-0,8 mm), dispersos ou orientados em algumas fraturas (figura 4.11).

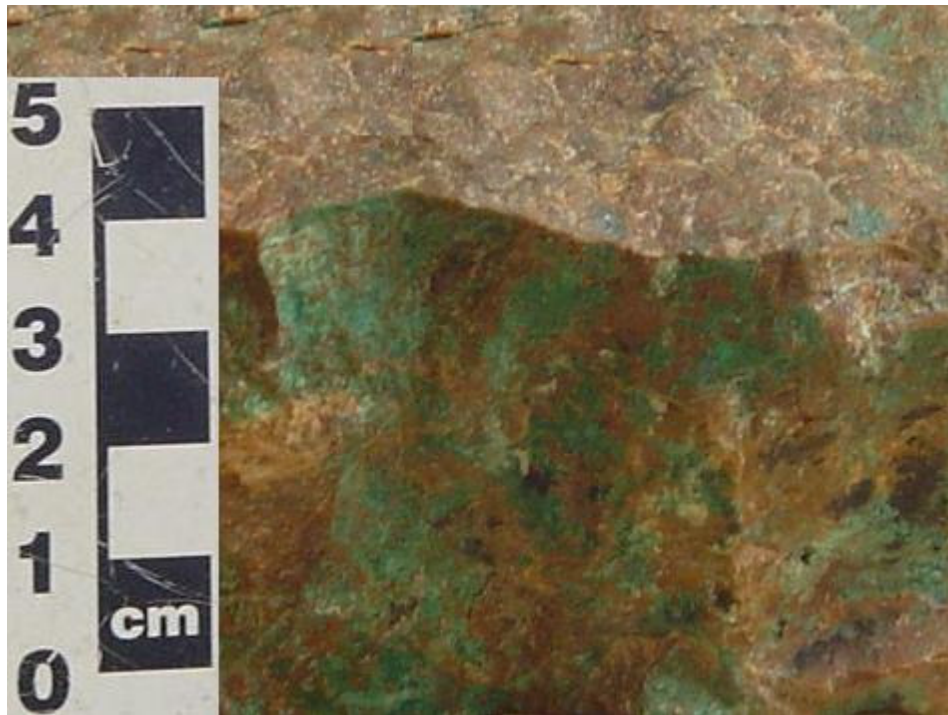


Figura 4.9 – Granito brechado, às margens da BR-020, na área de Cococi, com malaquita preenchendo a intensa rede de fraturas (UTM 307388 E / 9286326 N).

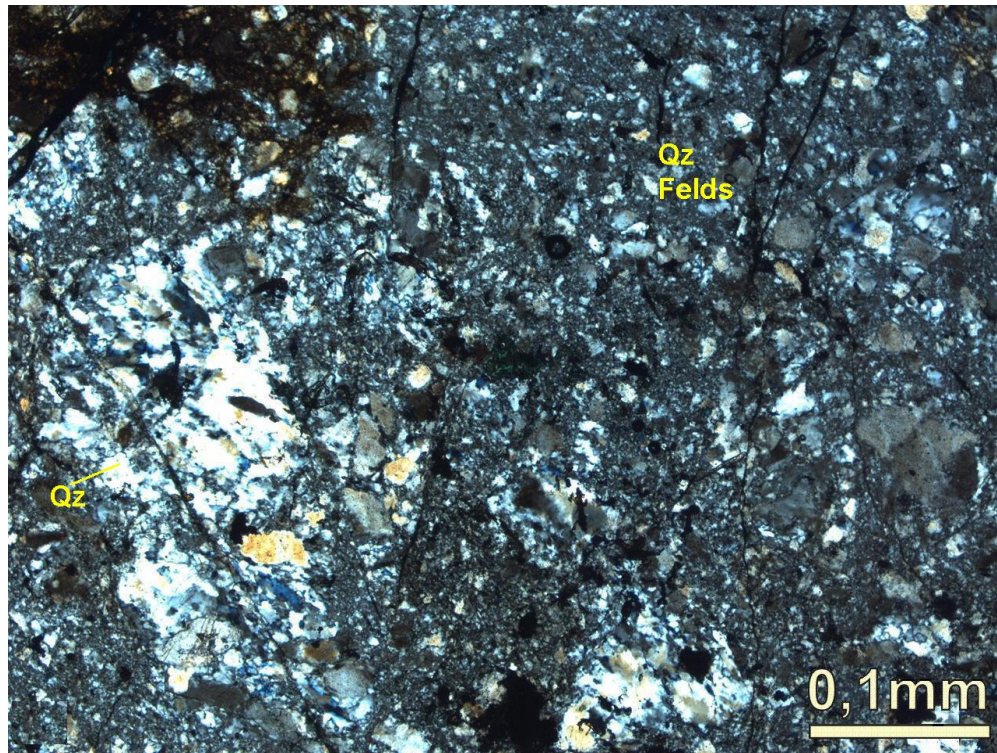


Figura 4.10 – Fotomicrografia do granito brechado com destaque para a predominância de quartzo (Qz) e feldspato (Felds). Aumento 40x – NX.

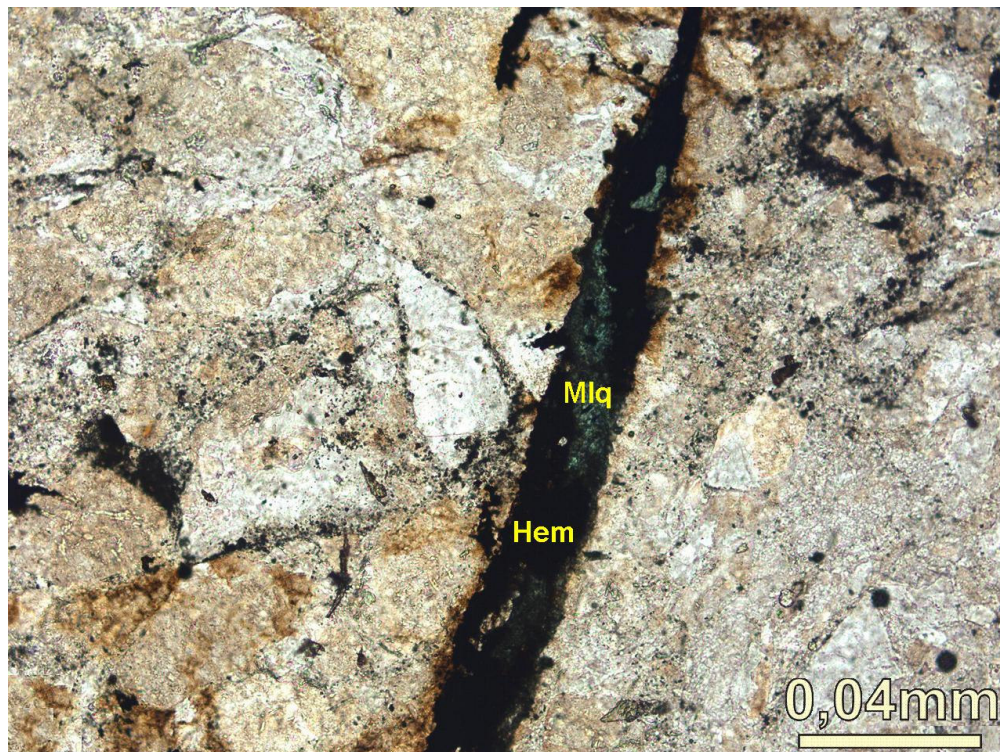


Figura 4.11 – Fotomicrografia de detalhe em outro campo da mesma lâmina destacando hematita (Hem) e malaquita (Mlq) coexistindo em um mesmo veio. Esta associação é comum em algumas brechas descritas neste trabalho. Aumento 100x – NX.

Na área de São Julião foram encontradas brechas graníticas (e equivalentes vulcânicos) da associação quartzo–albita–carbonato na qual o metassomatismo de ferro é mais pronunciado (MAG-09). Tais rochas, localizadas próximo de Pio IX (PI), contêm a mesma paragênese das brechas anteriormente descritas, no entanto exibem metassomatismo de ferro concentrado nas bordas dos fragmentos, na matriz ou na rede de fraturas (figura 4.12).

A rocha possui cor rosa a vermelha e microestrutura de brechada, com fragmentos de tamanhos variados, assim como a densidade e espessura do fraturamento, geralmente de cor mais escura, devido aos óxidos e associações de minerais hidrotermais (figura 4.13).

Ao microscópio, predomina o quartzo em grãos anédricos a subédricos com diâmetro de 0,1-2,0 mm, geralmente fraturados e freqüentemente intercrescidos com feldspatos (microestrutura granofírica). Os feldspatos são fraturados e alterados, de forma que apenas localmente é possível identificar os feldspatos alcalinos e plagioclásios (An_{06}). Os minerais de alteração ocorrem livres ou associados entre si, em veios ou disseminados pela rocha. São freqüentes a sericita, que ocorre como alteração dos feldspatos, calcita e malaquita ocorrendo “pervasivamente” em alguns pontos da rocha, e hematita, disseminada ou em concentrações maciças. Subordinadamente ocorrem clorita, como alteração dos minerais máficos, e epidoto, oriundo da alteração dos feldspatos. A rocha apresenta veios de sílica e ocorrências pontuais de agregados de sulfetos (figura 4.14).



Figura 4.12 – Afloramento de brecha granítica na Fazenda Jardim, Pio IX (PI), onde se observam vênulas silicosas e nódulos de hematita (UTM 324830 E / 9239608 N).



Figura 4.13 – Detalhe da amostra da figura anterior mostrando microbrechação e metassomatismo de ferro ocorrendo pervasivamente pela rocha.

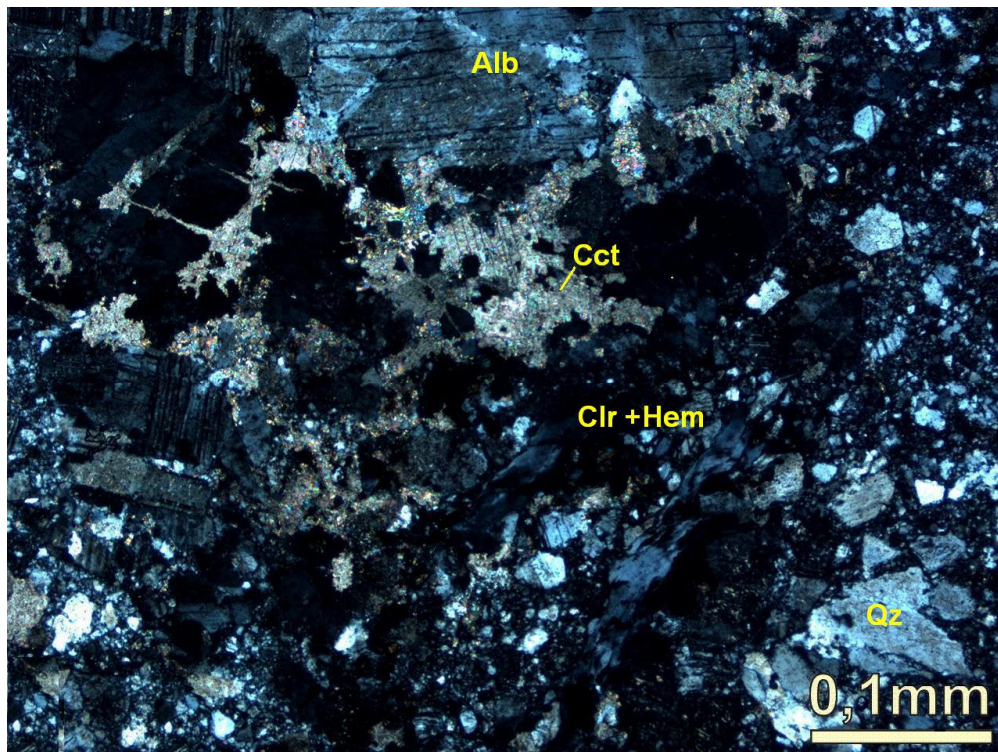


Figura 4.14 – Fotomicrografia da brecha granítica onde se destaca a paragênese hidrotermal com albita (Alb), calcita (Cct), clorita (Clr) e hematita (Hem), desenvolvida concomitantemente à silicificação (Qz). Aumento 40x – NX.

4.4. ASSOCIAÇÃO SERICITA-CLORITA-QUARTZO (Alteração Fílica)

As fases proeminentes da alteração fílica ou sericítica (hidrolítica) são sericita, quartzo e pirita. Ao incluir feldspatos alcalinos e/ou biotita, essa alteração grada para uma assembléia de silicatos potássicos. A alteração fílica é provavelmente a mais abundante, dispersa e significativa de todas as assembléias de alteração (Meyer e Hemley, 1967) e está relacionada à interação do sistema com água meteórica ou com fluidos conatos (Hitzman, 2000).

As brechas desta associação, identificadas nas suítes intrusivas pós-brasilianas e rochas vulcânicas das áreas de Cococi e São Julião, são em sua maioria brechas tectônicas, associadas às falhas extensionais que controlam as bacias molássicas e às grandes transcorrências brasilianas, ou localmente hidráulicas.

O granito Mandacaru (MAG-06b), localizado no povoado homônimo, município de São Julião (PI) foi um dos corpos graníticos amostrados. Parente (1984) identificou nesse corpo granítico de afinidade alcalina cinco fácies petrográficas em função da microestrutura e mineralogia (fácies granodiorito, fácies pegmatóide, fácies granófiro pórfiro, fácies granito hololeucocrático e fácies rapakivi).

A rocha amostrada neste trabalho é uma brecha da fácies granófiro, de cor avermelhada e microestrutura inequigranular, expondo feldspato potássico e quartzo, além de óxidos e carbonatos (calcita e malaquita) nos interstícios e fraturas (figura 4.15).

Ao microscópio, a característica mais evidente é a microestrutura granofílica, definida pelo intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino. Os feldspatos alcalinos surgem em grãos euédricos com microestrutura porfírica inequigranular (tamanho variando entre 0,1 mm a 0,5 cm), sericitização intensa, atingindo somente as bordas e/ou o mineral por completo. Alguns cristais apresentam microestrutura micrográfica e intercrescimento lamelar de plagioclásio e feldspato-K, subordinadamente (figura 4.16).

O plagioclásio é caracterizado por grãos euédricos a subédricos, de 0,1 a 1mm, intensamente sericitizados e subordinadamente alterados para mica branca, calcita e epidoto. Há também a formação de albita neoformada (An_{02}). O quartzo aparece como grãos anédricos, subarredondados a angulosos, inequigranulares, variando entre 0,1 a 2,5mm, com fraturas e bordas corroídas, subordinadamente. A clorita (oriunda da transformação da biotita) é o principal mineral de alteração. Ocorre na forma lamelar ou fibro-radial, preenchendo interstícios entre os demais minerais e cavidades. É identificada pelo forte pleocroísmo (incolor a verde) e pela birrefringência moderada. Em alguns pontos ocorre intercrescimento lamelar com mica branca. Em outros pontos é possível verificar inclusões de óxidos

(provavelmente rutilo) de hábito acicular dentro das lamelas de clorita ou ainda cristais de hematita associados (figuras 4.17 e 4.18). A biotita, embora quase toda substituída pela clorita, ainda apresenta cristais idiomórficos de 0,1 a 1,0 mm.

Calcita e malaquita ocorrem em fraturas e cavidades por toda rocha. A calcita também ocorre como alteração no interior de alguns feldspatos. Os minerais opacos formam agregados finos de forma anédrica a subédrica (raramente euédrica) e são compostos principalmente por hematita tabular. Alguns cristais mostram halos de alteração. A hematita também precipita nas bordas de feldspatos sericitizados, balizando a alteração. Também ocorre magnetita prismática martitizada, formando agregados irregulares, por vezes contornando cristais de outros minerais, ou entre seus interstícios (provável oxidação tardia).

Como minerais acessórios ocorrem principalmente zircões euédricos bem desenvolvidos (até 0,15mm), zonados, e formando halos pleocróicos nos minerais encaixantes, além de titanita também euédrica e apatita prismática de forma subordinada (figura 4.19).

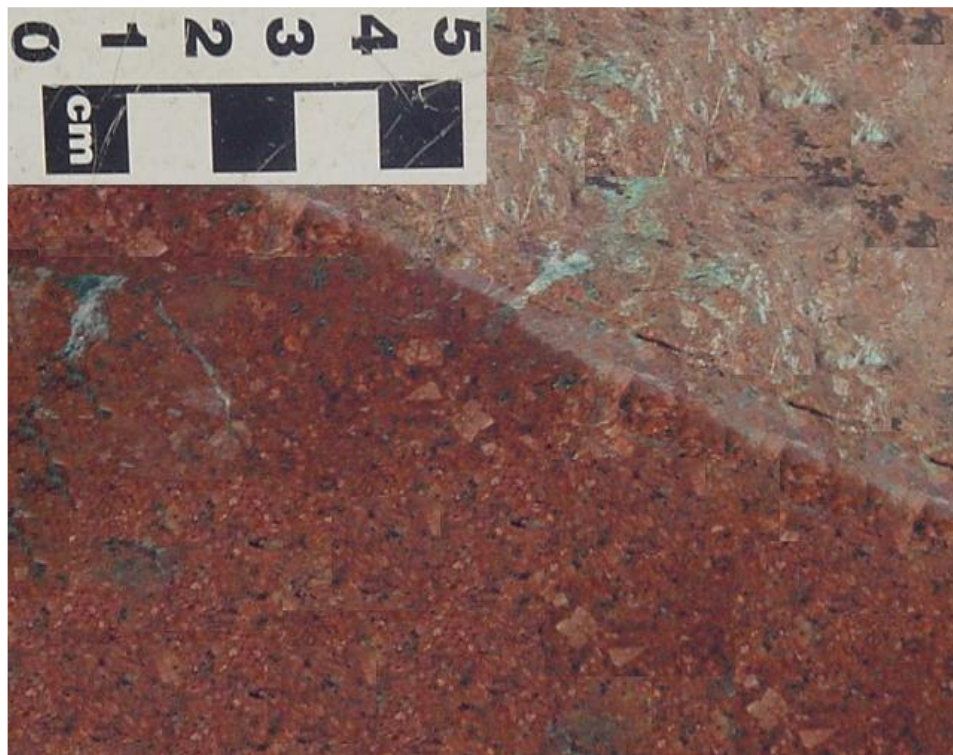


Figura 4.15 – A brecha da fácies granófiro do Granito Mandacaru tem cor avermelhada, contendo fragmentos de quartzo e feldspato e cavidades preenchidas por malaquita, calcita e hematita (UTM 297152 E / 9210473 N).

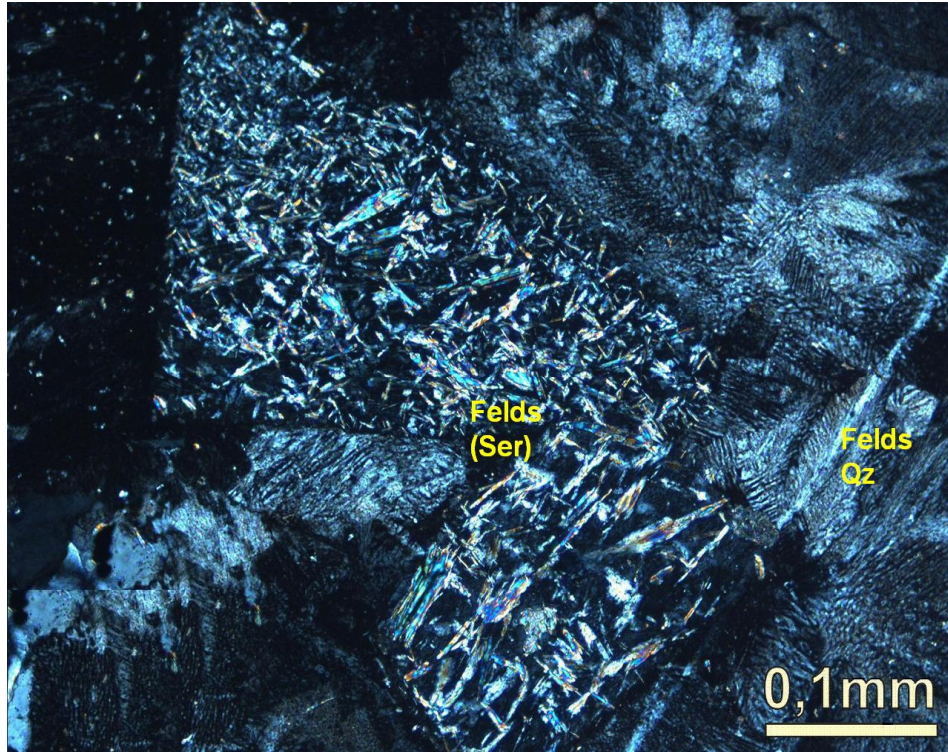


Figura 4.16 – Fotomicrografia da fácies granófiro do Granito Mandacaru com destaque para os pórfiros de feldspato (Felds) intensamente sericitizados (Ser), em meio à matriz granofírica (Felds / Qz). Aumento 40x – NX.

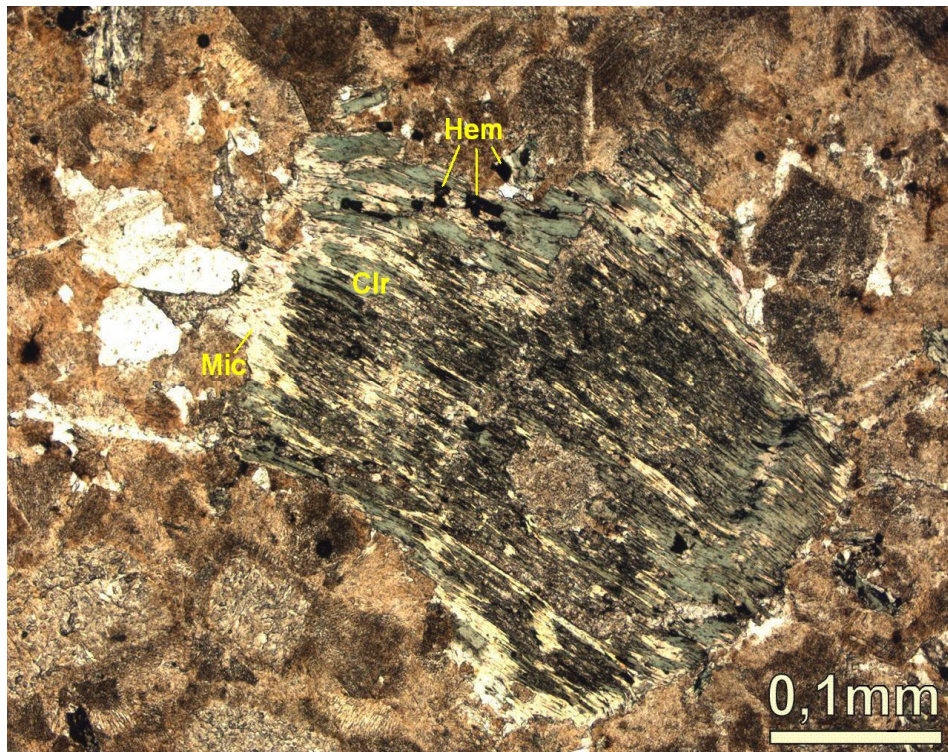


Figura 4.17 – Fotomicrografia de outro campo da lâmina anterior mostrando intercrescimento lamelar de clorita (Clr) e mica branca (Mic), associados a cristais de hematita (Hem). Aumento 40x – N//.

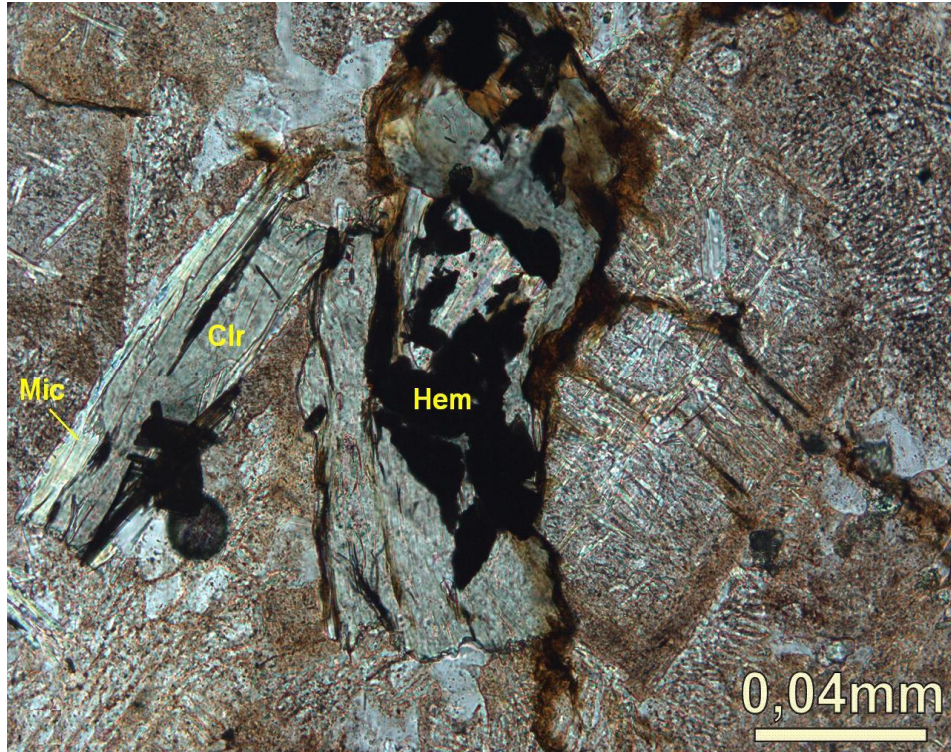


Figura 4.18 – Fotomicrografia de detalhe do intercrescimento lamelar de clorita (Clr) e mica branca (Mic), associado à precipitação de hematita (Hem) no Granito Mandacaru. Aumento 100x – N//.

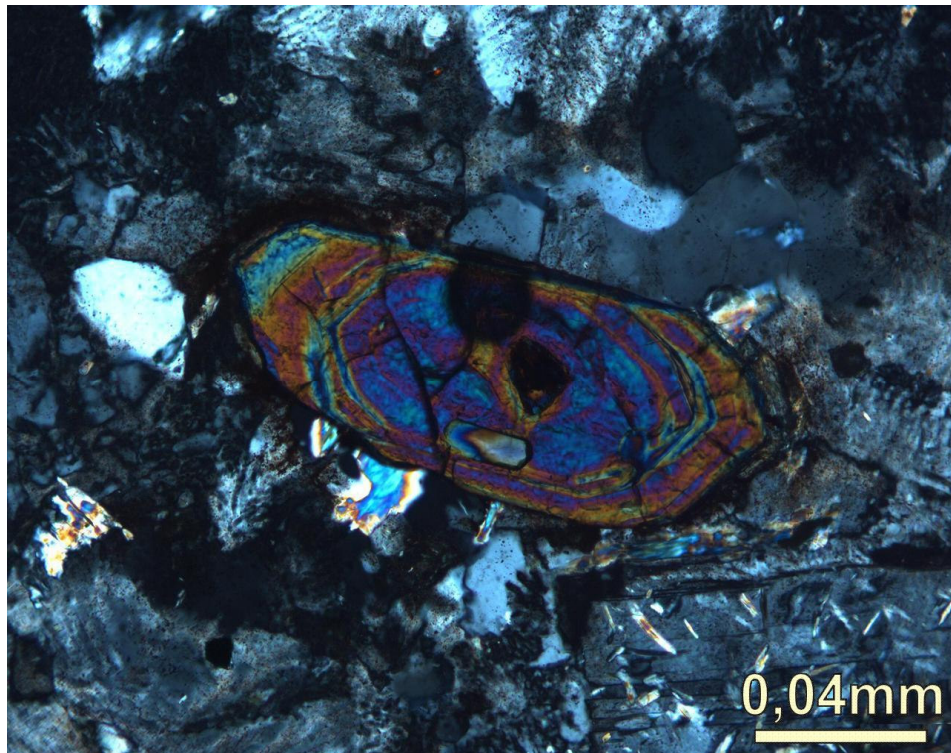


Figura 4.19 – Fotomicrografia de cristal prismático de zircão do Granito Mandacaru no qual se observa zonação interna e halo pleocróico no contato com os minerais encaixantes. Aumento 100x – NX. Alguns cristais de zircão desta amostra foram usados para datação U-Pb.

Outra ocorrência de brecha desta associação, mas com sericitização e hematitização incipientes, foi visitada na área de Cococi, localizada nas proximidades da BR-020, no talude de um açude conhecido como Cachoeira do Calixto (MAG-22a).

A brecha possui matriz de cor cinza a verde e microestrutura fina dos fragmentos. Fraturas e vênulas são preenchidas por minerais supérgenos de cor verde e castanho-avermelhado. As microestruturas indicam tratar-se de um equivalente vulcânico dos granitos da área e a composição química indica que o protolito era um dacito (figura 4.20).

Microscopicamente, a rocha apresenta matriz afanítica de cor cinza-esverdeada constituída de minerais finos, alterados provavelmente para sericita. O quartzo ocorre como fragmentos angulosos, de tamanhos variados (0,1-1,5 mm), alguns microbrechados. Os grãos de plagioclásio (An_{08}) têm aproximadamente 0,3 mm, e estão ligeiramente sericitizados. A malaquita possui cor verde intenso e hábito fibroso e está presente em fraturas, associada a um material pulverulento de cor castanha ou agregados finos de óxidos (figura 4.21). A magnetita ocorre na forma de agregados de cor cinza acastanhado em nítida associação com malaquita e hematita em agregados granulares finos ou prismáticos subordinados. Em algumas fraturas ou cavidades foi observada a associação de minerais até então inéditos como goetita de cor castanha, barita em agregados finos radiais às fraturas e fluorita incolor, associada à barita, no interior destes espaços (figura 4.22).



Figura 4.20 – Afloramento de dacito porfirítico com microestrutura de brecha fina e fraturas preenchidas por malaquita, na Cachoeira do Calixto, área de Cococi (UTM 310726 E / 9286102 N).

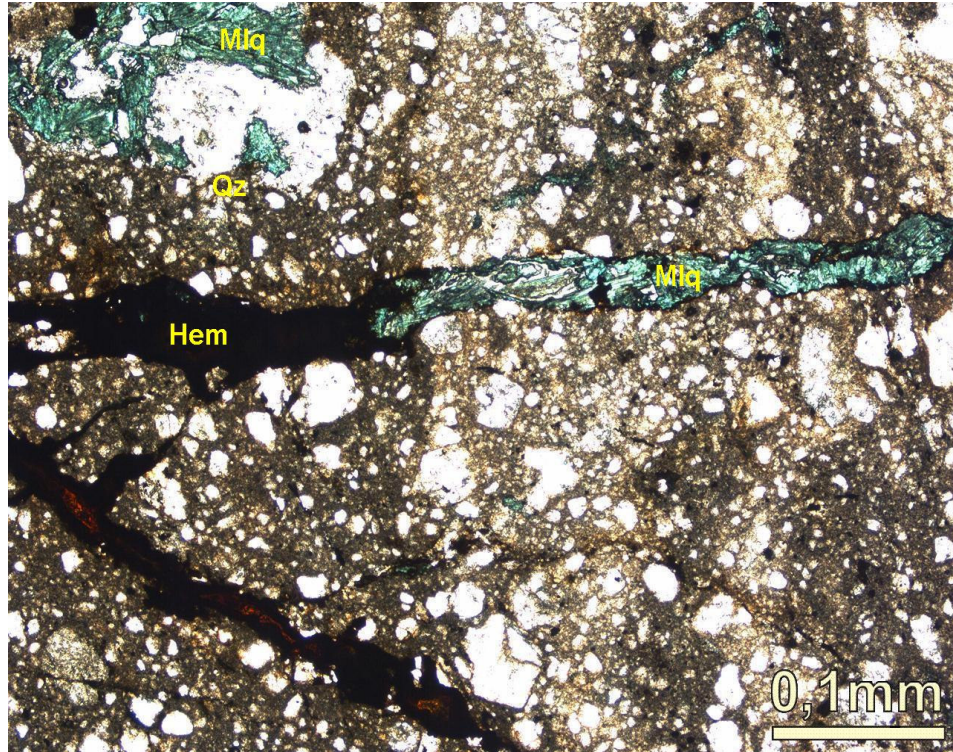


Figura 4.21 – Fotomicrografia do dacito com destaque para os grãos de quartzo (Qz) fraturados em meio a uma matriz fina, cortados por fraturas onde existe malaquita (Mlq) e hematita (Hem) associadas. Aumento 40x – N//.

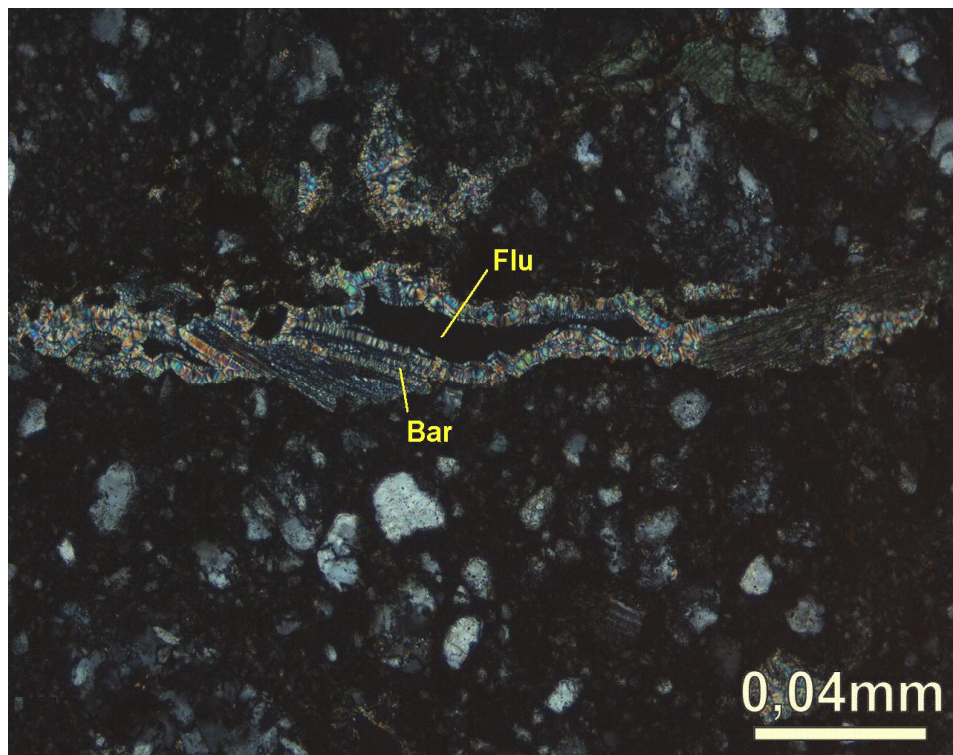


Figura 4.22 – Fotomicrografia de detalhe de uma fratura em outro campo da mesma lâmina da figura anterior onde ocorre barita (Bar) cristalizada radialmente e fluorita (Flu) no centro. Aumento 100x – NX.

Na área de Cococí, próxima à BR-020 (Fazenda Cabeceiras) ocorre uma brecha cuja informação de campo indica tratar-se de rocha vulcânica ácida a intermediária e a análise química indicou um termo entre traqui-andesito, andesito e dacito (MAG-27a), associado à Formação Angico Torto, da Bacia do Cococí (figura 4.23). Perto do local de amostragem existe uma zona de cisalhamento rica em sílica que define uma falha transcorrente com cinemática dextral, balizando o contato entre a zona silicosa e a brecha vulcânica dando à rocha uma microestrutura proto-milonítica.

Macroscopicamente, a brecha tem cor cinza a castanho-avermelhado, mostrando fraturamentos ortogonais preenchidos por material ferruginoso. Ao microscópio destacam-se os feldspatos com 0,1-1,5 mm, orientados segundo uma foliação S-C incipiente e sericitizados. Alguns grãos possuem microestrutura porfírica e foram identificados como plagioclásios (An_{08}). O quartzo ocorre em fraturas pela lâmina. A clorita aparece como mineral secundário, presente nos interstícios dos cristais de feldspato. A hematita ocorre como grãos subédricos e euédricos (0,1-0,3 mm) presentes principalmente nas fraturas. A magnetita apresenta grãos subédricos (0,3-0,5 mm) dispersos na lâmina ou em fraturas, sendo localmente substituída por limonita. A calcopirita possui grãos subédricos, algumas vezes arredondados, ligeiramente riscados ou ainda associados a finas lamelas de bornita. Nas proximidades da zona de falha, esses óxidos e sulfetos ocorrem em veios preenchidos por calcita e sílica. (figuras 4.24 e 4.25).



Figura 4.23 – Brecha de rocha vulcânica da Bacia de Cococí (MAG-27a), onde se vê a microestrutura fina e zona de fragmentação com preenchimento por óxidos (UTM 316878 E / 9293658 N).

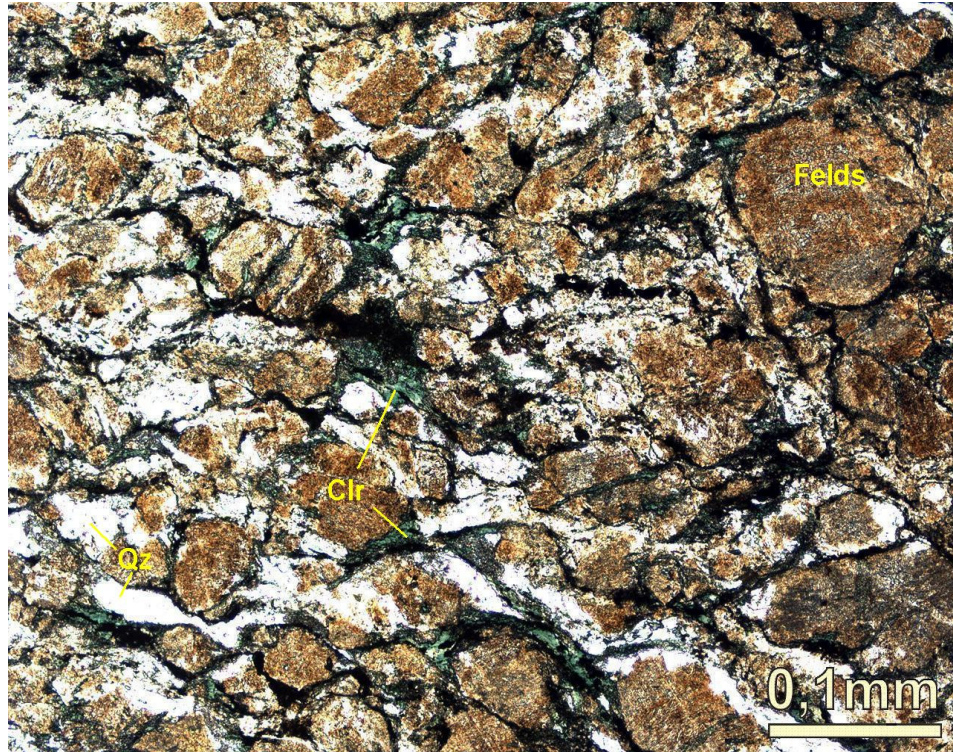


Figura 4.24 – Fotomicrografia do traquiandesito/andesito/dacito com destaque para a protofoliação milonítica marcada por clorita (Clr) em torno de cristais rotacionados de quartzo (Qz) e feldspato (Felds). Aumento 40x – N//.

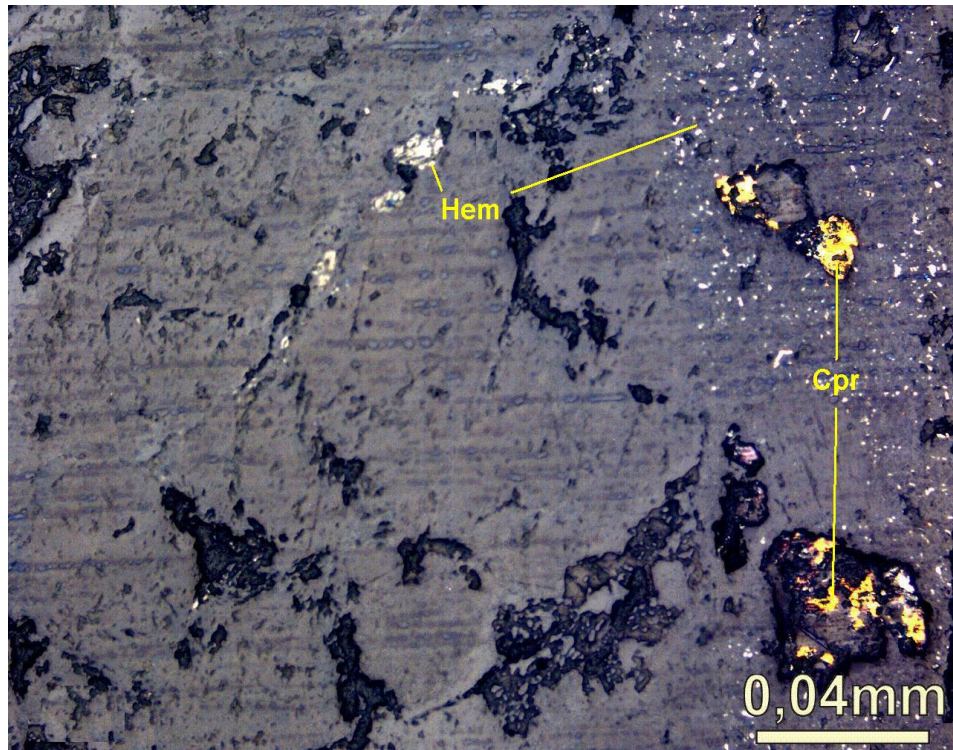


Figura 4.25 – Fotomicrografia em luz refletida de detalhe dos agregados de calcopirita (Cpr) e hematita (Hem) dispersos ou orientados nos interstícios dos grãos de quartzo e feldspato, associados à clorita. Aumento 100x.

Foi visitado outro afloramento de brecha vulcânica na área de Cococi, localizado próximo à BR-020, na Fazenda Canabrava (MAG-23), que apresenta as paragêneses da alteração fílica. A rocha exibe uma matriz afanítica de cor marrom clara a arroxeada com pórfiros de quartzo e feldspato. A composição química é acida, entre riolito e dacito (figura 4.26).

Ao microscópio a matriz é constituída de massa granular de coloração castanha a marrom de difícil identificação, com fragmentos e fenocristais de tamanhos e composição variadas. O quartzo ocorre em cristais anédricos, angulosos e fraturados, variando de 0,1 a 5,0mm. O feldspato alcalino aparece como grãos subédricos e fragmentos, bastante sericitizados e também fraturados, com até 1 cm de diâmetro. O plagioclásio (An_{04}) ocorre como cristais subédricos, de bordas irregulares, alterados, cujos tamanhos alcançam 0,5 mm, em intercrescimento granofírico com quartzo, subordinadamente (figura 4.27).

A calcita preenche cavidades ou fraturas e veios tardios contendo um material pulverulento. A malaquita possui hábito fibroso e cor verde intensa e está presente em fraturas. A hematita ocorre na forma de agregados granulares finos ou como cristais subédricos a anédricos (0,3-0,5 mm), disseminados ou em fraturas e veios. A magnetita é encontrada em cristais subédricos de até 0,3mm, localmente alterada para limonita. Em alguns veios e fraturas ocorre a associação calcita + malaquita + hematita (figura 4.28).

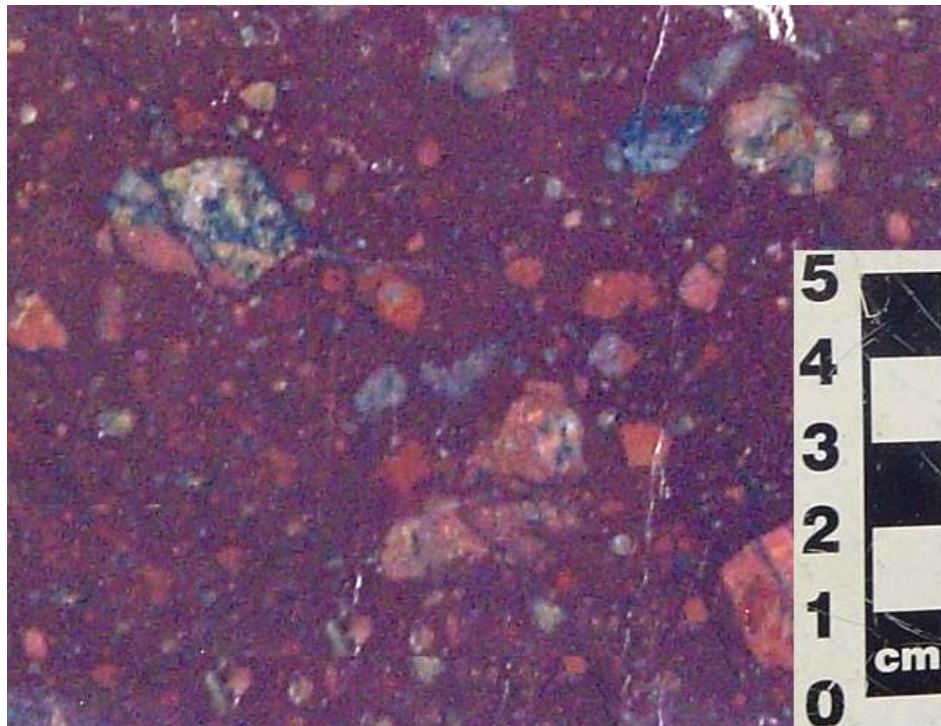


Figura 4.26 – Brecha de rocha vulcânica da área de Cococi (MAG_23) onde se destaca a microestrutura porfírica e fragmentos de composição variada (UTM 308254E/9286302N).

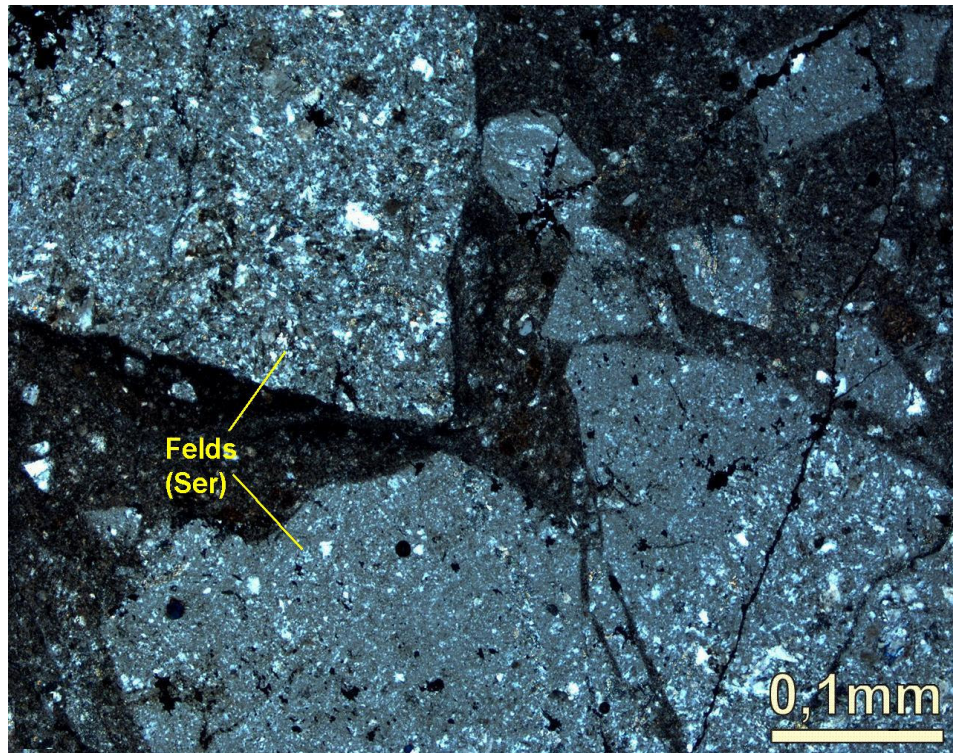


Figura 4.27 – Fotomicrografia de riolito/dacito com destaque para os fenocristais angulosos de feldspato (Felds) que se apresentam fraturados e sericitizados (Ser). Aumento 40x – NX.

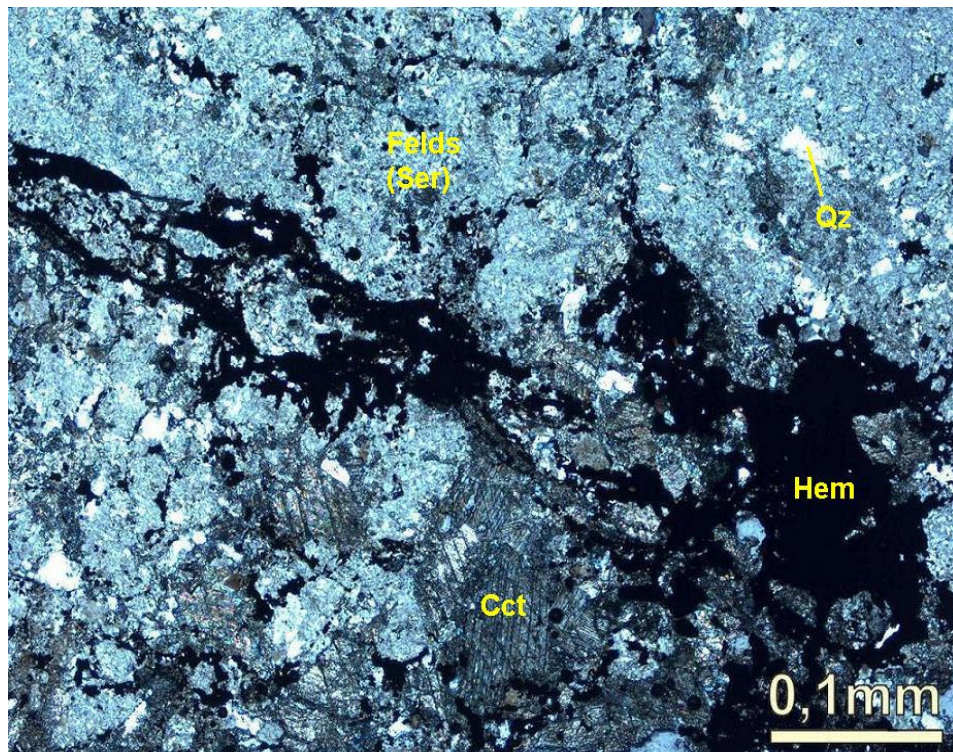


Figura 4.28 – Fotomicrografia em outro campo da lâmina anterior onde se vê feldspato (Felds) sofrendo sericitização (Ser) e ligeira carbonatação (Cct) associada à precipitação de óxidos (Hem) nas fraturas, além de grãos dispersos de quartzo (Qz). Aumento 40x – N//.

4.5. SILICIFICAÇÃO

Segundo Meyer e Hemley (1967) a silicificação envolve um aumento na proporção de quartzo ou sílica opalina em relação aos outros minerais de uma assembléia de alteração hidrotermal. A sílica pode ser adicionada hidrotermalmente no sistema ou pode resultar da alteração e/ou lixiviação de feldspatos alcalinos ou bases deixando a sílica residual como quartzo, comumente associada com a deposição de sulfetos. A silicificação pode ser coeva ou evoluir para outras alterações, tais como alteração argílica-avançada, sericitização cloritização, albitização e carbonatação.

A assembléia de alteração mais incipiente desta associação (MAG-13c) está localizada na calha do Ribeirão Marçal, próximo do povoado de Ribeirão da Areia, município de São Julião (PI), próximo a outro ponto já descrito anteriormente.

A rocha em questão é uma brecha granítica de cor vermelha, com microestrutura grossa, entremeada por intensa rede de fraturas, associadas às ocorrências de óxidos (halos de hematita), sulfetos (grãos de calcopirita com até 0,5 cm disseminados ou no centro de halos de hematita), carbonatos (calcita e malaquita em fraturas) e sílica em veios e *stockworks* (figura 4.29 e 4.30).

A mineralogia é composta basicamente por fenocristais de feldspatos alcalinos (0,5 a 2,0mm) sericitizados, podendo ser reconhecido o microcliníio em alguns pontos. O quartzo aparece como grãos anédricos, subarredondados e inequigranulares com 0,1 a 0,5mm. A sílica presente em alguns dos *stockworks* encontrados é microcristalina, podendo tratar-se de calcedônia precipitada nessa rede de pequenos veios. O plagioclásio, identificado como albita (An₀₆₋₀₈), surge em grãos subédricos a anédricos, equigranulares, com tamanho menor que os feldspatos alcalinos e sericitização incipiente. A calcita e a malaquita ocorrem de forma subordinada, geralmente preenchendo fraturas ou disseminados pela rocha (ocupando pequenas cavidades). A clorita ocorre em uma massa amorfa, preenchendo fraturas e vênulas, certamente originadas a partir da alteração de biotita (figura 4.31 e 4.32).

Localmente, ocorrem lamelas de intercrescimento de clorita e sericita e associação com calcita em alguns veios. A hematita aparece como grãos subédricos e agregados granulares ocorrendo livres ou como oxidação de magnetita que, por sua vez, ocorre em cristais idiomórficos martitizados. A calcopirita ocorre como pequenos grãos de cor amarela latão, claramente associados à silicificação.



Figura 4.29 – Brecha granítica próximo à margem esquerda do Ribeirão Marçal, em São Julião (PI) mostrando um padrão de silicificação em rede, ou “stockwork” que envolve alguns fragmentos de rocha (UTM 309872 E / 9223610 N).



Figura 4.30 – Detalhe da figura anterior mostrando rocha avermelhada, com macroestrutura brechada e início de silicificação. Associados à sílica opalina e a halos de hematita existem grãos de calcopirita (Cpr).

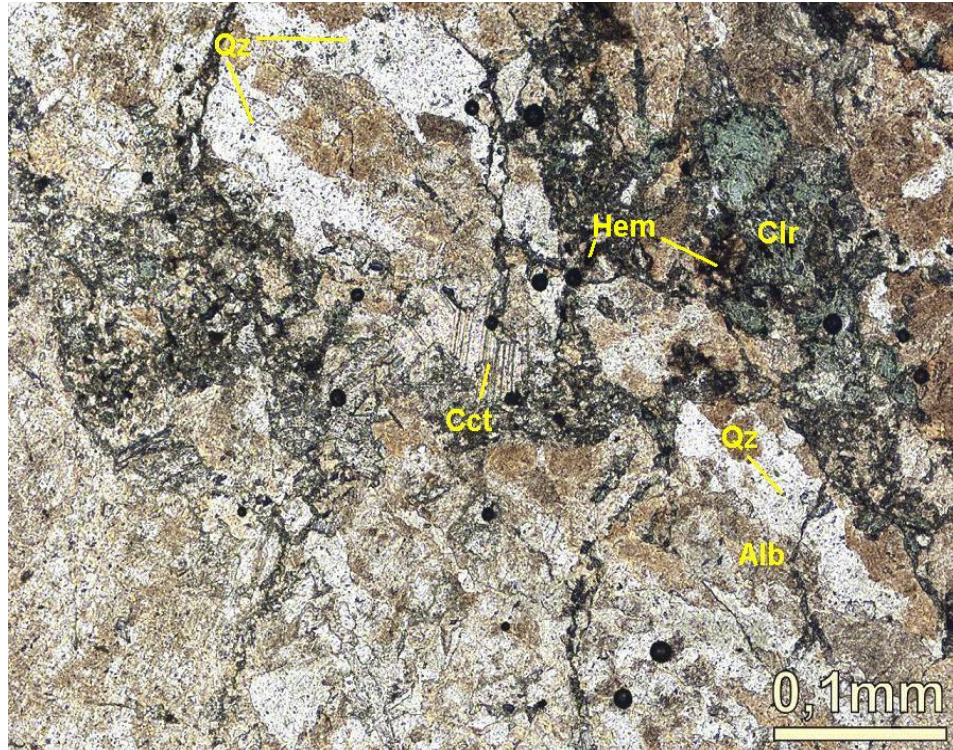


Figura 4.31 – Fotomicrografia do granito onde se vê a paragénese francamente hidrotermal: albita (Alb) e sílica (Qz) neoformadas, entremeadas por veios de calcita (Cct) e clorita (Clr), com grãos de hematita (Hem) subordinados. Aumento 40x – N//.

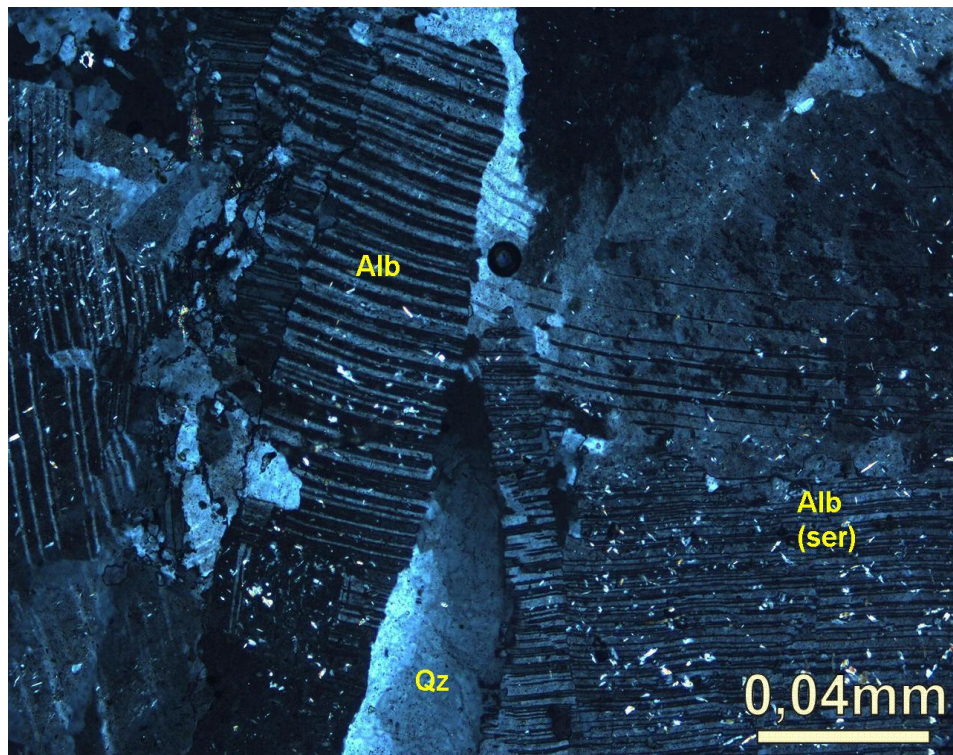


Figura 4.32 – Fotomicrografia de detalhe de outro campo da lâmina anterior onde se vê a albita (Alb) com início de sericitização (Ser) em equilíbrio com quartzo (Qz). Aumento 100x – NX.

O afloramento de brecha que representa o ápice da silicificação dentre as rochas estudadas está localizado na Fazenda Carnaubinha, perto da estrada que liga São Julião a Pio IX (PI). Trata-se de uma brecha silicosa localizada próximo do limite do embasamento com uma das pequenas bacias eo-cambrianas identificadas na área de São Julião (MAG-33).

A rocha exibe cor bege a cinza-púrpura, aspecto brechado ou localmente maciça (somente a sílica pode ser identificar), pontilhada por nódulos preenchidos por material ferruginoso avermelhado e malaquita. Em afloramento, a rocha apresenta densa rede de fraturas preenchidas por sílica microcristalina e cavidades formadas nos interstícios desta rede formando a microestrutura do tipo *vuggy silica*. É possível visualizar uma relação temporal entre as famílias de fraturas, pois algumas se sobrepõem (figura 4.33 e 4.34).

Ao microscópio, a rocha é quase inteiramente formada por grãos de quartzo e sílica amorfa em rede de fraturas. Os feldspatos ocorrem de maneira subordinada como grãos maiores (~ 1,0 mm) extremamente fraturados e alterados, impossibilitando sua identificação. A malaquita, de cor verde intenso, forma agregados fibrosos dispersos pela rocha ou preenche fraturas (0,3 – 0,5 mm). A magnetita ocorre em agregados maiores (0,5-2,0 mm) em que se pode observar nitidamente uma zonação entre este mineral, hematita e ilmenita em direção ao centro dos agregados. A hematita forma agregados granulares finos amplamente dispersos e grãos arredondados subordinados (0,3-0,5 mm). A calcopirita ocorre como cristais subédricos de cor amarela latão (~1,0 mm), com nítida alteração progressiva, inicialmente representada por borda cinza azulada, com ligeira anisotropia (covelita?) seguida de uma borda mais externa composta de material cinza acastanhado, isótropo (digenita?), que necessitariam de uma análise de microsonda para melhor definição (figura 4.35 e 4.36).

As características dos minerais sulfetados aqui estudados são comparáveis tanto às de alguns depósitos de enriquecimento supergênico, como também às dos depósitos do tipo IOCG. Nestes depósitos as fases ricas em cobre ocorrem em níveis mais rasos, incluindo numa primeira fase a calcopirita e/ou bornita e posteriormente minerais de mais alta sulfetação tais como digenita, covelita e calcocita formando comumente uma zonação (Hitzman, 2000).

A formação da sílica nesta brecha provavelmente teve como contribuição a lixiviação de feldspatos, preservados como cristais idiomórficos alterados e afetados pela intensa brechação hidrotermal. A presença desses relictos indica que a rocha matriz provavelmente era um granito e a precipitação de minerais de alteração em cavidades e fraturas indica que a alteração ocorreu em duas etapas: uma intensa silicificação inicial; e uma etapa posterior, com intensa venulação de sílica e deposição de sulfetos, óxidos e malaquita.



Figura 4.33 – Afloramento de brecha silicosa na Fazenda Carnaubinha, entre Pio IX e São Juliã (PI). A alteração desenvolveu uma rede de fraturas pela rocha, algumas mais novas, se sobrepondo a outras (UTM 310224 E / 9240194 N).



Figura 4.34 – Detalhe da figura anterior, onde se observa intensa silicificação e precipitação de óxidos e malaquita além de pequenas cavidades na rocha (vuggy silica).

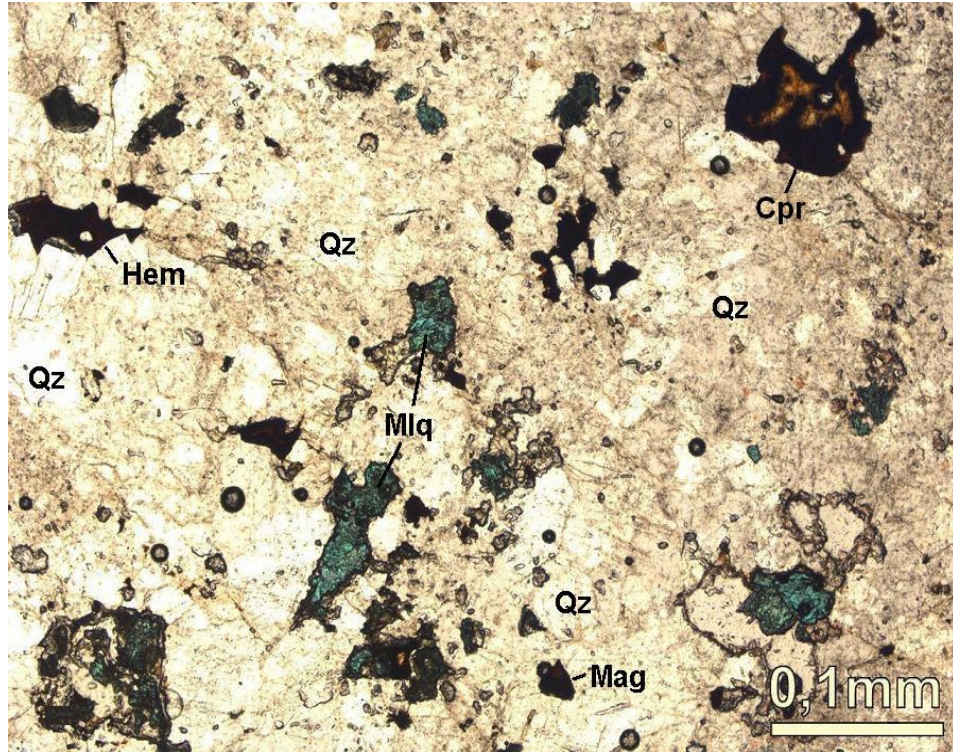


Figura 4.35 – Fotomicrografia da brecha silicosa onde se observa a composição, quase inteiramente feita de quartzo, além de cavidades preenchidas por malaquita (Mlq), hematita (Hem), magnetita (Mag) e calcopirita (Cpr). Aumento 40x – N//.

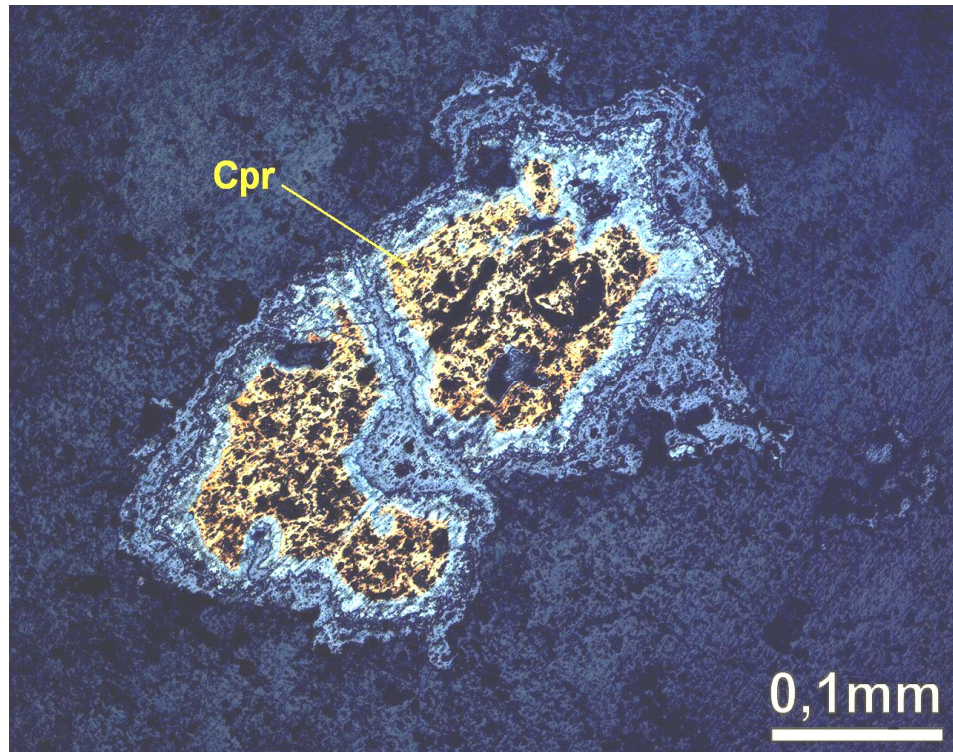


Figura 4.36 – Fotomicrografia de detalhe em luz refletida da lâmina anterior com destaque para um grão de calcopirita (Cpr) no qual se observa alteração progressiva para covelita (?), em borda cinza-azulada e digenita (?) na borda mais externa de cor cinza. Aumento 40x.

4.6. HEMATITIZAÇÃO

As paragêneses encontradas nas rochas desta associação indicam uma fase de predominância do metassomatismo de ferro (geração de hematita hidrotermal) associado a uma cataclase pronunciada. Esta alteração é representada, em estágios iniciais, por vênulas de óxidos de ferro recortando brechas que podem ainda apresentar outras alterações tais como propilitização e sulfetação, até brechas compostas basicamente por fragmentos silicificados de rocha e cimentados por hematita fina. Em algumas brechas, esta é a alteração hidrotermal mais intensa verificada localmente (figura 4.37 e 4.38).

Na área de São Julião, próximo ao povoado Mandacaru (PI), às margens da BR-230, foi visitada uma trincheira aberta pela CPRM durante o projeto Mandacaru na década de 1980 (MAG-30). Tal trincheira está situada no limite entre as rochas metassedimentares do Grupo Orós, as rochas da bacia de São Julião e as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. A rocha apresenta cor cinza até marrom claro e é recortada por várias famílias de veios e fraturas, preenchidos por hematita muito fina e por malaquita (figura 4.39).

Ao microscópio, a rocha é constituída quase totalmente por quartzo em grãos anédricos (< 0,2 mm), com seleção média, imersos numa matriz afanítica, aparentemente composta por argilominerais. O quartzo ocorre como grãos de bordas irregulares ou em veios. A malaquita forma agregados de cristais fibrosos de cor verde intenso, localizada nas fraturas. A hematita ocorre como agregados granulares finos presentes nas fraturas ou como cristais arredondados amplamente distribuídos pela lâmina (0,1-0,3mm). A magnetita manifesta-se de forma martitizada e ocorre subordinadamente (figura 4.40).



Figura 4.37 – Brecha granítica da área de São Julião (MAG-17) submetida ao metassomatismo de ferro ou hematitização, responsável pela formação de brechas hematíticas (UTM 311157 E / 9225432 N). Evidências mineralógicas e microestruturais indicam esse como estágio de alteração hidrotermal mais avançado das áreas de estudo.

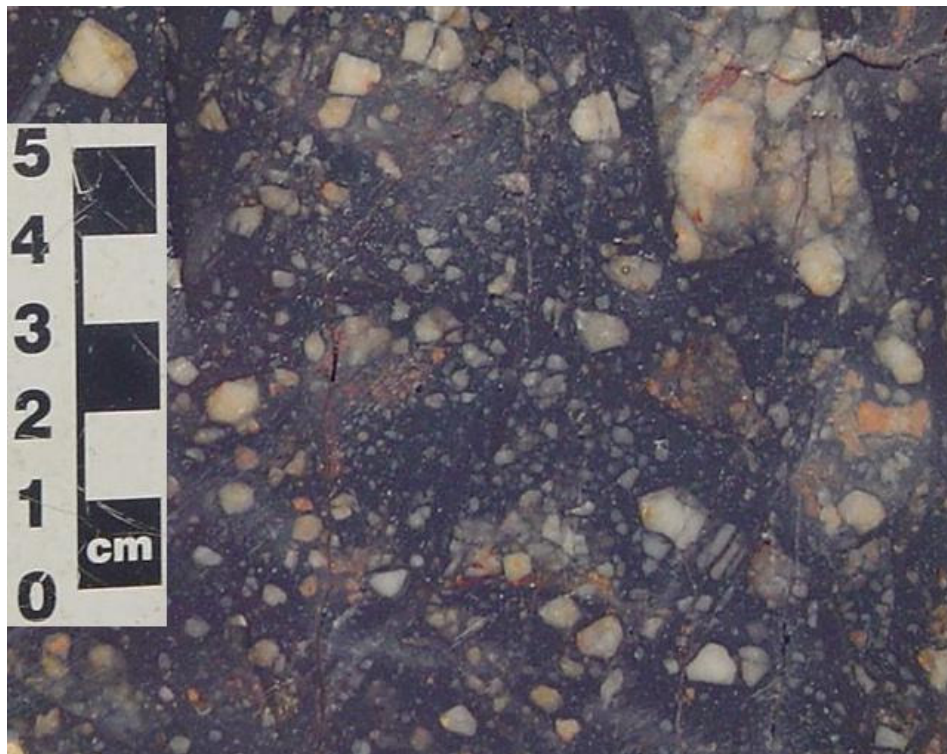


Figura 4.38 – Detalhe de brecha hematítica típica encontrada na área de São Julião (PI), onde se vê fragmentos silicificados cimentados por hematita fina e indícios da existência de uma fácies hidrotermal anterior (fragmento de brecha retrabalhada, no canto superior direito da foto).



Figura 4.39 – Afloramento de brecha hematítica em trincheira às margens da BR-230, próximo a Mandacarú (PI), provavelmente pertencente ao contexto dos metassedimentos do Grupo Orós (UTM 296469 E / 9211890 N). Planos preferenciais para concentração de malaquita orientados segundo N20W.

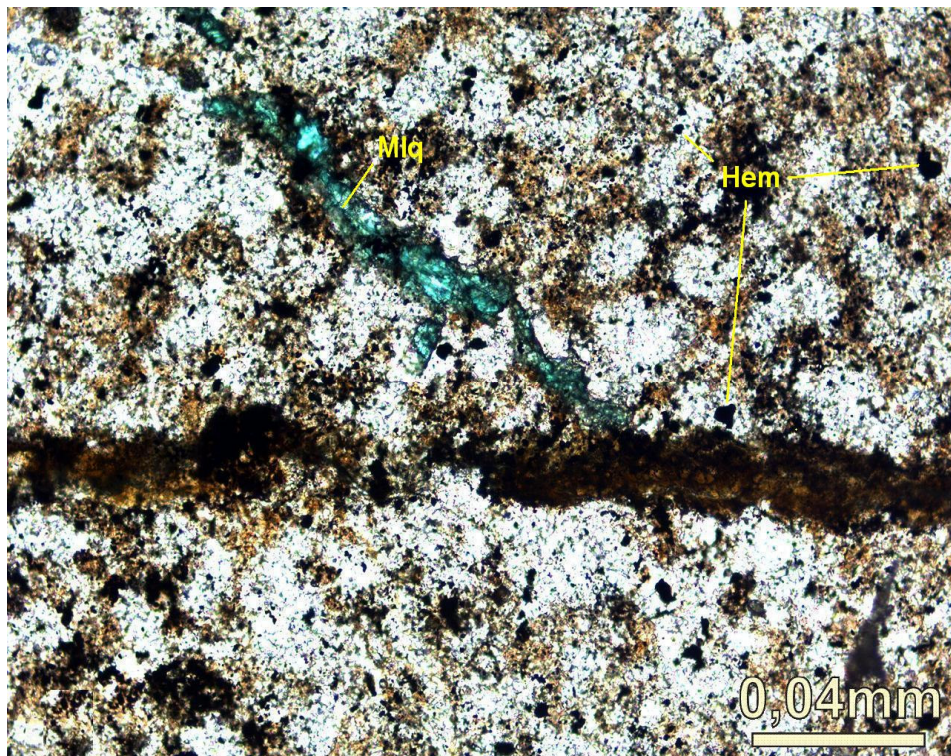


Figura 4.40 – Fotomicrografia da brecha, essencialmente composta por grãos de quartzo, onde se vê fraturas preenchidas por hematita fina pulverulenta e por malaquita, além de agregados granulares de hematita dispersos na rocha. Aumento 100x – N//.

4.7. ASSOCIAÇÕES HIDROTERMAIS EM FRATURAS

As associações minerais verificadas nas fraturas em todas as brechas descritas neste estudo refletem de maneira complementar o tipo de alteração a que a rocha foi submetida. De maneira geral, indicam um aumento no estado de oxidação das alterações, já que a magnetita existente nas diversas associações manifesta-se quase sempre martitizada, evoluindo para hematita precipitada diretamente em veios, combinada geralmente com carbonatos.

Na associação epidoto-clorita-carbonato os veios e fraturas são dominados por epidoto, que são cortados por veios de clorita e/ou hematita. Toda a seqüência é cortada por fraturas posteriores preenchidas por calcita e malaquita.

Na associação quartzo-albita-carbonato os veios são dominados ora por malaquita e hematita, ora por calcita e malaquita, recortando toda a rocha. Nem sempre é possível estabelecer a relação temporal entre os veios nas diversas brechas. Entretanto, os veios dominados por calcita parecem ser localmente posteriores.

Na associação sericita-clorita-quartzo as combinações entre minerais de alteração em veios e fraturas é diversificada. Em algumas brechas ocorrem veios preenchidos por quartzo, calcita e/ou hematita muito fina cortados por veios posteriores preenchidos por calcita e malaquita. Em outras brechas ocorrem veios preenchidos por goetita, barita associada a fluorita e hematita associada a malaquita. A ordem de deposição destes minerais em tais fraturas é difícil de ser reconhecida, já que não há interceptação em nenhuma delas. Há ainda a combinação de hematita pulverulenta ou material ferruginoso fino, hematita e clorita em veios cortados por fraturas posteriores, preenchidas por calcita, sílica e calcopirita subordinada.

Na silicificação, ocorre densa venulação composta por sílica opalina ou stockworks, em que algumas famílias de fraturas estão sobrepostas a outras, mostrando relação temporal entre si. Em algumas brechas são vistas associações entre malaquita, hematita, magnetita e calcopirita em veios. *Stockworks* podem estar associados à precipitação de calcopirita. Pode ainda ocorrer veios de calcita e malaquita ou clorita e calcita, sobrepostos a todos os demais.

Na hematitização, o metassomatismo de ferro pode manifestar-se proficuamente pela rocha ou limitar-se à rede de fraturas. A associação mais comum em fraturas é malaquita, hematita e material ferruginoso fino em veios, cuja ocorrência parece ser localmente contemporânea.

Em seguida é apresentado um esquema que mostra as relações observadas entre as diversas famílias de fraturas e suas composições minerais (figura 4.41).

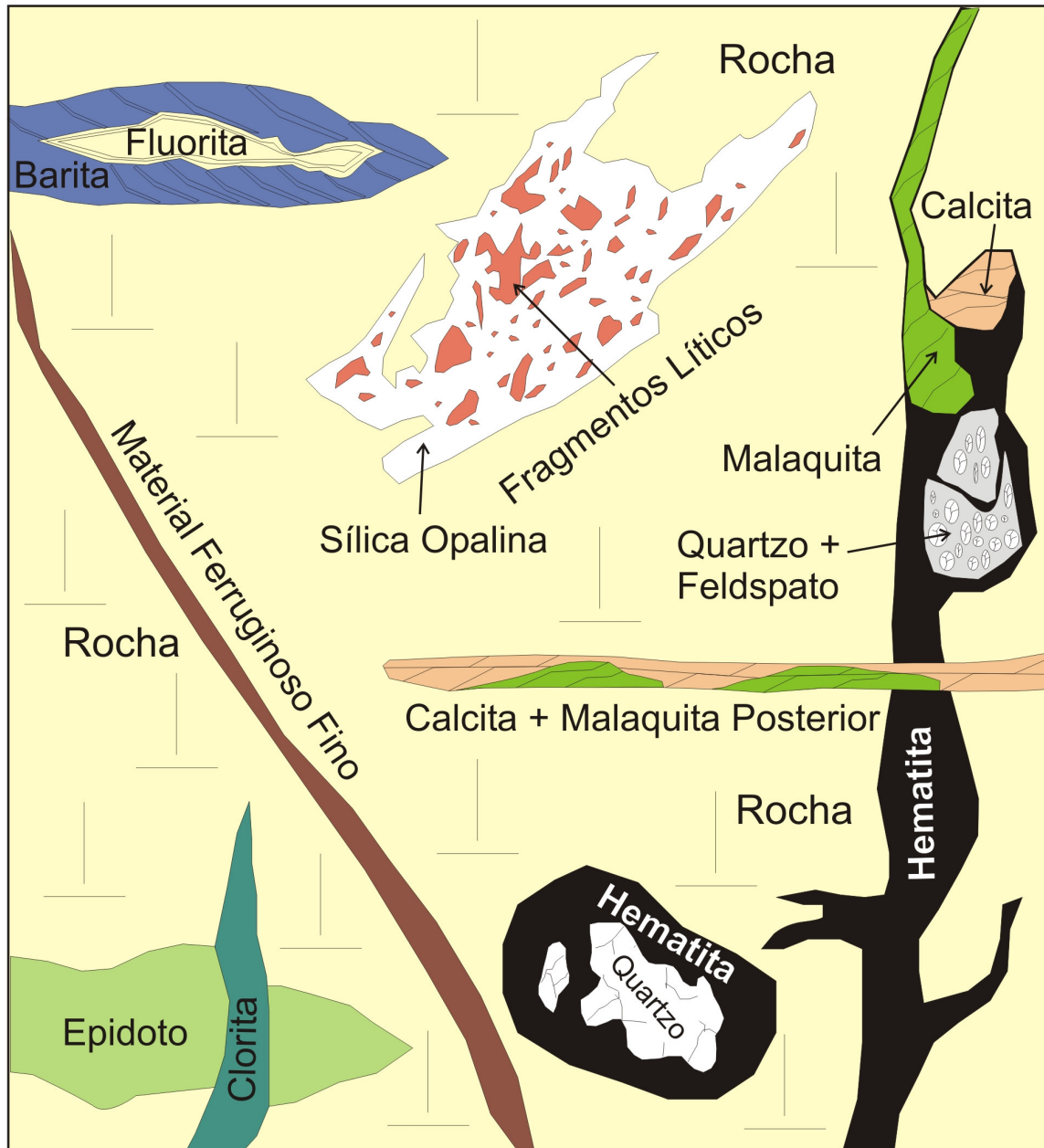


Figura 4.41 – Representação esquemática da relação temporal e composição dos diversos tipos de fraturas observados nas brechas tectono-hidrotermais. A associação epidoto-clorita-carbonato (granitos do Ribeirão Marçal e da localidade de Surubim, na área de São Julião) possui veios de epidoto cortados por clorita/hematita e por calcita/malaquita. A associação quartzo-albita-carbonato (granitos nas imediações de Pio IX, na área de São Julião e granitos próximos da BR-020, na área de Cococi) possui veios de malaquita/hematita ou malaquita/calcita. A associação sericita-clorita-quartzo (Granito Mandacaru, na área de São Julião e rochas vulcânicas da Cachoeira do Calixto, Fazenda Canabrava e Fazenda Cabeceiras, na área de Cococi) possui veios de quartzo/calcita/hematita fina cortados por veios de malaquita/calcita e também veios com material ferruginoso fino/hematita/clorita cortados por veios de calcita/sílica/calcopirita subordinada. A silicificação (granitos da calha do Ribeirão Marçal e brechas da Fazenda Carnaubinha, na área de São Julião) possui densa venulação ou “stockworks” de sílica e veios posteriores de calcita/malaquita ou calcita/clorita. A hematitização (proximidades de Mandacaru, na área de São Julião) possui veios de malaquita/hematita/material ferruginoso fino. O fundo em amarelo representa as rochas onde estas fraturas se inserem.

Para tentar confirmar a presença de outros minerais em veios preenchidos por calcita e quartzo (maior distribuição e maior volume de material precipitado) foram feitas duas análises de raios-x em amostras representativas das áreas de Cococi (MAG-24A) e São Julião (MAG-14E). As amostras foram moídas em grau de porcelana para confecção de lâmina vazada.

As análises foram realizadas pela Prof. Dra. Edi Mendes Guimarães, do Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. O equipamento utilizado foi um difratômetro de raios-X, marca RIGAKU GEIGERFLEX, modelo D/MAX - 2AC, operando com tubo de cobre, sob 35 kV e 15 mA, sendo a velocidade de varredura de 2°/min, com passos de 0.05°. O intervalo de análise foi de 2° a 70° 2θ.

A identificação dos minerais constituintes da amostra contou com o auxílio do programa JADE 3.0, em plataforma WINDOWS, com banco de dados *Powder Diffraction File*, para computadores de uso pessoal (PC-PDF) produzido pelo *International Center for Diffraction Data (ICDD)*.

Os resultados não revelaram outros minerais a não ser os já identificados pela petrografia, ou seja, calcita (predominante) e quartzo em ambas as amostras, além de calcopirita na amostra MAG-24A, com predominância de quartzo (figura 4.42 e figura 4.43).

Esse resultado corrobora na discussão sobre uma maior presença de sulfetos associados à silicificação. É possível que outros minerais existam em pequenas quantidades nestes veios e fraturas. Entretanto seu volume não é suficiente para criar planos de reflexão que possam ser detectáveis pela difratometria de raios-x.

A seguir é apresentada em forma de diagrama a relação entre os padrões de alteração e as assembléias minerais das brechas estudadas (tabela 4.1).

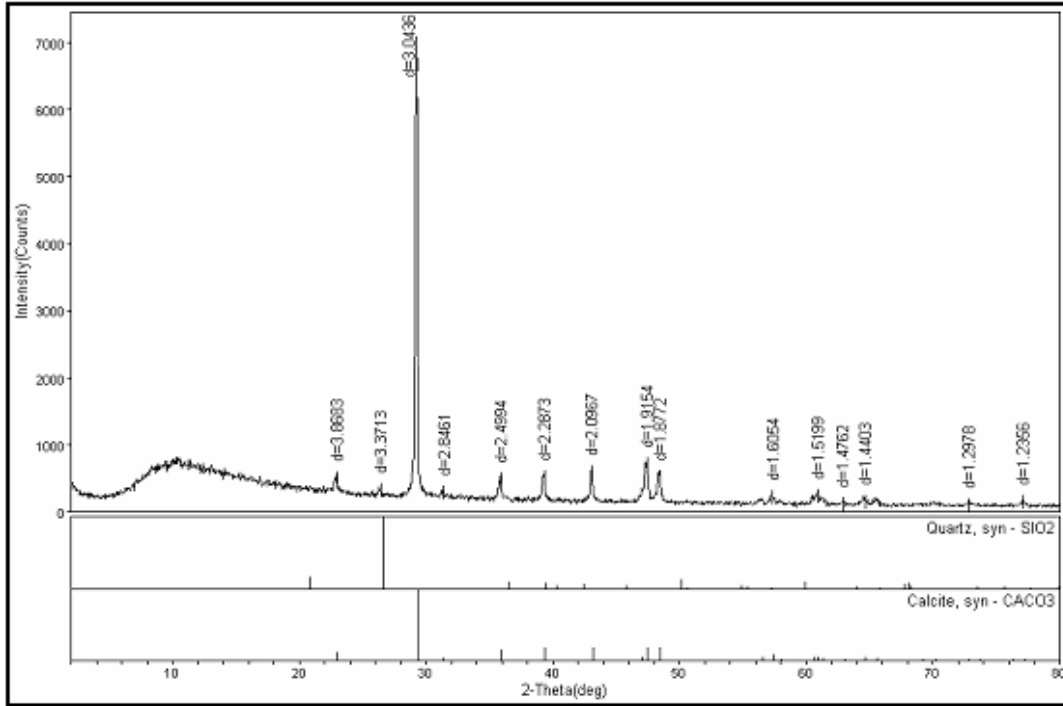


Figura 4.42 – Resultado da difratometria de raios-x de um veio da amostra MAG-14E, da área de São Julião.

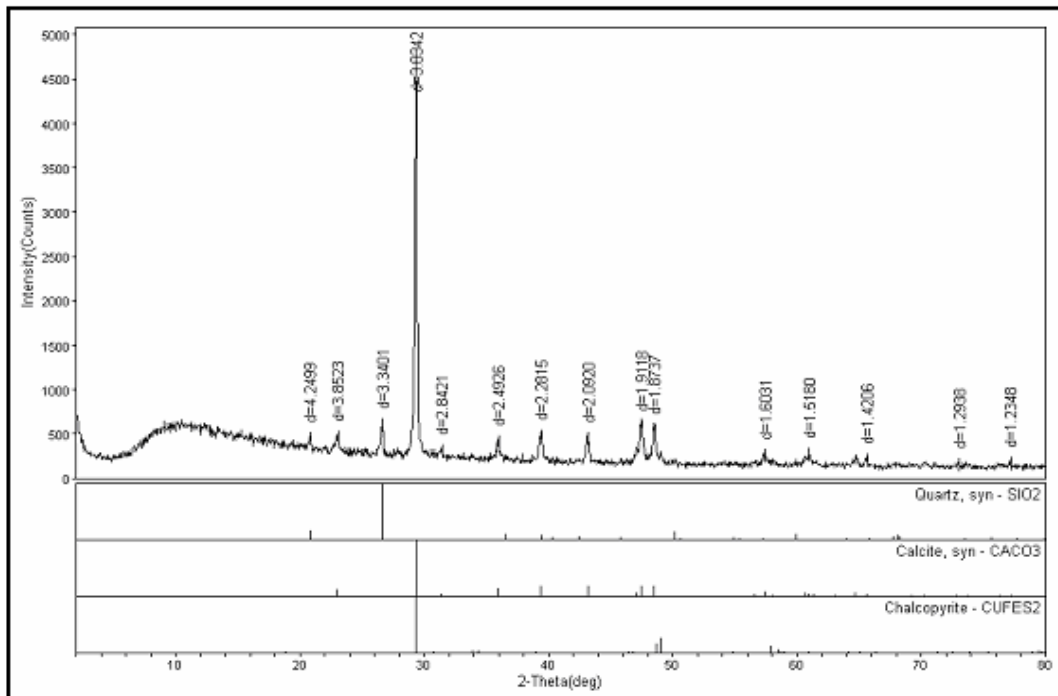


Figura 4.43 – Resultado da difratometria de raios-x de um veio da amostra MAG-24A, da área de Cococi.

Associações Hidrotermais	Litologia / Local (Área de Estudo)	Minerais de Alteração
Hematitização	Imediações de Mandacaru (São Julião)	Sil
Silicificação	Granitos do Ribeirão Marçal e da Fazenda Carnaubinha, (São Julião)	Sil, Alb, Clr, Ser, Mic, Epd, Cct, Bar, Flu, Hem, Mag, Mlq, Cpr, Cco
Sericita-quartzo-clorita (Alteração Fílica)	Granito Mandacaru (São Julião) Rochas vulcânicas da Cachoeira do Calixto, Fazenda Canabrava e Fazenda Cabeceiras (Cococi)	Sil, Alb, Clr, Ser, Mic, Epd, Cct, Bar, Flu, Hem, Mag, Mlq, Cpr, Cco
Quartzo-albita-carbonato	Granitos nas imediações de Pio IX (São Julião) Granitos próximos da BR-020 (Cococi)	Sil, Alb, Clr, Ser, Mic, Epd, Cct, Bar, Flu, Hem, Mag, Mlq, Cpr, Cco
Epidoto-clorita-carbonato (Alteração Propilítica)	Granitos do Ribeirão Marçal e das imediações de Surubim (São Julião)	Sil, Alb, Clr, Ser, Mic, Epd, Cct, Bar, Flu, Hem, Mag, Mlq, Cpr, Cco
MINERAIS		
		Sil Alb Clr Ser Mic Epd Cct Bar Flu Hem Mag Mlq Cpr Cco

Tabela 4.1 - Padrões de alteração e assembleias minerais das brechas tectono-hidrotermais. As linhas sólidas representam os componentes mais comuns ou transformações profusas e os pontilhados representam as ocorrências restritas ou transformações incipientes. Sil=sílica, Alb=albita, Clr=clorita, Ser=sericita, Mic=mica branca, Epd=epidoto, Cct=calcita, Bar=barita, Flu=fluorita, Hem=hematita, Mlq=malaquita, Cpr=calcopirita, Cco=calcocita.

CAPÍTULO 5

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E DE ELEMENTOS TRAÇOS DAS BRECHAS TECTONO-HIDROTERMAIS

5.1. INTRODUÇÃO

A distribuição e o comportamento dos elementos químicos contribuem para a compreensão dos fenômenos de diagênese, transporte, deposição, metamorfismo e alteração hidrotermal atuantes em processos de formação de depósitos minerais.

De maneira análoga, os estudos de isótopos estáveis se tornaram parte integrante dos estudos de depósitos minerais. A determinação de isótopos de hidrogênio, carbono, oxigênio e enxofre, juntamente com dados de inclusões fluidas fornecem informações significativas sobre as diversas origens dos fluidos mineralizadores (pressão, temperatura, salinidade, pH, Eh). O fracionamento dos isótopos de carbono é controlado por processos cinemáticos e de equilíbrio que, por sua vez, dependem da temperatura. Quando a reação envolve oxigênio e carbono, o efeito cinemático irá influenciar ambos e uma correlação é esperada. Este conceito pode ser aplicado a outros sistemas (Rollinson, 1993).

Tais estudos têm mostrado que a deposição de metais ocorre mais comumente em níveis crustais rasos (<20 km), por processos de reciclagem de fluidos magmáticos, metamórficos, meteóricos ou mesmo por influência da água do mar ou fluidos conatos (Taylor, 1974 *In*: Hoefs, 1997).

Aqui serão abordadas as anomalias geoquímicas identificadas nas brechas e sua associação com as ocorrências de cobre, assim como os estudos de composição isotópica de carbono e oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) a partir de carbonatos existentes em veios, fraturas e na matriz de diversas rochas da região estudada. Estes estudos buscam uma melhor compreensão dos fluidos mineralizadores e sua interação com as brechas tectono-hidrotermais a partir da análise de sua composição química e isotópica.

5.2. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAÇOS

Os resultados das análises químicas para elementos traços (< 0,1%) em brechas das áreas estudadas demonstram que a maioria destes elementos possui valores semelhantes àqueles propostos por Taylor (1965, *In*: Parente, 1984) para a média composicional de rochas graníticas comuns, com exceção do Zr (~200 ppm), ligeiramente acima da média. Os valores de Sr (~145 ppm) correspondem à metade do valor de referência e o U (~2,5 ppm) encontra-se muito abaixo. Entretanto as brechas mostraram enriquecimento em Cu (variando de 3 ppm até 2%) e Ba (327 até 3245 ppm) em algumas amostras (tabela 5.1). Nas amostras com maior teor de SiO₂ ocorre anomalia de W, como em MAG-23 (461 ppm) e MAG-33 (361 ppm).

Concentrações anômalas desses elementos são citadas em trabalhos de pesquisa mineral executados por órgãos governamentais (CONDEPI, CPRM) e por empresas privadas (WMC, CVRD) nesta região. Tais ocorrências coincidem, em mapa, com o traço de falhas normais que balizam as bacias eo-cambrianas de Cococi e de São Julião (figura 5.1).

As ocorrências de Cu e Ba podem estar ligadas a fluidos complexantes ricos em tais elementos, que circulam por estas bacias e que encontram nas falhas normais as “barreiras” físicas e/ou químicas necessárias para a precipitação de minerais cupríferos e/ou barita. Esta é uma evidência que corrobora para o modelo de Maas (2003) e Maas *et al.* (2003) que atribui a mineralização de cobre à ascensão de fluidos tardios exsolvidos de fontes magmáticas (granitos como fonte de fluidos e/ou calor para o sistema hidrotermal) e o influxo descendente de fluidos meteóricos oxidados lixiviados da pilha sedimentar (*Red Beds*).

Os diagramas de variação de elementos maiores e traços do tipo Harker são pouco conclusivos devido à dispersão dos valores de Cu em relação a outros elementos maiores e traços presentes nas amostras. O comportamento de alguns elementos não é compatível com o padrão verificado nas análises petrográficas e no levantamento de campo. Um exemplo é a distribuição do bário, que apresenta correlação negativa entre Cu e Ba para as brechas da área de São Julião (mais ricas em Ba) e as brechas de Cococi (mais ricas em Cu). Outro elemento que não se comporta de forma esperada é a sílica, cujo diagrama também demonstra ligeiro alinhamento negativo entre Cu e SiO₂. Elementos representativos de depósitos do tipo IOCG, tais como tungstênio e urânio também se mostraram muito dispersos. O destaque fica para a distribuição do ferro, cujo diagrama Fe₂O₃ *versus* Cu informa uma correlação positiva para as brechas mais ricas em cobre, e o ouro, que apesar das baixas concentrações, apresenta clara correlação negativa entre Cu e Au para as amostras analisadas (figura 5.2).

Tabela 5.1 – Resultados das análises químicas de rocha total das brechas, comparadas ao padrão de Taylor (1965, In: Parente, 1984).

Amostra Elemento		MAG-06b	MAG-21a	MAG-22a	MAG-23	MAG-27a	MAG-30	MAG-33
Litologia	Taylor, 1965	Granito Brechado	Granito Brechado	Dacito Brechado	Riodacito Brechado	Brecha Rx.Vulcânica Milonito	Brecha Metassilitito	Brecha Silicosa
Local		Granito Mandacaru	BR-020 Faz. Canabrava	Cachoeira do Calixto	BR-020 Faz. Canabrava	Faz. Cabeceiras	Mandacaru	Faz. Carnaubinha
Área		São Julião	Cococi	Cococi	Cococi	Cococi	São Julião	São Julião
SiO ₂ (%)	—	70,23	76,96	68,39	83,22	63,93	65,83	89,24
Al ₂ O ₃ (%)	—	14,44	11,66	9,84	6,97	16,18	15,93	3,36
Fe ₂ O ₃ (%)	—	1,78	0,39	8,29	1,13	3,72	4,69	2,4
MgO (%)	—	0,81	0,07	2,59	0,13	1,32	0,86	0,14
CaO (%)	—	0,76	0,3	0,4	0,71	2,82	0,31	0,06
Na ₂ O (%)	—	3,77	5,56	2,03	3,41	6,16	1,27	0,8
K ₂ O (%)	—	5,12	1,6	1,25	0,51	1,86	5,04	1,2
TiO ₂ (%)	—	0,31	0,2	0,65	0,27	0,59	1,14	0,11
P ₂ O ₅ %	—	0,12	0,08	0,28	0,08	0,3	0,25	0,1
MnO (%)	—	0,05	0,02	0,11	0,02	0,05	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃ (%)	—	0,003	0,001	0,018	0,003	0,001	0,013	0,001
Ni (ppm)	—	20	8	36	10	5	26	10
Sc (ppm)	—	4	3	8	4	5	16	2
LOI (%)	—	2	1,5	3,8	1,7	2,9	3,1	1,7
TOTC(%)	—	0,15	0,11	0,14	0,14	0,43	0,09	0,04
TOTS(%)	—	0,01	0,02	0,01	0,21	0,02	0,01	0,06
SUM (%)	—	99,4	98,34	97,65	98,16	99,83	98,46	99,13
Mo(ppm)	2	0,2	0,2	11	0,2	0,1	3,1	0,1
Cu (ppm)	20	447,4	13620	20150	12390	180,8	13120	8613
Pb (ppm)	—	2,5	3	12,2	1,4	69,4	4,6	0,3
Zn (ppm)	—	45	4	69	8	27	16	7
Ni (ppm)	—	13,1	2,1	34,9	6,7	2,4	13,7	3,3
As (ppm)	—	< 0,5	0,6	4,6	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cd (ppm)	—	0,1	< 0,1	0,4	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Sb (ppm)	—	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1
Bi (ppm)	—	0,6	0,1	34,9	0,9	0,6	0,6	1
Ag (ppm)	—	0,9	< 0,1	48,6	1,7	< 0,1	3,6	0,6
Au (ppb)	—	28,8	11,6	7,8	12,5	1,1	12,2	< 0,5
Hg (ppm)	—	0,02	0,04	0,01	0,06	0,02	0,01	0,06
Ti (ppm)	—	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1
Se (ppm)	—	< 0,5	< 0,5	2	0,6	< 0,5	< 0,5	4,1
Ba (ppm)	550	1046,3	622,6	347	3244,2	1813,8	494	624,6
Be (ppm)	3	2	2	2	1	2	3	< 1
Co (ppm)	—	20,3	30,7	38,2	56,5	22,7	26	54,5
Cs (ppm)	—	2	0,3	0,3	0,7	0,3	6,4	0,2
Ga(ppm)	18	17,4	11	16,5	6	18	19,6	2,3
Hf (ppm)	—	4,6	4,5	6,9	2,4	3,9	7,5	1
Nb (ppm)	20	11,1	10,9	10,7	5,9	6,5	17,3	1,5
Rb(ppm)	120	162,7	31,7	38,6	16,9	42,8	204,2	25,3
Sn(ppm)	3	1	2	4	1	<1	3	<1
Sr (ppm)	350	251	111,9	77,7	80,3	474,5	46,1	39,5
Ta (ppm)	—	1,2	1,1	0,9	0,7	0,4	1,4	0,2
Th (ppm)	—	9,3	11,8	15,1	4,8	2,2	15,5	1,2
U (ppm)	—	2,4	1,5	3,5	2	0,5	4,2	0,5
V (ppm)	—	21	6	68	19	30	116	8
W (ppm)	—	174,4	258,5	94	460,8	180	128,7	362,7
Zr (ppm)	160	146	123,9	236,4	71,3	133,4	252	36,4
Y (ppm)	35	15,3	20,6	21,1	11,4	9,4	43	4,8
La (ppm)	—	39,2	34,8	32,1	6,5	34,8	45,9	8
Ce (ppm)	—	69,9	73,1	62,1	14	63,6	96	16
Pr (ppm)	—	7,8	8,12	7,18	1,76	7,82	11,45	1,91
Nd (ppm)	—	28	27,2	25,6	8,5	27	42,8	6,5
Sm(ppm)	—	4,4	5	4,7	2,3	4,2	8,8	1,1
Eu (ppm)	—	0,86	0,68	0,74	0,67	1,38	1,73	0,29
Gd(ppm)	—	3,03	4,25	4,04	1,85	2,77	7,51	0,73
Tb (ppm)	—	0,46	0,74	0,64	0,31	0,4	1,24	0,12
Dy (ppm)	—	2,5	3,81	3,64	1,89	2,01	7,86	0,68
Ho (ppm)	—	0,47	0,74	0,71	0,36	0,32	1,47	0,11
Er (ppm)	—	1,33	2,2	1,98	1,03	0,85	4,25	0,39
Tm(ppm)	—	0,2	0,31	0,31	0,15	0,12	0,61	<0,05
Yb (ppm)	—	1,17	2,19	1,94	1,05	0,77	4,11	0,38
Lu (ppm)	—	0,22	0,3	0,28	0,16	0,11	0,6	0,05

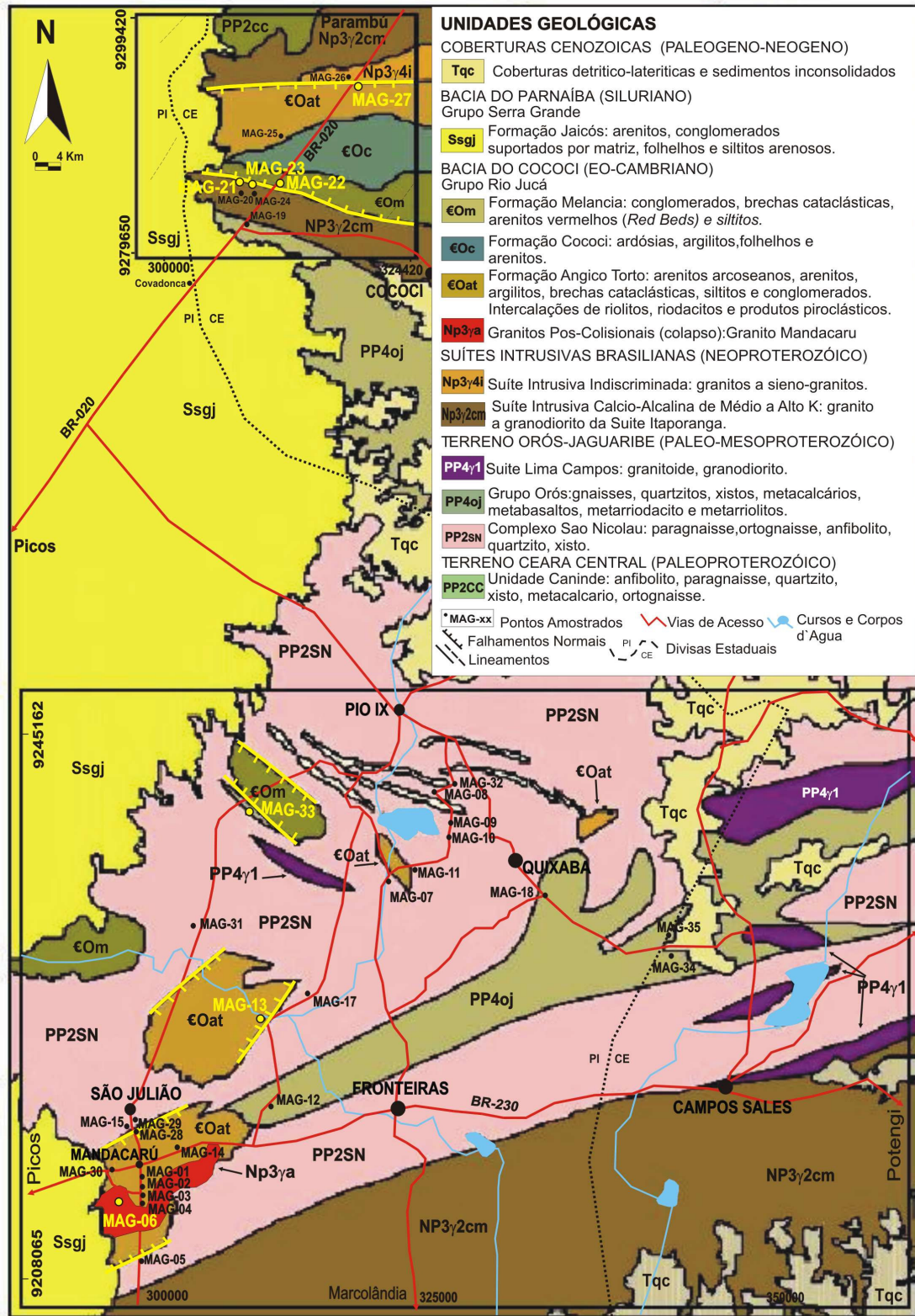


Figura 5.1 – Representação em mapa das anomalias geoquímicas significativas de cobre e bário ao longo do traço das falhas normais que delimitam as bacias eo-cambrianas das áreas de estudo (modificado de Bizzi et al., 2003). MAG-06 (Granito Mandacaru), MAG-13 (Ribeirão Marçal), MAG-33 (Fazenda Carnaubinha), MAG-21 e MAG-23 (Fazenda Canabrava), MAG-22 (Cachoeira do Calixto) e MAG-27 (Fazenda Cabeceiras).

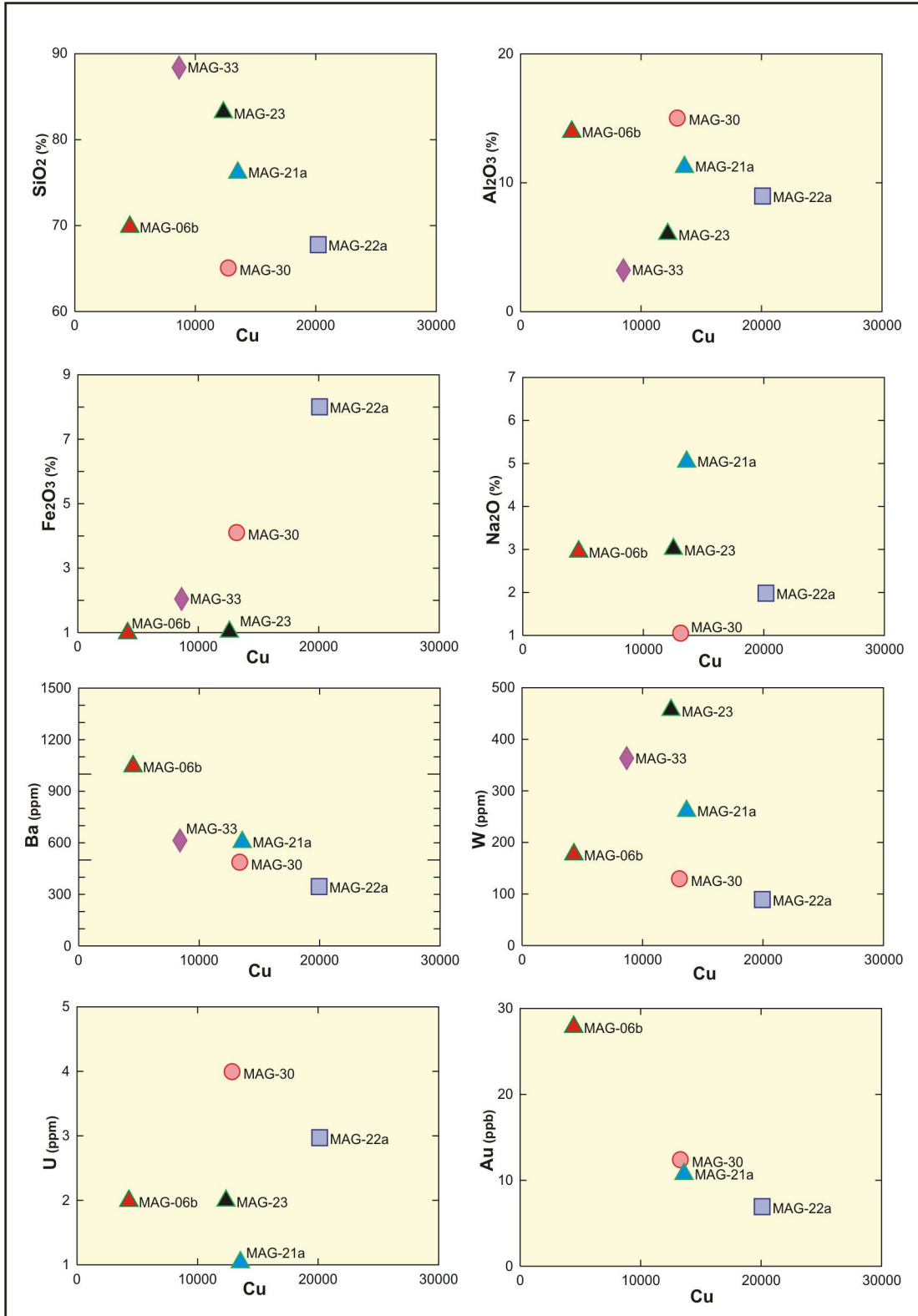


Figura 5.2 – Diagrama de variação de elementos maiores e traços em relação ao cobre (tipo “Harcker”) para as brechas analisadas. Grande dispersão dos elementos analisados, destacando-se somente o ferro (correlação positiva), o bário e o ouro (correlação negativa).

5.3. ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO EM CARBONATOS

Com o intuito de verificar a composição isotópica dos fluidos hidrotermais responsáveis pelo transporte e precipitação de minerais nas brechas estudadas, foram feitas análises no Laboratório de Isótopos Estáveis do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, conduzidas pelo Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial.

Foram analisadas 9 amostras de carbonatos oriundos de veios e fraturas que, depois de pulverizadas, tiveram o CO₂ gasoso extraído em linha de alto vácuo após a reação com ácido ortofosfórico (100%) a 25° C por 24 horas. O CO₂ liberado dessa reação, após ser criogenicamente purificado, foi analisado em um espectrômetro de massa de fonte gasosa com coletor triplo (SIRA II) de dupla admissão, usando o gás de referência BSC (Borborema Skarn Calcite), calibrado segundo padrões internacionais (NBS-18, NBS-19, NBS-20). Os erros associados são inferiores a 0,1 ‰ para o carbono e 0,2 ‰ para o oxigênio e os resultados foram normalizados a PDB e SMOW (Castro et al., 2005).

Os resultados obtidos mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) entre -3,11 e -6,21 ‰ e valores de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) entre +4,69 a +22,66 ‰ (tabela 5.2). Os resultados foram plotados em diagramas de valores $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ para comparações com dados de reservatórios e depósitos de cobre conhecidos e identificação de campos com dados mais significativos para este estudo (figuras 5.3 e 5.4).

As amostras MAG-15 e MAG-18, que representam metacalcários e mármore, exibem valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos de -4‰ e $\delta^{18}\text{O}$ próximos de + 22,00‰ e se inserem dentro do campo dos carbonatos continentais. Tal informação confirma os dados do levantamento de campo, de que se trata de rochas carbonáticas pertencentes a uma seqüência vulcano-sedimentar (Grupo Orós), formada em uma bacia do tipo rifte intracontinental datada em cerca de 1673 Ma (Sá, 1991 *In*: Gomes e Vasconcelos, 2000).

As amostras obtidas no Granito Mandacaru (MAG-06aX, MAG-06aY, MAG-06b) apresentaram valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos de -4‰ e $\delta^{18}\text{O}$ próximos de + 12,00‰, que se enquadram no campo de rochas magmáticas, mais especificamente do reservatório ígneo conhecido (campo dos carbonatitos). Tal informação corrobora a idéia de que os fluidos responsáveis pela deposição dos carbonatos em fraturas, e que muito provavelmente contribuíram para o desenvolvimento do sistema hidrotermal da região, com forte influência de fluidos magmáticos, tendo os granitos brasileiros como fontes preferenciais, dada à proximidade com as ocorrências de cobre conhecidas nas áreas de São Julião e de Cococi.

Também proveniente do Granito Mandacaru, a amostra MAG-01g foi coletada em um veio de calcita de quase 1 cm de espessura, apresentando valores mais negativos do que as demais amostras, $\delta^{13}\text{C}$ é $-6,21\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}$ é $+4,69\text{‰}$, comparáveis aos obtidos por Tazava e Oliveira (2000) para o depósito de Cu-Au-ETR de Igarapé - Bahia, na província mineral de Carajás (PA). A comparação entre os dados de composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) e dados de inclusões fluidas permitiu a esses autores relacionar o mecanismo de formação daquele depósito com a interação entre um fluido magmático quente, salino e ácido e soluções meteóricas menos salinas, de baixa temperatura.

As amostras MAG-14a e MAG-14c obtidas em veios de calcita que recortam rochas siliciclásticas da bacia eo-cambriana de São Julião ($\delta^{13}\text{C} = -3,11$ e $-4,71\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} = +7,31$ e $+10,82\text{‰}$), e MAG-24a, que representa uma zona de brecha com carbonato, em afloramento de riolito da bacia eo-cambriana de Cococi, ($\delta^{13}\text{C} = -3,79\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} = +6,52\text{‰}$) também revelam uma contribuição magmática quando comparadas ao campo dos carbonatitos.

Desta maneira, o estudo da composição isotópica das brechas estudadas indica haver correlação das mesmas com outros estudos isotópicos em depósitos do tipo IOCG, onde ocorre provável interação entre fluidos de temperaturas e, conseqüentemente, fontes distintas, em função da maior variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ($+4$ a $+12\text{‰}$) do que de $\delta^{13}\text{C}$ (-3 a -4‰).

Tabela 5.2 – Resultado das análises de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos das áreas estudadas.

Amostras	Descrição	Ocorrência	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)
MAG 15	Metacalcário (Grupo Orós)	calcita na matriz	22.66	-4.00	-7.96
MAG 18	Mármore (Grupo Orós)	calcita na matriz	22.35	-3.82	-8.26
MAG 06B	Brecha (Granito Mandacaru)	calcita e malaq. disseminadas	12.43	-4.85	-17.87
MAG 06Ay	Brecha (Granito Mandacaru)	calcita e malaq. disseminadas	12.29	-4.41	-18.02
MAG 06Ax	Brecha (Granito Mandacaru)	calcita e malaq. disseminadas	11.13	-4.21	-19.14
MAG 14A	Arcóseo (Bacia de São Julião)	calcita em veios	10.82	-3.11	-19.44
MAG 14C	Arenito feldspático (Bacia de São Julião)	calcita em veios	7.31	-4.71	-22.84
MAG 24A	Brecha Silicosa (Bacia do Cococi)	calcita e malaq. disseminadas	6.52	-3.79	-23.61
MAG 01G	Brecha (Granito Mandacaru)	calcita em veio	4.69	-6.21	-25.38

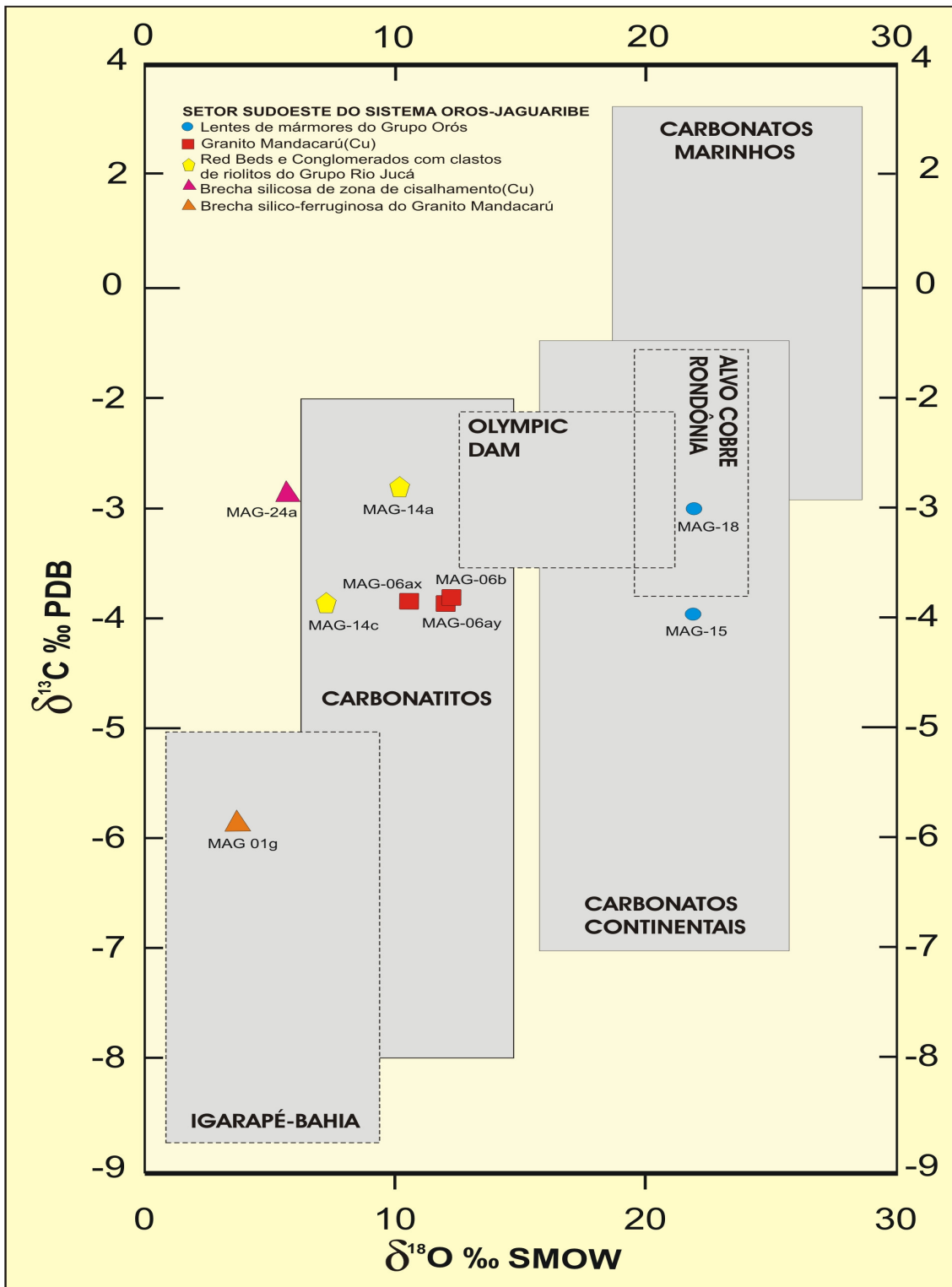


Figura 5.3 – Diagrama de valores $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ representando as amostras desse estudo em relação a reservatórios conhecidos [Carbonatos (Craig 1953, Keith & Weber 1964) Carbonatitos (Taylor et al. 1967, Deines & Gold 1973, Pineau et al. 1973)] e dados isotópicos de alguns depósitos de cobre conhecidos [Igarapé-Bahia (Tazava & Oliveira 2000), Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1992) Alvo Cobre-Rondonia (Dardenne et al. 2006)](modificado de Tazava e Oliveira, 2000).

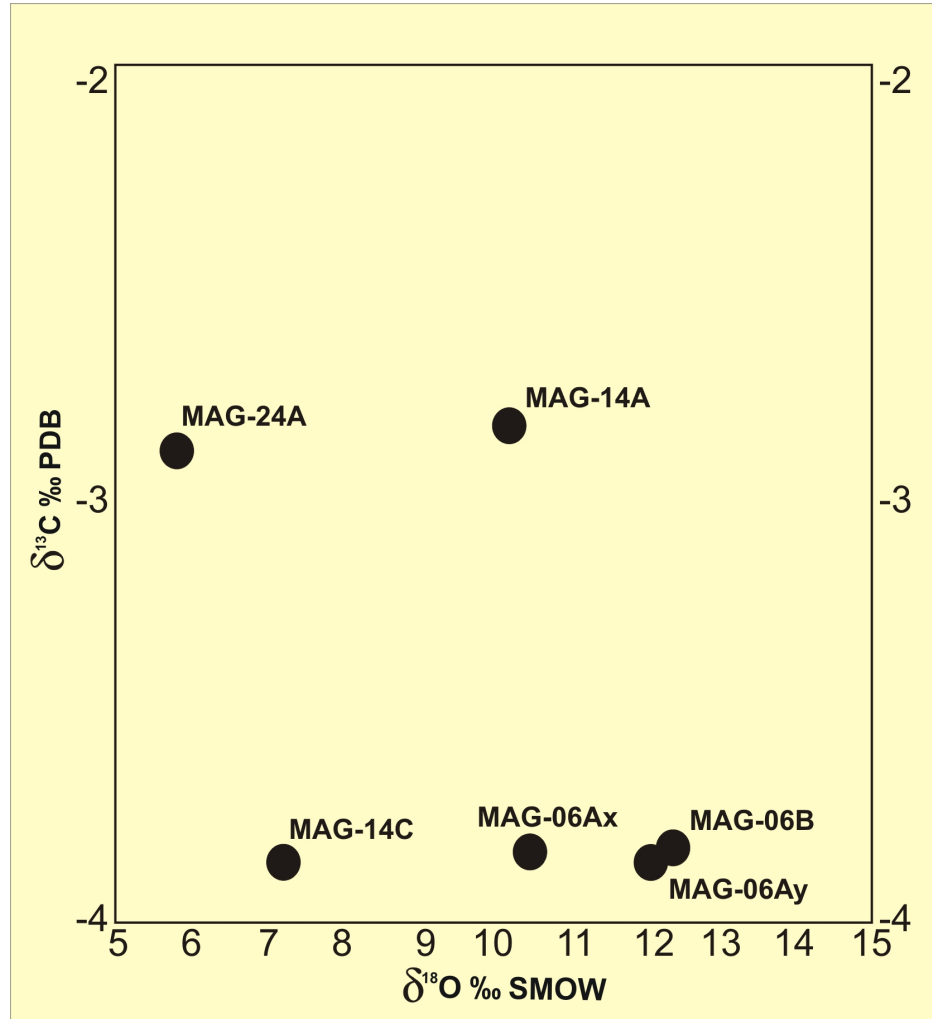


Figura 5.4 – Diagrama de valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostrando o conjunto de resultados mais significativos deste estudo. Nota-se um alinhamento de valores de $\delta^{13}\text{C}$, próximo de -3 e de -4 , o que mostra pouca dispersão (fonte única para o fluido) e valores de $\delta^{18}\text{O}$, entre $+5$ e $+13$, mais dispersos (várias fontes para o fluido).

CAPÍTULO 6

OUTROS DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE FE-CU NA REGIÃO OESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

6.1. INTRODUÇÃO

As ocorrências de Fe-Cu no setor sudoeste do sistema Orós-Jaguaribe estão inseridas no contexto do Domínio Setentrional da Província Borborema. O arcabouço geológico é constituído por bacias do estágio de transição (molassas) desenvolvidas entre o Neoproterozóico e o final do Cambriano e cujo preenchimento é feito por sedimentos oriundos do colapso do orógeno brasileiro e por rochas vulcânicas. A pilha vulcano-sedimentar é recortada por várias gerações de granitos tardi- a pós-tectônicos, sendo que o controle estrutural da seqüência estratigráfica é feito por extensas zonas de cisalhamento. As alterações hidrotermais associadas às ocorrências de brechas e às mineralizações são do tipo epidoto-clorita-carbonato (alteração propilítica), quartzo-albita-carbonato, sericita-quartzo-clorita (alteração fílica), silicificação e hematitização.

Alguns modelos metalogenéticos foram propostos para as ocorrências cupro-hematíticas da área delimitada entre as cidades de Pio IX, São Julião, Fronteiras (PI) e Campos Sales (CE), no setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe, na região nordeste do Brasil. Vários autores admitem o modelo “cobre pórfiro” para mineralizações de cobre associadas a rochas graníticas e ao mesmo tempo sugerem o modelo sin-sedimentar para mineralizações nas rochas sedimentares encaixantes (Farina, 1980; Terazu, 1980,1981; Gabor Gáal, 1982; Lopes Filho *et al.* 1982; Franke, 1983 *In*: Parente, 1984).

Parente (1984), ao estudar as mineralizações do Granito Mandacaru, propôs dois modelos genéticos para estas ocorrências: um vulcanogênico, representado pela associação Fe-Cu e provavelmente Zn; e outro estratiforme vulcano-sedimentar, com mineralização remobilizada, tanto por falhamentos quanto por intrusão granítica.

Maas *et al.* (2003), ao estudar a assinatura geofísica das brechas da região, sugere que as ocorrências cupro-hematíticas se encaixem, em parte, ao modelo IOCG (Hitzman, 2000) ligado ao colapso de orógeno.

Outras ocorrências e depósitos de Fe-Cu descritos na região oeste da Província Borborema demonstram características similares às ocorrências estudadas neste trabalho, de maneira que seu entendimento pode ajudar na melhor compreensão dos processos atuantes no setor sudoeste da província.

6.2. DEPÓSITOS E OCORRÊNCIAS DE FE-CU NA REGIÃO OESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Dentro da região estudada, inseridos no estado do Ceará, ocorrem outros depósitos de cobre e ferro, de natureza diversa, que guardam algumas semelhanças com as ocorrências descritas nesse estudo. Segue abaixo uma síntese desses depósitos.

Parente & Arthaud (2004) descrevem a ocorrência de cobre associada à seqüência vulcano-sedimentar de Aurora (CE), caracterizada por brechas hidrotermais feldspáticas, sílico-ferruginosas com mineralizações de sulfeto de cobre e óxidos de ferro, hospedadas por rochas vulcanoclásticas albitizadas e cloritizadas, fortemente transformadas. O controle estrutural do depósito é feito por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, subsidiárias ao megacisalhamento crustal de Patos. O depósito de Aurora exhibe dois controles metalogenéticos: o primeiro de origem litológica, no qual o cobre está disseminado nas rochas vulcanoclásticas da Unidade Cachoeirinha B; o outro, de caráter lito-estrutural, cujo minério principal está intimamente associado às brechas silicosas e /ou sílico-feldspáticas ferruginosas desenvolvidas ao longo de zona de cavalgamento que superpõe a unidade de fácies xisto verde.

Brizzi & Roberto (1988) descrevem o depósito de Pedra Verde (CE) como estratiforme, situado em meio a metapelitos carbonosos, com intercalações areníticas da Formação Mambira (Eoproterozóico), que preenchem um *graben* formado dentro de gnaisses e quartzitos do embasamento, cuja espessura média da zona mineralizada é de 3,15m. Há uma zonação bem definida, do topo para a base: zona vermelha rica em óxidos de ferro, na base dos conglomerados, recobrindo e em contato com o minério - zona com calcocita (primeira zona mineralizada, no topo dos filitos carbonosos em contato com a zona vermelha) - zona com bornita e zona a calcopirita e pirita, na base do minério, dentro dos filitos carbonosos.

Parente *et al.* (2005) descrevem uma ocorrência de ferro (hematita) hidrotermal na Bacia de Jaibaras (CE) que também é uma molassa associada à denudação do orógeno brasileiro na Província Borborema. O conjunto é caracterizado por uma associação vulcano-sedimentar, com vulcânicas bimodais, fortemente alteradas hidrotermalmente em que a propilitização, albitização e hematitização são as alterações dominantes, sendo recortadas por granitos pós-tectônicos (Mucambo e Meruoca), controlados por zonas de cisalhamento. A tipologia das ocorrências vai desde granitos brechados com pirita e calcopirita disseminados, recortados por vênulas de óxido de ferro, a brechas vulcânicas epidotíticas, brechas hematítico-silicosas maciças e corpos magnetítico-hematíticos tabulares, maciços, que gradam

lateralmente entre si. Esta ocorrência foi caracterizada como magmático-hidrotermal distal com quantidades consideráveis de fluidos não magmáticos, semelhantes ao modelo IOCG.

Essas ocorrências e depósitos de cobre e ferro mostram características dos sistemas mineralizadores do tipo sedimentar, em que a circulação ou influência de água não-magmática desloca metais das rochas percoladas e os deposita em locais privilegiados (Pedra Verde) ou vulcanogênico com forte controle tectônico, em que corpos graníticos remobilizaram metais pré-existentes e concentraram-nos em zonas com forte alteração hidrotermal e brechação tectônica (Jaibaras).

As brechas tectono-hidrotermais do setor sudoeste da Província Borborema possuem algumas características dos depósitos acima descritos, ou seja, concentração de ferro e cobre em zonas com alteração hidrotermal e brechação sob influência de rochas graníticas, estando melhor enquadradas na definição de depósitos da classe IOCG, apesar de nunca terem sido encontrados depósitos com considerável volume de fases sulfetadas que justificassem sua exploração comercial.

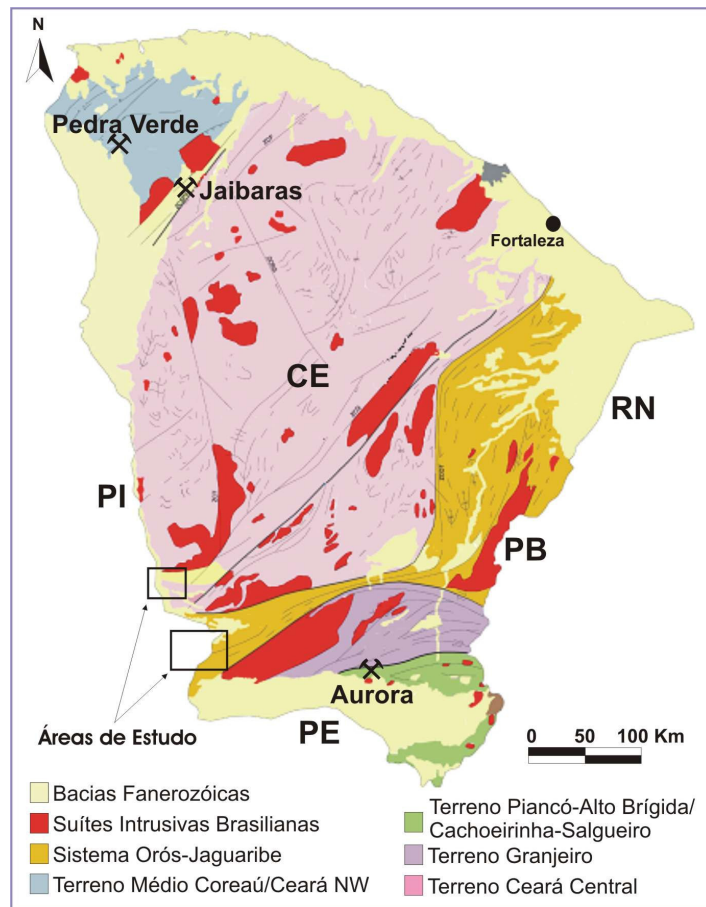


Figura 6.1 – Esboço geológico do Estado do Ceará com a localização aproximada dos depósitos de Fe-Cu da região oeste da Província Borborema (modificado de Cavalcante, 1999).

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Todas as informações levantadas nos últimos 25 anos por meio de diversos trabalhos realizados nas áreas estudadas, somados aos novos dados obtidos neste trabalho, contribuíram para a melhor definição de um modelo genético de mineralização para as ocorrências de Fe-Cu nas brechas tectono-hidrotermais no setor sudoeste do sistema Orós-Jaguaribe, inseridas no contexto do Domínio Setentrional da Província Borborema.

A seguir será feita uma abordagem comparativa dos dados obtidos no estudo das ocorrências cupro-hematíticas presentes em brechas das áreas estudadas:

CONTEXTO GEOTECTÔNICO: a idade U-Pb encontrada para o Granito Mandacaru ($576, 1 \pm 6,7$ Ma), coerente com as isócronas Rb-Sr obtidas por Parente (1984), e a idade U-Pb para um andesito-dacito da Bacia do Cococi ($548, 2 \pm 6,3$ Ma) permite correlacionar tais rochas a um mesmo evento magmático, de natureza cálcio-alcálica, com termos plutônicos e vulcânicos, relacionado com a extensão crustal e que colaboram direta ou indiretamente para o fornecimento de fluidos ao sistema mineralizador em ambas as áreas de estudo. Um sistema de fraturas contendo minerais de cobre e ferro recorta estas rochas, fazendo supor que estas concentrações são posteriores às idades acima obtidas.

PETROGRAFIA DAS BRECHAS: as rochas descritas são de origem granito-gnáissicas e vulcano-sedimentares, presentes em quase todas as unidades geológicas mapeadas na região, cuja mineralogia é predominantemente quartzo-feldspática, submetida a regimes tectônicos transtensionais e transpressionais, com intensa brechação cataclástica a hidrolítica. Em algumas destas brechas ocorre localmente uma proto-mineralização de cobre, representada por malaquita e sulfetos subordinados (principalmente calcopirita e calcocita), além da presença constante de óxidos de ferro (hematita e magnetita martitizada). Todos os minerais de minério descritos são encontrados em fraturas ou estão disseminados nas brechas.

ALTERAÇÃO HIDROTERMAL: foram identificadas cinco associações de alteração hidrotermal mais significativas nas áreas de Cococi e São Julião na tentativa de ordenamento das brechas tectono-hidrotermais e suas alterações, em afloramentos isolados: associação epidoto-clorita-carbonato (alteração propilítica), associação quartzo-albita-carbonato, associação sericita-quartzo-clorita (alteração fílica), silicificação e hematitização. As duas últimas associações representam os estágios mais avançados de alteração hidrotermal para a

região estudada, entretanto ocorrem de maneira incipiente em quase todas as brechas aqui descritas.

ASSINATURA GEOQUÍMICA: anomalias de Cu (~0,4 a ~2%) e Ba (~ 400 a ~3000 ppm) são encontradas preferencialmente em zonas de falhas normais que controlam as bacias molássicas da região. Nesses locais, entretanto, não são reconhecidas anomalias de U e ETR Co e F que geralmente acompanham as mineralizações de Cu, Au e/ou Ag, comuns em depósitos do tipo IOCG. As concentrações de Au, em torno de 28,8 a < 0,5 ppb, estão muito abaixo do esperado para esse tipo de depósitos (~ 0,5 ppm). Os teores de U (média 2,5 ppm) também estão abaixo do esperado para depósitos de classe mundial do tipo IOCG, a exemplo de Olympic Dam, na Austrália (~425 ppm), podendo atingir cerca de 1000 ppm em alguns depósitos (Hitzman & Valenta, 2005), porém são correspondentes aos teores dos grandes depósitos IOCG do Chile (~3 ppm). Esta similaridade nos teores de urânio entre os depósitos do Chile (extensão em arco magmático mesozóico) e as ocorrências ora estudadas pode ser um indicativo de paralelismo entre ambos, merecendo estudos comparativos no futuro.

COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA: os dados de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos de veios e fraturas ($\delta^{13}\text{C}$ próximo de -4‰ e $\delta^{18}\text{O}$ entre + 4 e + 12,00‰) indicam que existe variação restrita dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ indicando um reservatório único, enquanto o $\delta^{18}\text{O}$ possui maior distribuição, indicando provável interação de fluidos com temperaturas distintas (magmático/meteorítico?). Futuramente serão necessários estudos de inclusões fluidas para confirmar tais hipóteses.

De acordo com os dados de petrografia, geoquímica, geocronologia e composição isotópica, as ocorrências cupro-hematíticas em brechas tectono-hidrotermais no setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe são consideradas como prováveis membros de um sistema do tipo IOCG, cujos depósitos estão associados a bacias de colapso orogênico (molassas) compostas por seqüências siliciclásticas com arenitos oxidados e seqüências vulcânicas associadas.

O colapso orogênico é resultado de um regime de distensão crustal gerado por anomalias térmicas na interface manto-litosfera que teria contribuído para a fusão crustal e geração de rochas intermediárias a félsicas intrusivas, juntamente com rochas máficas intrusivas derivadas do manto (magmatismo pós-brasiliano). O colapso foi sucedido pela inversão da bacia associada à deformação rúptil (falhas normais) que afetou toda seqüência vulcano-sedimentar.

Posteriormente, fluidos de derivação magmática dos corpos intrusivos presentes na região misturaram-se com fluxos descendentes de água meteórica (parcialmente comprovado

pelos dados de isótopos estáveis), os quais lixiviaram ou transportaram metais a partir da pilha sedimentar (*Red Beds*), gerando precipitações de cobre em profundidades rasas (epizonas) associadas a alterações hidrotermais notadamente propilíticas a filicas, além de metassomatismo de SiO₂ (silicificação) e Fe (hematitização) sempre presentes.

As ocorrências de Fe-Cu nas áreas estudadas estão melhor enquadradas no modelo IOCG (Hitzman, 2000) do tipo colapso de orógeno (metassomatismo de ferro, magmatismo granítico peraluminoso, brechação hidrotermal e anomalias significativas de cobre), apesar de nunca ter sido encontrado nenhum depósito com considerável volume de fases sulfetadas que justificassem sua exploração comercial.

As estruturas rúpteis que balizam as bacias molássicas da região apresentaram os maiores teores de Cu e Ba, devendo ser, portanto, uma guia de exploração, para qual devem ser concentrados esforços de sondagem, mapeamento de detalhe e geofísica em projetos futuros.

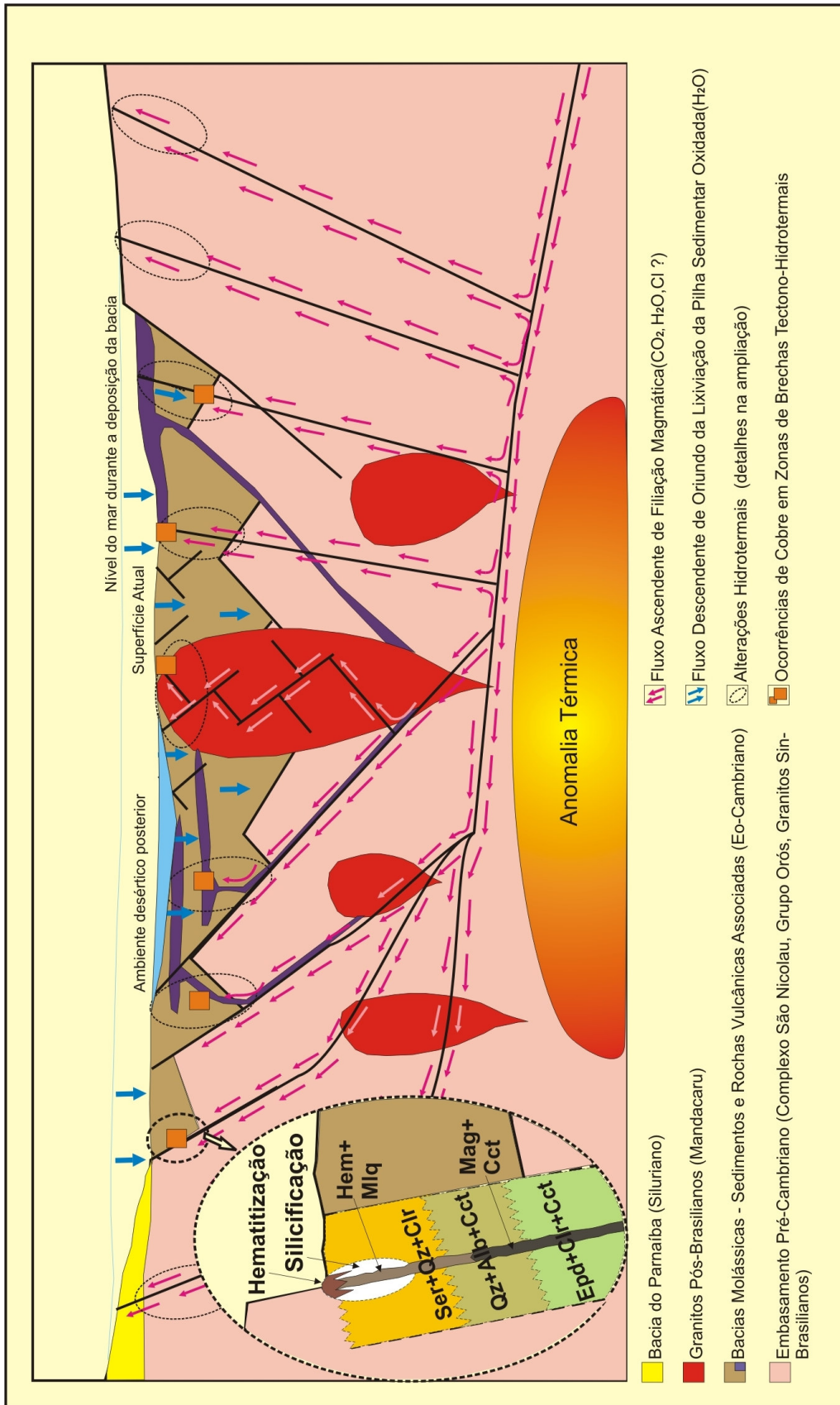


Figura 7.1 - Modelo metalogenético esquemático proposto para as áreas de estudo: uma anomalia mantélica é o motor do processo extensional que gera o colapso do orógeno e favorece o magmatismo pós-brasiliano. O fechamento da bacia gera falhas normais que afetam todas as seqüências. Posteriormente, fluidos de derivação magmática misturam-se com fluidos conatos e/ou meteóricos favorecendo a precipitação epizonal de cobre.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. (1977) Províncias Estruturais Brasileiras. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas, Campina Grande, p.363-391.
- Archanjo C.J.; Fetter A.L. (2004) Emplacement Setting of the Granite Sheeted Pluton of Esperança (Brasiliano Orogen, Northeastern Brazil). *Precambrian Research*, Vol.135, pp.193–215.
- Best M.G. (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2th Ed. Blackwell Publishing Brigham Young University, pp.17-20.
- Biondi, J.C. (2003) Sistema Mineralizador Sedimentar - Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros. Ed. Oficina de Textos, p.16,274, 275, 278, 344, 374 e 375.
- Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M. e Gonçalves J. H. (eds.) (2003) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG = Geology, Tectonics and Mineral Resources: Text, Maps and GIS*. Brasília: CPRM. 1 DVD-Rom.
- BRASIL (2006) Departamento Nacional da Produção Mineral. Preço dos Metais. Disp. em: <http://www.dnpm.gov.br/conteudo.asp?IDSecao=68&IDPagina=39>. Acesso em: 05/12/2006.
- Brito Neves, B.B. (1975): Regionalização Tectônica do Pré-cambriano Nordestino. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198p.
- Brito Neves, B.B. (1983): O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1:1.000.000. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177p.
- Brito Neves B.B. (1998): The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. *Boletim IG-USP, Série Científica*, Vol. 29, pp.175-193.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. (2000): Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Filho A.T., Campos D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. International Geological Congress, 31^o, Anais*, Rio de Janeiro, pp.151-182.
- Brizzi A.S., Roberto F.A.C. (1988) Jazida de Cobre de Pedra Verde – Viçosa do Ceará (CE). *In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (Eds.) DNPM - Principais Depósitos Minerais do Brasil, V. III - Metais Básicos não-Ferrosos, Ouro e Alumínio*, Brasília, p.71-80.
- Castro G.L., Parente C.V., Veríssimo C.U.V., Sial A.N., Garcia M.G.M., Santos R.V., Melo R.C., Santos A.A. (2005) Isótopos de Carbono e Oxigênio dos Mármore Associados com o Depósito Fósforo Uranífero de Itaitaia, Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 35, Nº 2, pp. 199-208.
- Cavalcante J.C. (1999): Limites e Evolução Geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 110p.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450p.
-

- Dardenne M.A., Alvarenga C.J.S., Oliveira C.G., Lenharo S.L.R. (2006) Geologia e Metalogenia do Depósito de Cobre do Graben do Colorado, Fossa Tectônica de Rondônia, Brasil. In: Marini O., Queiroz E.T., Ramos B.W. (Eds.) Caracterização de Depósitos em Distritos Mineiros da Amazônia. DNPM – CT-Mineral/FINEP – ADIMB, pp.555-595.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus (2000) Metalogênese do Brasil. Ed. Universidade de Brasília, pp.245-254.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1966) Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução. Tradução de Conde, L.E.N. (1981). Fundação Calouste Gulbekien, Lisboa, 560p.
- Faure G. (1986) Principles of Isotope Geology. 2nd Ed. John Wiley & Sons, NY, 589p.
- Ferreira V.P., Sial A.N., Jardim de Sá E.F. (1998) Geochemical and Isotopic Signatures of Proterozoic Granitoids in terranes of the Borborema Structural Province, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.11, pp. 439-455.
- Fetter A.H., Van Schmus W.R., Santos T.J.S., Neto J.A.N., Arthaud M.H. (2000): U-Pb e Sm-Nd Geochronological Constrains on the Crustal Evolution and Basement Architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 30, Nº 1, pp.102-106.
- Filho F.L.C. (coord.) (2006) Mapa Geológico do Estado do Piauí. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil – Subprograma mapas geológicos estaduais – CPRM. Escala 1:1.000.000.
- Gifkins C., Herrmann W., Large R. (2005) *Altered Volcanic Rocks: a Guide to Description and Interpretation*. CODES Special Publication. University of Tasmania, 275p.
- Góes A.M.O., Feijó F.J. (1994) Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Vol. 8, Nº 1, pp.57-67.
- Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. (2000). The Sm–Nd Isotopic Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* Vol. 72, pp. 219–245.
- Gomes J.R.C. (Org.) (1981) Projeto RADAMBRASIL – Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra: Jaguaribe / Natal, Folhas SB.24 / SB.25 Escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro: CPRM-DNPM, 740p.
- Gomes J. R.C., Vasconcelos A.M. (Orgs.) (2000) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe – SW, Folha SB.24-Y Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM: mapas.
- Guimarães I.P., Filho A.F.S., Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M., Melo S.C., Melo E.B. (2004) Brasiliano (Pan-African) Granitic Magmatism in the Pajeú-Paraíba Belt, Northeast Brazil: an Isotopic and Geochronological approach *Precambrian Research*, Vol.135, p.23-53.

- Hackspacher P.C., Dantas E.L., Brito Neves B.B., Legrand J.M. (1997): Northwestern Overthrusting and Related Lateral Escape during the Brasiliano Orogeny North of the Patos Lineament, Borborema Province, Northeastern Brazil. *International Geology Review*, Vol. 39, pp. 609-620.
- Haynes D.W., 2000. Iron Oxide Copper (-gold) Deposits: Their position in the Ore Deposit Spectrum and Modes of Origin; in Porter T.M. (Ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 71-87.
- Hitzman M.W. (2000) Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When, and Why. *In: Porter T.M. (Ed.) Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 9-37.
- Hitzman M.W., Oreskes N, Einaudi M.T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic Iron Oxide (Cu-U-Au-REE) Deposits. *Precambrian Research*, Vol.58 pp.241–287.
- Hitzman M.W., Valenta R.K. (2005) Uranium In Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) Systems. *Economic Geology*, Vol. 100, pp. 1637-1661.
- Hoefs J. (1997) *Stable Isotope Geochemistry*. 4th Ed. Springer-Verlag, Berlin, 201p.
- Jacger J.C., Cook N.G.W. (1976) *Fundamentals of Rock Mechanics*, Chapman & Hall, NY.
- Jardim de Sá E.F., Macedo, M.H.E., Fuck R.A., Kawashita K. (1992) Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a Margem Norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 22, Nº 4, pp. 476.
- Jardim de Sá E.F., Medeiros W.E., Castro D.I. (1997) Contribuição da Gravimetria aos Modelos de Estruturação Crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. XVII Simpósio de geologia do Nordeste, Anais, Fortaleza, pp. 352-356.
- Jost H., Brod J.A. (1988) Geologia do Cobre. *In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (1988) GEOLOGIA DO COBRE In: DNPM - Principais Depósitos Minerais do Brasil, V. III - Metais Básicos não-Ferrosos, Ouro e Alumínio, Brasília, p.3-9.*
- Klein C., Hurlbut Jr. C. (1998) *Manual of Mineralogy (after James D. Dana)*, 21st Ed. Revised. John Wiley & Sons Inc., 681p.
- Laux J.H. (1999) Caracterização da Mineração Cupro-Aurífera de uma parte da Mina Uruguaí, Caçapava do Sul – RS. Dissertação de Mestrado. Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 135p.
- Laux J.H., Lindenmayer Z.G., Santos T.R. (2003) Características Gerais dos Depósitos do Tipo Óxido de Ferro (Cu-U-Au-ETR): O Exemplo da Província Mineral de Carajás. *In: Ronchi, L.H., Althoff F.J. (Orgs) Caracterização e Modelamento de Depósitos Minerais*. Ed. Unisinos, São Leopoldo, pp. 42-66.
- Laux J.H., Lindenmayer, Z.G., Teixeira J.B.G., Neto A.B. (2005) Ore genesis at the Camaquã Copper Mine, a Neoproterozoic Sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, Vol. Nº 26, pp.71-89.
-

- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson A.A. (2004) Mafic Magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns Region, Goiás, Central Brazil: Sm-Nd Isotopes and New ID-TIMS and SHRIMP U-Pb Data. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.16, pp. 599-614.
- Laux J.H. Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. (2005) Two Neoproterozoic Crustal Accretion Events in the Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.18, pp.188-189.
- Lowell J.D., Guilbert J.M. (1970) Lateral & Vertical Alteration-Mineralisation Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology*, Vol. 65, pp.373-408.
- Ludwig K.R. (2001a) Users' manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55p.
- Maas M.V.R. (2003) Integração de Dados de Geofísica Aérea e Geologia Aplicada à Exploração Mineral no Setor Sudoeste do Cinturão Cuprífero Orós-Jaguaribe – Província Borborema. Dissertação de Mestrado. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, 75p.
- Maas M.V.R., Oliveira C.G., Pires A.C.B., Moraes R.A.V. (2003) Aplicação da Geofísica Aérea na Exploração Mineral e Mapeamento Geológico do Setor Sudoeste do Cinturão Cuprífero Orós-Jaguaribe. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 33, Nº 3, pp. 279-476.
- Mabessone J.M. (2002) História Geológica da Província Borborema (NE Brasil). *Revista de Geologia*, Vol.15, pp.119-129.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. (1989) Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 101, pp. 635-643.
- Mendonça J. C. G. S., Braga P.G. (1987) As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 17, Nº 3, pp.225-241.
- Meyer C., Hemley, J.J. (1967) Wall Rock Alteration. *In: Geochemistry of Hidrothermal Ore Deposits*. Pennsylvania State University. Holt, Rinehart & Winston, Inc., pp.166-235.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochemical & Cosmochemical Acta*, Vol. 38, pp. 757-775.
- Nogueira F.C.C., Oliveira, M.S., Castro, D.L. (2004): Estudo Magnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia do Rio do Peixe, PB. *Revista de Geologia*, Vol.17, Nº1, pp.74-87.
- Oliveira C.G. (1993) Interação entre os Processos de Deformação, Metamorfismo e Mineralização Aurífera durante a Evolução da Zona de Cisalhamento de Diadema, Sul do Pará. Tese de Doutorado Nº. 1. Universidade de Brasília, 187p.
- Oliveira C.G., Santos R.V. (2003) Isotopic Domains Controlled by Transtensional and Transpressional Sectors in the Auriferous Diadema Shear Belt, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.16, pp. 513-522.
- Parente C.V. (1984): Geologia da Mineralização de Cobre de Mandacaru – PI. Tese de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 197p.
- Parente C.V., Arthaud M.H. (1995) O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 25, Nº 4, pp. 297-306.
-

- Parente C.V., Guillou J.J., Carvalho Jr. L.E. (1998a) Comportamento Geoquímico dos Elementos Terras Raras da Sequência Metacarbonática Magnésiana Pré-Cambriana (~1,8 Ga) da Faixa Móvel Orós. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 28, Nº 4, pp. 431-438.
- Parente C.V., Guillou J.J., Arthaud M.H. (1998b) Geologia e Geoquímica dos Elementos Maiores dos Depósitos de Magnesita Pré-Cambriana (~1,8 Ga) da Faixa Móvel Orós. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 28, Nº 4, pp. 439-448.
- Parente C. V., Arthaud M. H. (2004): Geologia e tipologia do minério da ocorrência de Cu-Fe associada à sequência metavulcano-sedimentar Cachoeirinha, região de Aurora, Ceará. *Revista de Geologia*, Vol.17, Nº. 2, pp.157-172.
- Parente C.V., Filho W.F.S., Almeida A.R. (2004) Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana. 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*. Ed. Beca, São Paulo, pp.525-536.
- Parente C. V., Fernandes N. H., Silva Filho W. F., Almeida A. R., Oliveira C. G., Garcia M. G. M. (2005): Geologia e Tipologia da Ocorrência de Fe(Cu) da Bacia Eo-Paleozóica Jaibaras, CE. *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 1º, Gramado, CD-ROM, 4p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, Oxford, Vol.25, Nº. 4, pp.956-983.
- Porter T.M. (2000) Hydrothermal Iron-Oxide Copper-Gold & Related Deposits. In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: a Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp.3-5.
- Reis, E. (2003) Introdução aos Depósitos de Cobre e Ouro. O portal do Geólogo. Disp. em: <http://www.geologo.com.br/MAINLINK.ASP?VAIPARA=introdução>. Acesso em: 05/12/2006.
- Ribeiro, J.A.S. (2006) Cobre In: *Sumário Mineral 2006*. Brasília, DNPM, 122p. Disp. em: http://www.dnpm.gov.br/mostra_arquivo.asp?IDBancoArquivoArquivo=1006. Acesso em: 05/12/2006.
- Roberts, D.E., and Hudson, G.R.T., 1983, The Olympic Dam Copper-Uranium-Gold Deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, Vol.78, Nº. 5, p. 799-822.
- Roberts R.G., Sheahan P.A. (Eds.) (1988) *Ore Deposits Models*. Geoscience Canada Reprint Series, pp.159-166.
- Rollinson H. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson – Prentice Hall, England, p.133-170,295.
- Sá J.M. (1991): Evolution Geodynamique de La Ceinture Neoproterozoique d' Orós, Nord-Est Brésil. Tese de Doutorado, Faculte de Sciences, Université de Nancy 1, França, 177p.
- Santos E. J., Brito Neves B.B. (1984): Província Borborema. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. O *Pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, pp. 121-186.
- Santos E. J., Medeiros V.C. (1998): New Insights on Grenville-Age and Brasiliano Granitic Plutonism of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Actas, X Congresso Latinoamericano de Geología y VI Congresso Nacional de Geología Económica, Mar del Plata-Uruguai*, Vol. 2, pp.427-431.

- Santos R.V., Dardenne M.A., Matsui E. (1990) Geoquímica de Isótopos de Carbono e Oxigênio dos Carbonatitos do Complexo Alcalino de Mato Preto, Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 20, Nº 1/4, pp. 153-158.
- Santos T.J.S. (1999): Evolução tectônica geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema. Tese de doutorado. Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, 295p.
- Sial A.N. (1987): Granitic Rocks of Northeast Brazil. International Symposium on Granites and Associate Mineralizations, Anais, Salvador, pp.61-69.
- Silva, L.C.; Armstrong, R; Pimentel, M.M.; Scandalora, J.; Rangraab, G.; Wildner, W.; Angelin, L.A.A.; Vasconcelos, A.M.; Rizzoto, G.; Quadros, M.L.E.S.; Sander, A.; Rosa, A.L.Z. (2002) Reavaliação da Evolução Geológica em Terrenos Pré-Cambrianos Brasileiros com Base em Novos Dados U-Pb SHIRIMP, Parte III: Província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 32, n. 4, p. 529-544.
- Streckeisen A.L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)*, Vol. 107, Nº 2/3, pp. 144 – 240.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*. Oxford. *Geological Society Special Publications*, Vol. 42, pp. 313-345.
- Tazava E., Oliveira, C.G. (2000) The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE) Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: Porter, T.M. (Ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: a Global Perspective*, Australian Min. Found., Adelaide, pp. 203-212.
- Tera F., Wasserburg G.J. (1972) U–Th–Pb Systematics in Three Apollo 14 Basalts and the Problem of Initial Pb in Lunar Rocks. *Earth and Planetary Science Letters* Vol 14, Nº3, pp. 281-304.
- Teixeira A.L., Gaucher C., Paim P.S.G., Fonseca M.M., Parente C.V., Filho W.F.S., Almeida A.R. (2004) Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana. 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*. Ed. Beca, São Paulo, pp. 487-490.
- Torquato J.R., Kawashita K. (1990) Geocronologia Nuclear I - Radioatividade e princípios físicos da geocronologia. *Revista de Geologia*, Vol.3, pp. 101-121.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B. B., Hackspacher P., Babinski M. (1995) U/Pb and Sm/Nd Geochronologic Studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: Initial Conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8, Nº 3/4, pp. 267-288.
- Vaucher A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M. H., Amaro V. (1995): The Borborema Shear Zone System. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8, Nº 3/4, pp. 247-266.
- Villas R. N. (1999) Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): Composição Mineralógica, Química Mineral e Controles Químicos da Alteração Hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 29, Nº 3, pp. 393-404.