

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

***ANÁLISE DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS E
PROVENIÊNCIA DOS DIAMICTITOS
FERRUGINOSOS NEOPROTEROZÓICOS NA
REGIÃO DE PORTEIRINHA - MG***

Elisângela Cordeiro Pessoa

Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08-17)**

**SÃO PAULO
2008**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Análise de Sistemas Depositionais e Proveniência dos Diamictitos
Ferruginosos Neoproterozóicos na Região de Porteirinha – MG

Elisângela Cordeiro Pessoa



Orientador – Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Monografia de Trabalho de Formatura
(TF – 08/17)

SÃO PAULO
2008

DEDALUS - Acervo - IGC

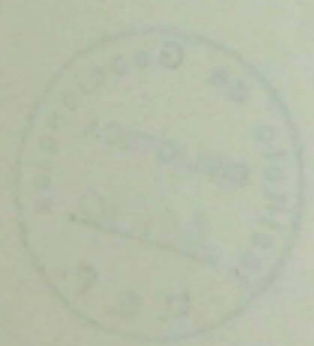


30900025621

TF
P475
EC.a

UNIVERSITY OF SÃO PAULO
INSTITUTE OF BIOLOGICAL SCIENCES

Notice to the Director, Department of Botany, University of São Paulo, regarding the collection of plant material for the study of the effects of the environment on the growth of the plant.



Professor Dr. Carlos M. Pereira

Department of Botany, University of São Paulo

Notice to the Director, Department of Botany, University of São Paulo, regarding the collection of plant material for the study of the effects of the environment on the growth of the plant.

SÃO PAULO

1975

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Análise de Sistemas Depositionais e Proveniência dos Diamictitos
Ferruginosos Neoproterozóicos na Região de Porteirinha – MG

Elisângela Cordeiro Pessoa

Orientador – Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

Monografia de Trabalho de Formatura
(TF – 08/17)

SÃO PAULO
2008

Amoroso e querido,

Escrevo, desesperadamente, à noite, com o coração cheio de saudade e a cabeça cheia de
pensamentos e sentimentos e não consigo escrever nada, apenas sinto a necessidade de escrever
para não esquecer o que sinto e o que sinto.

A noite é tão bonita e tão triste, é a hora em que sinto mais saudade e mais amor,
é a hora em que sinto mais a presença de quem não está aqui, é a hora em que sinto
mais a falta de quem não está aqui e mais a vontade de estar com quem não está aqui.

É uma noite tão bonita e tão triste, é a hora em que sinto mais saudade e mais amor,
é a hora em que sinto mais a presença de quem não está aqui, é a hora em que sinto
mais a falta de quem não está aqui e mais a vontade de estar com quem não está aqui.
É uma noite tão bonita e tão triste, é a hora em que sinto mais saudade e mais amor,
é a hora em que sinto mais a presença de quem não está aqui, é a hora em que sinto
mais a falta de quem não está aqui e mais a vontade de estar com quem não está aqui.

Também sinto saudade de quem não está aqui, de quem não está aqui e de quem não está aqui,
de quem não está aqui e de quem não está aqui, de quem não está aqui e de quem não está aqui,
de quem não está aqui e de quem não está aqui, de quem não está aqui e de quem não está aqui,
de quem não está aqui e de quem não está aqui, de quem não está aqui e de quem não está aqui.

É uma noite tão bonita e tão triste, é a hora em que sinto mais saudade e mais amor,
é a hora em que sinto mais a presença de quem não está aqui, é a hora em que sinto
mais a falta de quem não está aqui e mais a vontade de estar com quem não está aqui.
É uma noite tão bonita e tão triste, é a hora em que sinto mais saudade e mais amor,
é a hora em que sinto mais a presença de quem não está aqui, é a hora em que sinto
mais a falta de quem não está aqui e mais a vontade de estar com quem não está aqui.

Amoroso e querido,
Ao meu pai que não pode presenciar este momento,
e a minha família por estar ao meu lado.

Com muito amor e carinho,
Seu filho,
[Assinatura]

Escrevo à noite, com o coração cheio de saudade e a cabeça cheia de
pensamentos e sentimentos e não consigo escrever nada, apenas sinto a necessidade de escrever
para não esquecer o que sinto e o que sinto.

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, a Deus por ter me dado força, paciência e a sabedoria para resolver os problemas e lidar com as mais diversas situações, presentes não só neste ano, mas também no decorrer desses cinco anos de faculdade.

A família, que durante este curso foi e é um dos fatores principais que me motivaram a não desanimar, sempre me apoiaram e incentivaram. Passamos por momentos difíceis, e nada como o tempo para descobrirmos que não há dor ou mal que dure para sempre.

É com enorme alegria que posso dizer que conquistei grandes amizades, entre elas duas grandes amigas Gabriella e Elisa, que sempre tiveram a paciência de me ouvir, compreender e me aconselhar em todos os momentos, durante estes cinco anos. E não menos importante, todos da turma de geologia de 2004, pessoas com as quais convivi, às vezes mais, do que com a própria família, em dias inteiros de aula, aulas de campo, viagens longas em que manter o bom humor nem sempre é fácil.

Também conheci pessoas que me ensinaram pontos de vista diferentes que marcaram a minha vida, como a Lélia e o Reginaldo, formandos de 2005 e 2006, respectivamente. No instituto funcionários tornaram-se verdadeiros amigos, como a Katerine e a Zefinha. Outros não menos importantes que sempre me recebem com um sorriso no rosto são o Tomaz e o Durval.

Um agradecimento especial, aos colaboradores deste projeto, sem os quais não seria possível o desenvolvimento. Ao meu orientador que me ensinou, me apoiou, foi honesto e íntegro no momento que mais precisei. Aos pós-graduandos Felipe e André, pois sem eles o trabalho de campo não teria sido tão divertido, além do bom desenvolvimento. A Carolina da Companhia Vale, que me cedeu amostras do minério de ferro para melhor realização deste trabalho. E aos professores Giana, Moreschi e Renato Moraes, pelo auxílio nas dúvidas.

A seção de laminação do IGc-USP, a Leuceir do laboratório de seções polidas do IGc-USP, ao Marcos do laboratório de microsonda eletrônica, a Elaine do laboratório de sedimentologia pelo auxílio na impregnação das amostras, as fotos realizadas no laboratório de microscopia petrográfica, e a todos que indiretamente contribuíram com este trabalho.

Agradeço a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro (Processo 07/57746-3) desenvolvimento da pesquisa e pela bolsa de iniciação científica.

RESUMO

Sucessões glaciogênicas do Neoproterozóico são encontradas em todos os continentes, relacionadas a modelos de glaciação extrema ou global por diversos autores. Na região norte de Minas Gerais, próximo às localidades de Porteirinha e Salinas, estes depósitos são representados pelo Grupo Macaúbas, que ocorrem na Faixa Araçuaí. Um dos aspectos intrigantes desta unidade está relacionado à presença de diamictitos ferruginosos.

O presente projeto baseia-se em análises sedimentológicas, estratigráficas e de proveniência de ocorrências de metadiamictitos ferruginosos do Grupo Macaúbas na região de Porteirinha, norte de Minas Gerais, com o objetivo de reconstituir as características do sistema deposicional, reconhecer o padrão de movimentação e a dimensão das geleiras a partir da análise de proveniência, e contribuir para a compreensão da origem dos depósitos de ferro relacionados às glaciações neoproterozóicas.

Análises de fácies sugerem que a deposição dos diamictitos da área de estudo provavelmente ocorreu em ambiente glácio-marinho, com a ação de fluxos gravitacionais associados a corrente de degelo. Possivelmente as próprias águas de degelo resultaram na oxigenação de águas profundas com ferro em solução, levando à deposição de óxidos de ferro na matriz de alguns diamictitos, simultaneamente à deposição de sedimentos clásticos derivados do derretimento de banquisas e/ou icebergs.

ABSTRACT

Glaciogenic succession of neoproterozoic age are found on every continent and are interpreted as the result of extreme or global glaciation by many authors. In the northern region of Minas Gerais, near the towns of Salinas and Porteirinha, these deposits are represented by Macaúbas Group, which occur in Araçuaí belt. One of the intriguing aspects of this unit is the presence of ferruginous diamictites.

This project is based on sedimentological analysis, and stratigraphic provenance of occurrences of ferruginous diamictites of Macaúbas Group in the region of Porteirinha, north of Minas Gerais, aiming to interpret the depositional characteristics of the system, recognizing the pattern of movement and size of glaciers from the analysis of provenance, and to contribute to understand the origin of iron deposits related to the Neoproterozoic glaciations.

Facies analysis showed that the deposition of the studied metadiamictites probably occurred in a glaciomarine environment, with the action of gravity flows and bottom currents derived from melting ice. These currents probably caused the oxygenation of deep anoxic waters, leading to the deposition hematitic diamictites as iron oxides precipitated at the same time that the deposition of clastic sediments derived from the melting of ice-shelves and/or icebergs was taking place.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	OBJETIVOS	2
3	JUSTIFICATIVA	2
4	ATIVIDADES DESENVOLVIDAS	3
4.1	Trabalhos de Campo	4
4.2	Atividades de Gabinete	4
5	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	4
6	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
6.1	O Grupo Macaúbas	6
6.1.1	Ambiente deposicional.....	7
6.2	Formações ferríferas e a Origem do ferro.....	8
6.2.1	Grupo Rapitan	8
6.2.2	Grupo Jacadigo	9
6.2.3	Supergrupo Damara	10
6.2.4	Subgrupo Yudnamutana	11
6.3	Embasamento Pré-Grupo Macaúbas – Área Fonte	12
6.3.1	Complexo Basal	12
6.3.2	Rochas supracrustais – Supergrupo Rio Paraúna	13
6.3.3	Supergrupo Espinhaço	13
7	MÉTODOS	14
7.1	Trabalho de Campo.....	14
7.2	Atividade de Gabinete	15
8	RESULTADOS OBTIDOS	16
8.1	Diamictitos do Grupo Macaúbas.....	16
8.2	Petrografia dos Diamictitos.....	24
8.3	Diamictitos Ferruginosos e Formações Ferríferas	28
8.4	Análise de fácies e Arquitetura Depositional.....	37
8.5	Análise de Proveniência	41
9	DISCUSSÃO	44
10	CONCLUSÃO.....	48
11	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
	ANEXO	

LISTA DE FIGURA

Figura 1 – Cronograma das atividades do projeto.

Figura 2 – Mapa de localização dos afloramentos, modificado dos mapas geológicos.

Figura 3 – A) matriz de metadiamicrito alterada (EP05); B) e C) clasto de quartzito (EP05 e EP10); D) clasto de carbonato (EP10); E) e F) seixo de granito (EP29); G) matacão de quartzito (EP29); H) clasto de carbonato englobando pedaços de quartzito (EP29); I) metadiamicrito fresco com clastos variados (EP30); J) paredão de metadiamicrito com clastos variados (EP30).

Figura 4 – A) Foto do afloramento EP03; B) Fotomicrografia do metarenito (polarizador //).

Figura 5 – A) e B) clasto de talco xisto (EP05); C) Fotomicrografia do talco xisto (polarizadores // e X).

Figura 6 – A) Filito (EP25); B) intercalação camadas arenosas e pelíticas (EP23); C) falha inversa (EP24); D) dobra de grande escala (EP28).

Figura 7 – Afloramento EP34: A) marca ondulada; B) climbing ripples; C) lente de calciossilicática.

Figura 8 – A) Fotomicrografia da rocha calciossilicática (polarizador // e X); B) grãos de quartzo arredondados (polarizador X); C) biotita-muscovita-quartzo xisto com porfiroblastos de granada (polarizador //).

Figura 9 – A e B) Fotos do afloramento da camada de conglomerado (EP30); C) Fotomicrografia dos clastos de carbonato manteados por biotita e da matriz (polarizador // e X).

Figura 10 – A) Fotomicrografia do clasto de biotita granito (polarizador // e X); B) Fotomicrografia do clasto de biotita de granito com carbonato (polarizador // e X).

Figura 11 – A) Fotomicrografia da matriz de metadiamicrito afloramento EP07 (polarizador // e X); B) Detalhe da matriz de metadiamicrito EP07 (polarizador // e X); C) Fotomicrografia da matriz de metadiamicrito (seção delgada EP02B, polarizador // e X).

Figura 12 – A) Metadiamicrito com estrutura xistosa, e crenulada (EP21, polarizador // e X); B) Fotomicrografia da matriz de metadiamicrito, com destaque para grãos de quartzo estirados (EP01, polarizador // e X).

Figura 13 – Cristais de biotita substituídos por clorita, na matriz de metadiamicrito (EP29, polarizador // e X); B) Clasto de carbonato manteado por biotita (EP31, polarizador // e X).

- Figura 14 – A) e B) Fotomicrografias da matriz de metadiamicrito com cristais de carbonato (respectivamente EP12 e EP33, polarizador // e X).
- Figura 15 – Aspecto dos diamictitos do Grupo Macaúbas A) e B) Clasto de quartzito (EP01); C) canga no diamictito (EP01); D) clasto de quartzito deformado em matriz composta predominantemente por especularita (EP04); E) brecha ferruginosa com clasto variados, destaca-se o clasto de formação ferrífera (ff) (EP03); F) canga estrutura com clastos variados (EP18).
- Figura 16 – A e B) Aspecto geral do metadiamicrito hematítico; A' e B') Detalhe da hematita orientada intersticial aos minerais de ganga (seção polida EP04A e EP20, polarizador //).
- Figura 17 – Fotomicrografias com luz refletida, polarizador //: A) Banda composta por cristais de hematita com estrutura crenulada (EP03); B) Porção com cimento limonítico; C) Fotomicrografia da seção polida EP18 composta por hematita e pseudomorfos de magnetita; D) Detalhe do cristal de hematita arqueado.
- Figura 18 – A e A') Seção PRT69 apresenta pouca hematita e clasto de calcarenito, fotomicrografia com luz refletida e transmitida //, respectivamente.
- Figura 19 – Amostras A) PRT69-clasto de quartzito e granito; B) PRT79-clasto de granito; C e D) PRT4-clasto de calcarenito e outros menores; E e F) PRT80 clasto de talco ou sericita xisto.
- Figura 20 – Fotomicrografias com luz refletida, transmitida polarizador // e X – Destaca-se em A) PRT46: Hematita disseminada entre os grãos e clasto de quartzito fino ovalado; B) PRT79: Clasto de quartzito arredondado; C) PRT80: Grãos de quartzo subarredondados com hematita intersticial.
- Figura 21 – A e A') Estrutura do tipo sobrecarga (polarizador //, luz refletida e transmitida, respectivamente).
- Figura 22 – A e B) Fotos das amostras PRT50 com pisótilo/oólito.
- Figura 23 – Foto do afloramento: A) hematita quartzito (EP01); B) quartzito granoblástico (EP17); C) Bandas com concentração de opacos (polarizador //); D) Fotomicrografia da textura granoblástica do quartzito (polarizador X).
- Figura 24 – Amostras A) PRT77 e B) PRT83 notar as intercalações entre bandas hematíticas e quartzosas; Fotomicrografias da seção PRT83 (polarizador //, luz refletida e transmitida, respectivamente); C) Intercalações entre bandas hematíticas e quartzosas; e D) Destaca-se a passagem gradual da hematita para níveis concentrados.

Figura 25 – Amostras A) PRT78 com estrutura crenulada; B) PRT81 com estrutura maciça; C e D) PRT56 estrutura crenulada com molde de clasto; E e F) PRT60 estrutura crenulada-dobrada com clasto de quartzito.

Figura 26 – Afloramentos de metadiamictitos com seixos esparsos, EP05 com espessura três vezes maior do que o EP10.

Figura 27 – Afloramento EP30 de metadiamictito cinza intercalado com pacotes/lentes de quartzito de $\pm 1,5$ m de espessura.

Figura 28 – Próximo ao afloramento EP30, contato no topo, do metadiamictito cinza com quartzito.

Figura 29 – Afloramento EP23 de metaritmto.

Figura 30 – Afloramento EP29 de metadiamictito cinza.

Figura 31 – Gráficos de proveniência obtidos dos metadiamictitos, Grupo Macaúbas.

Figura 32 – Faixas de valores para a composição dos clastos no metadiamictito.

1 INTRODUÇÃO

Sucessões glaciogênicas do fim do Neoproterozóico são encontradas em todos os continentes, marcando períodos de glaciação extrema (e.g. Hoffman *et al.*, 1998). Durante o Criogeniano, período da era Neoproterozóica compreendido entre 850 e 630 Ma (Gradstein, 2004), são consideradas duas glaciações, denominadas Sturtian, estimada em 710 Ma (Fanning & Link, 2004), e Marinoan (com término datado em 635 Ma por Hoffmann *et al.*, 2004 e Condon *et al.*, 2005). No Brasil, depósitos dessa natureza ocorrem na base do Supergrupo São Francisco e apresentam ampla distribuição em área nas regiões centro-norte da Bahia e de Minas Gerais, situados no Cráton São Francisco e nas faixas de dobramento que o circundam (Rio Preto, Araçuaí e Brasília). Na região central de Minas Gerais, próximo às localidades de Jequitaiá, Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão, estes depósitos são representados pelo Grupo Macaúbas, que ocorre na Faixa Araçuaí e sobre a região próxima do cráton. Nestas unidades, são descritos metadiamicritos pobres e ricos em seixos, blocos e matacões, quartzitos maciços e com estratificações cruzadas, e raros metapelitos, atribuídos à deposição glácio-continental (e.g. Karfunkel & Hope, 1988; Martins-Neto *et al.*, 1999; Dupont *et al.*, 2000; Karfunkel *et al.*, 2003) e ao norte de Diamantina, glácio-marinha (Cukrov, 1999; Uhlein *et al.*, 1999).

Um dos aspectos mais intrigantes relacionados às sucessões glaciais neoproterozóicas é a presença de diamictitos ferruginosos, interpretados por alguns autores como resultado do retorno de condições anóxicas no fundo oceânico durante eventos de glaciação extrema, que impediriam a circulação oceânica, levando ao progressivo aumento da concentração de Fe^{2+} em solução nos oceanos (e.g. Hoffman & Schrag, 2002). Depósitos glaciais neoproterozóicos com diamictitos ferruginosos ocorrem em diferentes continentes, notavelmente no Canadá, Namíbia e África do Sul, Austrália, e no Brasil, na Província Urucum e no Grupo Macaúbas.

O presente projeto baseia-se em análises sedimentológicas, estratigráficas e de proveniência de ocorrências de diamictitos ferruginosos do Grupo Macaúbas na região de Porteirinha, norte de Minas Gerais, com o objetivo de reconstituir as características do sistema deposicional e contribuir para a compreensão da origem dos depósitos de ferro relacionados às glaciações neoproterozóicas.

Este relatório apresenta os resultados obtidos a partir do trabalho de campo, bem como, a petrografia dos diamictitos e seixos, e a análise de proveniência. Além da integração dos resultados e a análise do sistema deposicional desenvolvido pela dinâmica glacial, essa registrada nos diamictitos neoproterozóicos do Grupo Macaúbas.

2 OBJETIVOS

O presente projeto tem como principais objetivos:

- Estabelecer o controle estratigráfico dos diamictitos ferruginosos identificados nas ocorrências de depósitos glaciais Neoproterozóicos do Grupo Macaúbas na região de Porteirinha (MG);
- Determinar a proveniência dos fragmentos encontrados nos diamictitos, através de contagem macroscópica detalhada de clastos;
- Caracterizar a proveniência dos depósitos, reconhecer possíveis fontes de fragmentos e estabelecer relações com as demais unidades com evidência de glaciação sobre o Cráton São Francisco;
- Realizar análise de fácies e interpretar os sistemas deposicionais dessa ocorrência, propondo modelos para a origem dos diamictitos ferruginosos.

3 JUSTIFICATIVA

A hipótese do Snowball Earth (e.g. Hoffman *et al.*, 1998) gerou interesse no estudo de sucessões sedimentares neoproterozóicas na última década, resultando em vários trabalhos e modelos sobre a evolução paleoclimática global no intervalo entre 750 e 600 Ma. A base para esta hipótese é a presença de depósitos glaciais de baixas latitudes em uma sucessão neoproterozóica da Austrália (Sohl *et al.*, 1999). Grande parte dos trabalhos posteriores, entretanto, enfatizaram a importância dos carbonatos pós-glaciais e de seu registro isotópico como indicadores de mudanças climáticas rápidas e ferramenta de correlação. Nesse contexto, o estudo dos próprios depósitos glaciais de todo o mundo tem sido negligenciado (Eyles & Januszczak, 2004).

No Cráton São Francisco e na Faixa Araçuaí, as formações Bebedouro, Jequitai e o Grupo Macaúbas apresentam grandes áreas de exposição de sucessões glaciais neoproterozóicas restritas a um pequeno intervalo estratigráfico, permitindo a avaliação das variações laterais dos sistemas deposicionais. Dentro desse contexto, as ocorrências de diamictitos ferruginosos da região de Porteirinha (MG) representam fácies anômalas em meio a depósitos glácio-marinhos interpretados para a base do Grupo Macaúbas (e.g. Uhlein *et al.*, 1999). Dessa forma, o presente estudo pode contribuir para o esclarecimento de uma das principais questões sobre as glaciações neoproterozóicas: a caracterização das variações espaciais de ambientes deposicionais e do padrão dos eventos de degelo, considerados como extremamente rápidos nos modelos vigentes (e.g. Hoffman *et al.*, 1998).

Outra questão em aberto sobre as glaciações neoproterozóicas é o padrão de movimentação e a dimensão das geleiras, que supostamente seriam contínuas desde os pólos até o Equador, ao menos em algumas partes do globo (e.g. Sohl *et al.*, 1999). O teste

dessa hipótese pode ser realizado no Grupo Macaúbas, através da análise da proveniência nos diamictitos e de sua comparação com as litologias aflorantes em seu embasamento no Cráton São Francisco. No caso da hipótese de geleiras contínuas em escala global, a proveniência esperada seria homogênea em grandes áreas e com clastos exóticos em relação à geologia do Cráton do São Francisco. Por outro lado, considerando-se a hipótese alternativa de geleiras nucleadas em altitude (e.g. Eyles & Januszczak, 2004), a análise de proveniência deveria permitir o reconhecimento de possíveis variações laterais de áreas-fonte, indicando geleiras isoladas com origem em diferentes áreas do embasamento.

Por fim, uma análise detalhada das fácies sedimentares das ocorrências de diamictitos ferruginosos da área de estudo nos leva a uma importante contribuição para o entendimento dos processos responsáveis por esse tipo de depósito em outras sucessões neoproterozóicas.

4 ATIVIDADES DESENVOLVIDAS

O presente projeto foi desenvolvido em várias etapas obedecendo ao cronograma da figura 1. Dentre as atividades desenvolvidas destacam-se o trabalho de campo e as atividades de gabinete.

Atividades	Bimestres					
	1º	2º	3º	4º	5º	6º
Revisão Bibliográfica						
Trabalhos de campo						
Trabalhos de Gabinete						
Análises petrográficas						
Elaboração de Resultados						
Publicação de Resultados						

Figura 1 – Cronograma das atividades do projeto.

A realização deste projeto encontrou dificuldades na etapa de trabalho de campo. Os afloramentos principais a serem visitados encontravam-se em uma área de difícil acesso. Além disso, a etapa de campo coincidiu com um período de bastante chuva o que impossibilitou o acesso aos alvos principais. Desta forma, uma nova etapa de trabalho de campo seria realizada no segundo semestre, no entanto, houve uma doação de amostras suficientes para ilustrar as ocorrências de diamictitos ferruginosos, bem como a caracterização destas rochas para análise de fácies.

4.1 Trabalhos de Campo

A etapa de trabalhos de campo foi desenvolvida no período de 26 de abril a 04 de maio de 2008, nos municípios de Porteirinha e Salinas, com acesso pelas MG-116 e BR-251. Esta etapa de campo consistiu da localização dos alvos de interesse a partir da base topográfica 1:100000 (Folhas Janaúba, Rio Pardo de Minas, Francisco Sá, Padre Carvalho e Salinas), descrição dos afloramentos, análise de fácies, análise de proveniência e coleta de amostras.

4.2 Atividades de Gabinete

- Levantamento bibliográfico;
- Análises petrográficas (seções delgadas, seções polidas, e seções delgadas polidas);
- Descrição das amostras e classificação das rochas;
- Tratamento e interpretação dos dados de proveniência;
- Elaboração de foto mosaico apresentado na análise fácies e mapa da área de estudo em anexo;
- Tratamento e interpretação dos dados de proveniência;
- Interpretação dos processos e ambientes deposicionais dos depósitos sedimentares levantados no trabalho de campo;
- Integração dos resultados das diferentes técnicas e elaboração de um modelo para a dinâmica glacial e os sistemas deposicionais resultantes.

Desta forma, pôde-se obter uma base de dados de proveniência de seixos que integrada às interpretações e reconstituições de sistemas deposicionais, permitiu a caracterização do padrão de dispersão sedimentar e de suas variações temporais, com implicações para os modelos de variação climática no Neoproterozóico.

5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A ocorrência de diamictitos ferruginosos na região de Porteirinha (MG) insere-se no contexto geológico da Faixa de Dobramentos Araçuai, margem sudeste do Cráton São Francisco (figura 2). Em anexo encontra-se mapa geológico, com a localização dos afloramentos visitados (Anexo – Mapa compilado das Folhas Rio Pardo de Minas, Padre Carvalho e Salinas do Projeto Espinhaço, 1996).

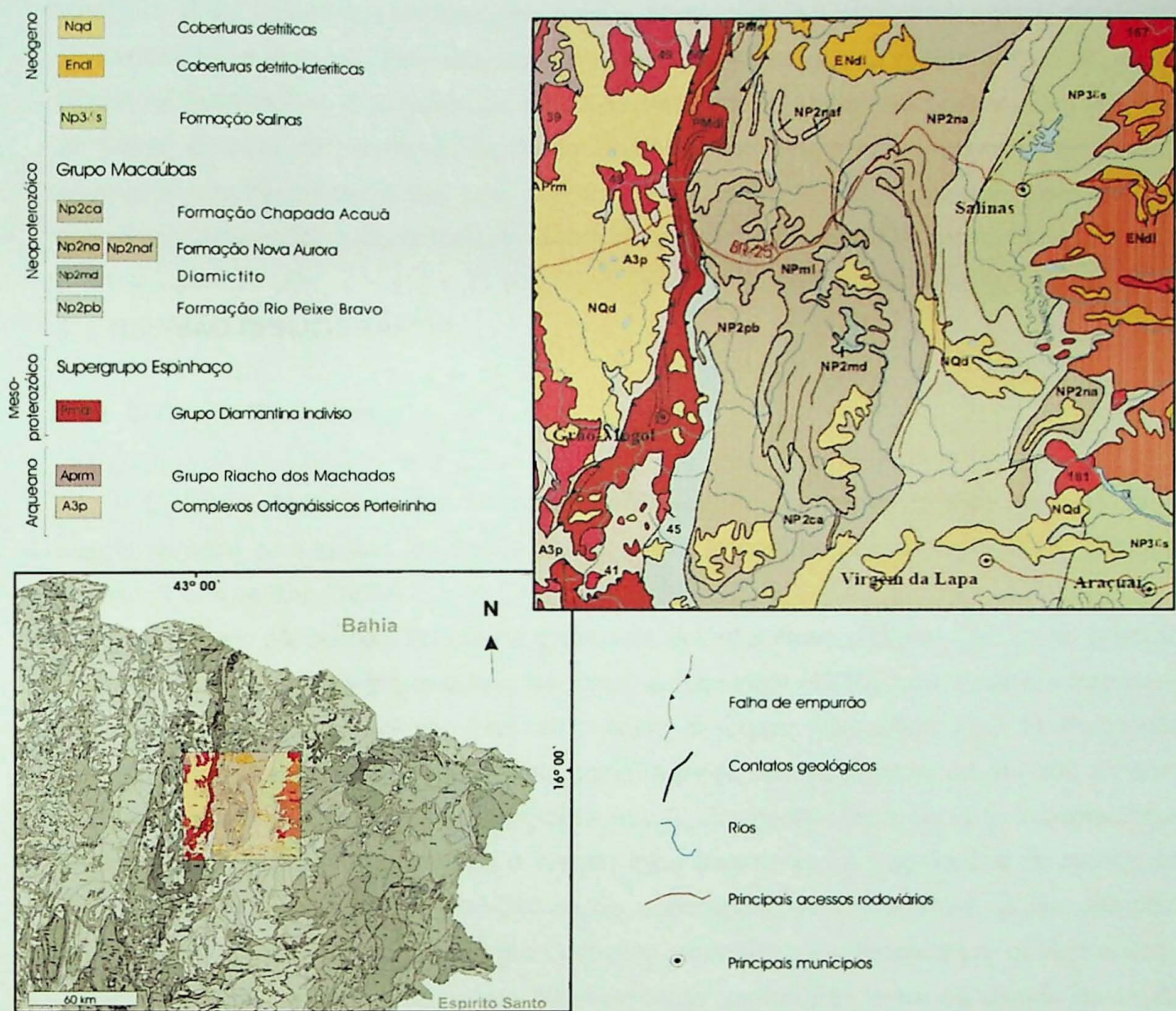


Figura 1- Mapa de localização e geologia da área de estudo, modificado a partir do mapa geológico do Estado de Minas Gerais (escala 1:1000000), CPRM, COMIG 2003.

O cráton São Francisco foi definido como unidade geotectônica por Almeida *et al.*, (1977). Seu embasamento possui idade aqueana-paleoproterozóica, limitado por faixas de dobramentos (Araçuaí, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana) desenvolvidas no Ciclo Brasileiro (Almeida, 1977). As coberturas plataformais são representadas por metassedimentos do Paleo-Mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço, separados por discordância regional (Almeida, 1977) de unidades neoproterozóicas sedimentares glácio-siliciclásticas do Supergrupo São Francisco, representadas pelo Grupo Macaúbas e pela Formação Jequitai em Minas Gerais e pela Formação Bebedouro no Estado da Bahia.

O Supergrupo São Francisco apresenta ampla distribuição geográfica e está dividido em duas províncias: Setentrional (situado no Estado da Bahia) e Meridional (na região de Cristalina em Goiás e no Estado de Minas Gerais).

Na Província Meridional, o Supergrupo São Francisco é constituído, da base para o topo, por duas unidades principais: os grupos Macaúbas, no qual predominam depósitos glaciogênicos, e Bambuí, formado por carbonatos e pelitos pouco metamorfisados. Já na Província Setentrional, o Supergrupo São Francisco possui unidades equivalentes àquelas do Grupo Bambuí da província Meridional, incluídas no Grupo Una. A sucessão inferior, composta predominantemente por diamictitos, é denominada Formação Bebedouro, enquanto a sucessão carbonática sobreposta recebe a designação Formação Salitre.

6 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

6.1 O Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas foi definido por Moraes & Guimarães (1930) para designar conglomerados com seixos facetados, considerado de caráter glacial por Branner (1919) e Moraes & Guimarães (1930).

O Grupo Macaúbas apresenta propostas estratigráficas distintas, em geral produto de trabalhos em localidades restritas. Karfunkel & Karfunkel (1976), com base em trabalhos na região de Itacambira-Terra Branca, dividem o Grupo Macaúbas em: 1) Formação Califorme, inferior, pré-glacial constituída por quartzitos com espessura de até 200 m, com intercalações localizadas de metaconglomerado; 2) Formação Terra Branca, intermediária, composta por metatilitos, quartzitos e metassiltitos com seixos e fragmentos de rochas de dimensões e formas variáveis (30-350 m de espessura), subdividida em fácies Jequitaiá, Caçaratiba e Turmalina; e 3) Formação Carbonita, superior, caracterizada por quartzitos finos e micáceos, metassiltitos e filitos (até 300 metros de espessura), além de corpos de xistos verdes associados. Os depósitos da Formação Terra Branca foram interpretados como produto de ambiente glacial a partir de geleiras de base úmida, sendo a fácies Jequitaiá interpretada como sedimentos glácio-continentais, e as fácies Caçaratiba e Turmalina como sedimentos glácio-marinhos.

Viveiros *et al.* (1978) descrevem a ocorrência de diamictitos ferruginosos na região dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria e definem a estratigrafia local. O Grupo Macaúbas foi então dividido em duas formações: Rio Peixe Bravo e Nova Aurora. Dentro da Formação Nova Aurora foi individualizado o Membro Riacho Poções, representado por diamictitos cinza e diamictitos hematíticos predominantes com intercalações de quartzitos hematíticos e xistos hematíticos, com espessura de até 600 m.

Estes depósitos ferruginosos não apresentam um ambiente deposicional claro, interpretado como glácio-marinho já que se encontram na região onde os depósitos sedimentares foram assim definidos (Viveiros *et al.*, 1978). Quanto à origem do ferro, não está bem estabelecida, poderia ser clástica ou química, segundo os autores.

Karfunkel *et al.* (1985) revisam os conhecimentos estratigráficos sobre o Grupo Macaúbas em Minas Gerais (Espinhaço sul, centro e norte), comparando os resultados obtidos em trabalhos anteriores. Os autores reconhecem a unidade de diamictitos, objeto de estudo deste trabalho. No entanto, apenas Viveiros *et al.* (1978) descrevem a ocorrência de hematita associada aos diamictitos na região norte de Minas Gerais.

Por fim, o trabalho de Noce *et al.* (1997), resultante do Projeto Espinhaço (convênio entre IGC-UFMG e COMIG-SEME), reformula a compartimentação estratigráfica apresentada por outros autores. Nesse, o Grupo Macaúbas é subdividido nas formações Serra do Catuni, Rio Peixe Bravo, Duas Barras, Domingas, Nova Aurora, Chapada Acauã, Salinas e Capelinha.

A oeste do Bloco de Porteirinha, a unidade inferior é a Formação Serra do Catuni (metadiamictitos maciços com intercalações de quartzitos e filitos), já a leste a unidade basal é representada pela Formação Rio Peixe Bravo (intercalações de quartzitos impuros e filitos), sobreposta pelas formações Nova Aurora (Viveiros *et al.*, 1978) (metadiamictitos gradados ou não, com intercalações de quartzitos e raros filitos, enriquecidos em hematita), Chapada Acauã (metadiamictitos, quartzitos e metapelitos), e Salinas (sucessão de quartzo-biotita xistos bandados, com intercalações de metagrauvacas, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados e grafita xistos).

A porção Meridional é constituída na base pelas formações Duas Barras (quartzitos geralmente com grânulos e lentes de conglomerado) e Domingas (metassiltitos e metadolomitos estromatolíticos), recobertas pelas formações Serra do Catuni, Chapada Acauã, Salinas e pela formação Capelinha (alternância de xistos e protoquartzitos, na base, e ortoquartzitos no topo).

6.1.1 Ambiente deposicional

Uhlein *et al.* (1994) propõem um modelo deposicional para seqüência Jequitai-Macaúbas com base em dois domínios sedimentológicos, um de plataforma marinha glaciada atingida por geleiras e/ou flutuantes, e outro seria a borda de uma bacia extensional com depósitos gravitacionais. A Formação Jequitai corresponde a sedimentos glaciogênicos depositados como sedimento glácio-marinho sobre o cráton, esses são remobilizados por fluxos gravitacionais subaquosos na margem continental, com a presença de falhas normais para produzir diferentes taxas de subsidência e promover a sedimentação dos fluxos gravitacionais, que originou os depósitos do grupo Macaúbas.

Contudo, destacam-se no Grupo Macaúbas os diamictitos ferruginosos intercalados aos depósitos glaciogênicos. Depósitos semelhantes são encontrados em diferentes continentes: no noroeste do Canadá o Grupo Rapitan, no Mato Grosso do Sul o Grupo Jacadigo, sudoeste da África o Supergrupo Damara e no sul da Austrália o Subgrupo Yudnamutana.

6.2 Formações ferríferas e a Origem do ferro

As formações ferríferas do grupo Rapitan, Jacadigo, supergrupo Damara e subgrupo Yudnamutana estão inseridas no mesmo contexto de glaciação do grupo Macaúbas, por esta razão, vale a descrição desses depósitos por serem bastante estudados com várias sugestões para o ambiente deposicional e a origem do ferro, com o objetivo de contribuir para a própria interpretação dos depósitos do grupo Macaúbas.

6.2.1 Grupo Rapitan

O Grupo Rapitan possui intervalo de deposição definido entre 755 e 730 Ma (Klein & Beukes, 1993). É subdividido em Inferior, Intermediário e Superior Rapitan (Young, 1976). O Rapitan Inferior é constituído por intercalação de lamitos pretos laminados com siltito, arenito e calcário, e na parte superior ocorrem bandas laminadas de hematita com jaspilito. O Rapitan Intermediário é composto por conglomerado polimítico, com unidades de arenitos intercaladas com cubos de pirita, e o Grupo Rapitan Superior compreende folhelhos negros com pouca intercalação de siltitos, e raro lamito e dolomito. Os clastos mais comuns são de rochas carbonáticas, chert e rochas plutônicas, fortemente estriados e facetados, e ocorrem como *dropstones*.

A camada de minério é descrita por bandas hematíticas e de jaspilito com evidência de formação na presença de minerais evaporíticos (Young, 1976). Esses são preservados como poros na rocha ou substituído por calcita. Uma explicação para os minerais do tipo evaporítico é que sejam formados como resultado da concentração de solutos congelados em grande quantidade na água do mar ou por evaporação da água. Por exemplo, acredita-se que a formação ferrífera do Grupo Hamersley do oeste da Austrália foi formada pelo aumento anual (por evaporação) da concentração sílica e ferro acima da solubilidade (Trendall, 1973).

O ambiente deposicional é interpretado como glácio-marinho, onde os conglomerados são formados a partir de uma plataforma de gelo flutuante sobre uma encosta íngreme que produz fluxos de lama e corrente de turbidez. Esta interpretação é favorecida pela presença de rochas semelhantes aos mixtitos na Cordilheira Norte Americana (Crittenden *et al.*, 1972).

Gross (1965) considera que a formação ferrífera do Grupo Rapitan está relacionada à atividade vulcânica na forma de fumarolas. No entanto a presença de seixo caído nas camadas sugere a influência glacial.

Klein & Beukes (1993) apresentam uma interpretação contrária à de Young (1976), sugerindo que houve um período glacial com cobertura total de gelo, o qual permitiu a acumulação de ferro e manganês dissolvidos na água, a partir de um ambiente calmo e

reductor. E com a subida rápida do nível relativo do mar (transgressão), no período interglacial, promoveu a deposição do ferro com a restauração da circulação oceânica. Um dos argumentos dos autores é o baixo, ou quase ausente, aporte siliciclástico neste período, visto que a formação ferrífera ocorre em bandas intercaladas com material siliciclástico, interpretado como produto de fluxo de gravidade confinado.

A fonte de ferro não é bem definida, pode ser hidrotermal ou produto da dissolução de materiais ao longo do fundo da bacia. Klein & Beukes (1993) mostram que há uma contribuição hidrotermal para a fonte de ferro, pois as análises químicas dos elementos terras raras indicam anomalia positiva de Eu nas amostras de formação ferrífera. No entanto, amostras puras de formação ferrífera não apresentam nenhuma anomalia de Eu, de forma similar aos oceanos profundos atuais. Contudo, cogita-se a hipótese da anomalia de Eu ser proveniente de partículas vulcanoclásticas.

6.2.2 Grupo Jacadigo

O Grupo Jacadigo é dividido em duas unidades litoestratigráficas (Almeida, 1945). A Formação Urucum na base constitui-se de arcósios grosseiros, arenitos arcóseos, conglomerados e subordinadamente siltitos calcários ou piritosos. A Formação Santa Cruz, no topo, é composta por arenitos arcoseanos jaspilíticos, com expressiva ocorrência de minério de ferro do tipo *banded ironstone* descrito por lamina alternadas de hematita e jaspe intercaladas aos arenitos. O óxido de ferro predominante é hematita e subordinadamente magnetita e limonita.

O trabalho de Trompette *et al.* (1998) descreve a deposição da Formação Urucum em um hemi-graben, no qual há imaturidade da sedimentação continental com fácies conglomerática que indica depósito de leque aluvial de borda da escarpa de falha. E para a Formação Santa Cruz a paleogeografia apresenta um hemi-graben, no qual a parte central predomina sedimentação química, e periodicamente é interrompida por fluxos gravitacionais. Desta forma, os autores concluem que a deposição do Grupo Jacadigo em bacia do tipo distensional suporta a idéia da origem do ferro e manganês ser hidrotermal.

Contudo, Trompette *et al.* (1998) sugerem que após o período de deposição do grupo Jacadigo há uma transgressão de origem glácio-eustática representada pela deposição de dolomitos da formação Bocaina (Grupo Corumbá). Ressalta-se que esta idéia é contrária a de Klein & Beukes (1993), que consideram a deposição das rochas ferruginosas como relacionada a um evento transgressivo.

Quanto à origem do minério, Almeida (1946) sugere que o minério de ferro tem origem tipicamente sedimentar, no qual ferro, sílica, e manganês foram obtidos pelas águas naturais em uma região com rochas pré-cambrianas onde já existia concentração dessas substâncias. O autor explica que o ferro e a sílica seriam transportados como colóides e o

manganês como bicarbonato, em um mar interior, onde a ação coagulante de eletrólitos causaria a precipitação dos colóides de ferro e sílica.

A grande quantidade de hematita e jaspe (avaliada em cerca de duas dezenas de Km³) provoca duas idéias para origem do ferro. A primeira considera essas substâncias filiadas à atividade vulcânica, e a segunda supõe que são decorrentes do intemperismo de rochas pré-existentes (Almeida, 1946).

Os argumentos para a origem magmática são com base na suposição dos enormes depósitos de hematita se restringir às éras pré-cambrianas, caracterizadas por grandes atividades vulcânicas. Gruner (1922 *apud* Almeida, 1946) diz que a quantidade de água necessária pressupõe um volume excessivo de magma. E salienta que num clima muito úmido, tropical ou subtropical, com abundante vegetação terrígena de formas inferiores, resultaria em uma decomposição rápida das rochas, originando toda a sílica e o ferro dos depósitos dos grandes lagos a partir de uma bacia constituída de basaltos e greenstone.

Quanto à origem terrígena para sílica e óxido de ferro, essa é mais aceita, a partir da observação de ferro laterítico dos países quentes (Almeida, 1946). E propõe que num clima com alternância de períodos úmidos com outros secos e muito quente, os colóides provenientes da decomposição das rochas tem maior oportunidade de ficar retidos na própria região, formando depósitos do tipo *duricrust* (Woolnough, 1927 *apud* Almeida, 1946).

6.2.3 Supergrupo Damara

O Supergrupo Damara está localizado no sudoeste da África, é composto por rochas vulcânicas e sedimentares da faixa móvel Damara. Neste supergrupo, são reconhecidas duas fácies principais: Outjo (miogessinclínio) e Swakop (eugeossinclínio), sendo que ambas apresentam rochas sedimentares ricas em ferro (Beukes, 1973).

Na fácies de Outjo, a formação Abenab compreende rochas caracterizadas por "tilitos", arenitos ricos em ferro e folhelhos intercalados na base. Na região do eugeossinclínio, na fácies Swakop, a formação equivalente é a Hakos inferior, composta por "tilito" conglomerado, quartzito, e lentes de itabirito. Estas associações de rochas são consideradas representativas de depósitos glácio-marinho.

Beukes (1973) apresenta três possíveis origens para as formações ferríferas na África, essas podem ter associação vulcânica, clástica e química. As formações ferríferas do supergrupo Damara apresentam associação química, caracterizadas como do tipo plataforma carbonática. Para a formação ferrífera Penge de Kuruman a origem química significa que o ferro e a sílica são derivados do processo intempérico, e uma pequena quantidade foi depositada por fonte vulcânica.

No caso de origem clástica, por exemplo, no Supergrupo Pongola o ferro e a sílica são interpretados como produto do ciclo sedimentar, através de minerais de óxido de ferro de origem clástica os quais foram, de forma gradual, precipitados quimicamente. Beukes

(1973) interpreta como um claro indicativo de partículas férricas clásticas dissolvidas ou coloidais que foram derivadas de um ciclo intempérico de rochas pré-existentes. Como exemplar de fonte vulcânica há o greenstone belt de Kaapvaal, com vulcanismo ácido associado e chert. O autor sugere que a fonte do ferro é especulativa, mas provavelmente é produto do intemperismo desta área fonte.

6.2.4 Subgrupo Yudnamutana

O Geossinclinal de Adelaide no sul da Austrália apresenta depósitos glácio-marinhos preservados, da glaciação Sturtian (~ 750 – 700 Ma) (Lottemoser & Ashley, 2000). Destaca-se na estratigrafia o Grupo Umberatana no qual se insere o Subgrupo Yudnamutana constituído de rochas glaciais, dividido em formação ferrífera Holowilena e Braemar, respectivamente base e topo (Trendall, 1973), e agrupadas na formação Braemar por Lottemoser & Ashley (2000).

A formação ferrífera Braemar compreende *ironstone*, siltito glaciogênico, folhelhos, tilitos e rochas ferruginosas. Lottemoser & Ashley (2000) interpretam esta formação como uma fácies acumulada em bacia marinha ao longo da borda de terrenos altos continentais glaciados e áreas baixas intemperizadas, originada de geleiras de base úmida sobre o embasamento paleo e mesoproterozóico e depositado em depocentros controlados por falhas, na depressão de Baratta. Estes autores interpretam a associação de dolomitos, silitos manganíferos, *ironstone* e diamictitos como um período pós-glacial durante um evento transgressivo.

A deposição do ferro está associada ao derretimento de geleiras, ao fluxo de detritos durante a abertura da circulação oceânica e ao descongelamento de *icebergs*. Desta forma, a deposição de sedimentos glácio-marinho de geleiras de base úmida, ou seja, a mudança climática de refrigeração profunda para temperaturas mais quentes levou a oxigenação de ferro ($\pm$ manganês), precipitação de carbonato e troca de CO₂ com a água costeira (Lottemoser & Ashley, 2000).

Lottemoser & Ashley (2000) sugerem que a liberação de CO₂ para a atmosfera através da oxigenação da água resultou na precipitação de carbonato como dolomitos, e na oxigenação de ferro ($\pm$ manganês) na água que conduziu a precipitação de óxido de Fe³⁺ como *ironstone* laminados e na matriz de diamictitos ferruginosos. As intercalações de silitos, pobres em ferro, e diamictitos entre fácies ferruginosas poderiam indicar um episódio de diminuição da precipitação do ferro e domínio da sedimentação clástica. Além disso, o aumento das condições de Eh levaria a precipitação de óxido de Mn ou carbonatos e sua incorporação nos sedimentos clásticos (Lottemoser & Ashley, 2000).

Os autores comprovam, através de análise geoquímica, que os elementos de derivação detrítica (Si, Al, Ti, Ca, Mg, K, Ga, Hf, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, Zr, La, Ce) mostram

correlação positiva resultante da sedimentação clástica e química. Há também fraca correlação positiva do Fe com As, Cu, V e Zn, indicadores de derivação vulcanogênica.

6.3 Embasamento Pré-Grupo Macaúbas – Área Fonte

Este capítulo busca apresentar as rochas do embasamento pré-Grupo Macaúbas com o objetivo de estabelecer possíveis áreas-fonte para os clastos dos litotipos encontrados a partir da análise de proveniência.

O embasamento pré-Grupo Macaúbas, da base para o topo, é composto pelo Complexo Basal arqueano, seguido por rochas supracrustais pré-Espinhaço, e pelo Supergrupo Espinhaço, esse recoberto pelo Supergrupo São Francisco marcado por discordância erosiva (Pflug & Renger 1973).

6.3.1 Complexo Basal

O embasamento siálico na literatura recebeu várias denominações, por exemplo, embasamento cristalino, embasamento Granítico Gouveia, e como pré-Rio das Velhas. Hoffmann (1983) divide o embasamento siálico em Grupo Congonhas (migmatitos) e Grupo Gouveia (granitos).

A base do Grupo Macaúbas também aflora em discordância com o embasamento a oeste do município Riacho dos Machados (Dossin, 1983 e Magalhães, 1988 *apud* Uhlein, 1991).

Hoffmann (1983) considera os migmatitos do Grupo Congonhas o embasamento mais velho, da área de Diamantina, intrudido pelo granito Gouveia. Esse é bastante homogêneo, com estruturas do tipo *schlieren*, xenólitos, e xenocristal de feldspato potássico (até 6 cm). O autor sugere que há três pulsos graníticos com centros distintos, em Gouveia, Tombadouro, e um terceiro a leste de Congonhas do Norte. A composição modal do granito Gouveia indica um predomínio de monzogranito e granodiorito, sobre tonalitos, trondjemitos e mela-granitos.

O embasamento siálico descrito por Dossin, Uhlein & Dossin (1984) corresponde a áreas restritas, na região de Diamantina, constituindo o núcleo de anticlinais. Este complexo é representado por anatexitos (Granito de Gouveia), cataclasado em graus diversos originando desde protomilonitos a milonitos até ultramilonitos, associados às faixas migmatíticas.

Na região de Serro, Dossin, Uhlein & Dossin (1984) descrevem o embasamento cristalino constituído por biotita gneisses leucocráticos, com composição tonalítica a granodiorítica, maciços, sem bandamento, apenas com uma discreta foliação devido à biotita. Ocorrem como *augen*-gnaisse com estrutura *flaser* promovida pela catáclase ou mesmo como xistos miloníticos e filoníticos.

Fogaça, Almeida Abreu & Schorscher (1984) consideram o embasamento constituído de núcleo crustal poligenético, composto por rochas metamórficas de alto grau, migmatitos e gnaisses cinzas, composição global tonalítica (quando não afetadas por feldspatização potássica secundária), além de intrusivas ígneas, granitos e granodioritos.

6.3.2 Rochas supracrustais – Supergrupo Rio Paraúna

A seqüência supracrustal do embasamento pré-Espinhaço é definida por Fogaça, Almeida Abreu & Schorscher (1984) como Supergrupo Rio Paraúna, subdividido em Grupo Pedro Pereira (vulcanossedimentar) e Grupo Costa (rochas epiclásticas finas e grosseiras, respectivamente Formação Barão do Guaicuí e Formação Bandeirinha).

O Grupo Pedro Pereira apresenta rochas que podem ser interpretadas com fonte para os clastos de talco xisto ou sericita/muscovita xisto. Este é subdividido em duas unidades litológicas: Ultramáfica/Máfica (base) e Vulcanossedimentar (topo) (Fogaça, Almeida Abreu & Schorscher, 1984).

A unidade ultramáfica/máfica é composta predominantemente de xistos verdes, no qual os principais tipos compõem proporções variadas de talco, cloritas e serpentinas, rochas magnesianas. Os xistos máficos de tonalidade verde-escura a verde-clara contém pequenas intercalações de quartzo xistos; incluem xistos de anfibólio-epidoto-albita-clorita, anfibólio-sericita-epidoto-clorita, clorita-biotita-epidoto-albita. A segunda unidade é descrita por delgadas camadas de formação ferífera associadas com vulcânicas máficas ou félsicas; variedades de quartzo xistos com intercalações locais de níveis ferruginosos milimétricos a centimétricos; e vulcânicas ácidas, talco xistos e metassedimentos.

Os litotipos da Formação Barão do Guaicuí são quartzo-muscovita xisto, cianita-quartzo-muscovita xisto, sericita-quartzo xisto, hematita-quartzo-muscovita xisto e os termos transicionais. Já a Formação Bandeirinha representa um espesso pacote de rochas quartzíticas.

Ressalta-se ainda, a denudação do “Anticlinal de Gouveia”, o qual está inserido o cinturão Rio Paraúna, pós-Espinhaço. Este fato indica a possibilidade dessas rochas estarem presentes como clastos nos diamictitos do Grupo Macaúbas.

6.3.3 Supergrupo Espinhaço

Almeida Abreu (1996) faz uma compilação da estratigrafia da Serra do Espinhaço meridional. O autor divide o Supergrupo Espinhaço em Grupo Guinda e Grupo Conselheiro Mata.

O Grupo Guinda na base apresenta quatro formações: Bandeirinha (metarenitos puros ou micáceos – muitas vezes *red beds* – localmente metaconglomerados e metapelitos) inserida no supergrupo Rio Paraúna por Fogaça, Almeida Abreu & Schorscher (1984), São João da Chapada (metarenitos, localmente metaconglomerados e filitos

hematíticos), Sopa-Brumadinho (Membro Datas - metapelitos e subordinadamente metarenitos; Membro Caldeirões - metarenitos, metaconglomerados polimíticos, filitos hematíticos; e Membro Campo Sampaio - metapelitos, subordinadamente metarenitos e metabrechas quartzíticas de matriz pelítica) e Galho do Miguel (metarenitos puros).

No topo o Grupo Conselheiro Mata é composto por cinco formações: Santa Rita (metapelitos, subordinadamente metarenitos), Córrego dos Borges (metarenitos puros ou micáceos, localmente brechas/conglomerados quartzíticos), Córrego da Bandeira (metapelitos e metarenitos), Córrego Pereira (metarenitos puros a micáceos, localmente pelitos) e Rio Pardo Grande (metapelitos, subordinadamente metarenitos, localmente dolomitos).

7 MÉTODOS

7.1 Trabalho de Campo

A metodologia da atividade de campo baseou-se na descrição das fácies através do reconhecimento geológico e caracterização de corpos de rochas sedimentares com atributos específicos como composição, granulação e seleção granulométrica, estruturas sedimentares, geometria das camadas, conteúdo fossilífero, componentes diagenéticos, e características da evolução metamórfica desenvolvidas nestas rochas pertencentes ao Grupo Macaúbas. Além da coleta de amostras representativas de cada fácies para as análises petrográficas.

A geometria dos corpos metassedimentares foi descrita através de croquis, e registrado com uma máquina fotográfica através de um conjunto de fotos que formam um fotomosaico do afloramento, permitindo visualizar a variação lateral da arquitetura deposicional. Desta forma, as associações de fácies puderam ser representadas e interpretadas a partir da geometria dos corpos, quando possível, de acordo com a análise de elementos arquiteturais (Miall, 1991).

A proveniência foi realizada a partir da contagem de clastos com eixo maior do que 1,0 cm, classificados de acordo com a litologia, em uma área de aproximadamente de 8,0 m² seguindo uma linha imaginária vertical, essa totalizando 100 clastos por afloramento. Seguido pela amostragem da matriz dos metadiamiclitos e dos clastos característicos principais.

7.2 Atividade de Gabinete

Os métodos propostos neste projeto envolvem técnicas de análise de fácies, análise de proveniência. O estabelecimento do arcabouço estratigráfico baseou-se na interpretação dos sistemas deposicionais em análises de fácies.

Após a etapa de campo foram selecionadas 20 amostras para confecção de seções delgadas com o objetivo de caracterização microscópica. Três dessas amostras foram submetidas ao processo de impregnação. Nos litotipos com presença de minerais opacos (hematita) foram confeccionadas seções polidas. Além das amostras obtidas no trabalho de campo, mais 11 amostras de formação ferrífera e diamictito ferruginoso foram doadas pela Companhia Vale. Dessas, foram confeccionadas seis seções delgadas polidas.

O processo de impregnação consiste da secagem previa das amostras por 24 horas em forno a 50 °C, seguida pela inserção em câmara de vácuo durante 1 hora e posterior gotejamento da solução (epoxiglass, endurecedor, álcool etílico e corante azul), até cobrir toda a amostra, com descanso de 2 horas para a solução preencher todos os poros e secagem na estufa. O procedimento foi realizado pelo laboratório de sedimentologia do IGc-USP.

As seções delgadas seguem a especificação de 30 µm de espessura. Já algumas das seções delgadas polidas apresentam uma espessura um pouco superior a 30 µm. As seções delgadas foram confeccionadas na seção de laminação do IGc-USP, as seções polidas no laboratório de seções polidas do IGc-USP, e as seções delgadas polidas no laboratório de microsonda eletrônica. A petrografia foi realizada com o auxílio do microscópio eletrônico de luz transmitida, e com o microscópio eletrônico de luz refletida, respectivamente seções delgadas e polidas.

Os dados de proveniência obtidos em campo foram tratados no software Excell 2003, resultando em histogramas de frequência com a proporção entre os clastos, em porcentagem. Em paralelo a estes trabalhos segue a pesquisa bibliográfica e o desenvolvimento do relatório.

A análise de proveniência foi utilizada como ferramenta para reconhecer qual litotipo atuou como principal fonte durante a formação destes depósitos sedimentares. Contudo, pôde-se inferir como ocorreu a dispersão dos sedimentos e estabelecer o padrão de variação da proveniência na área dentro da bacia.

8 RESULTADOS OBTIDOS

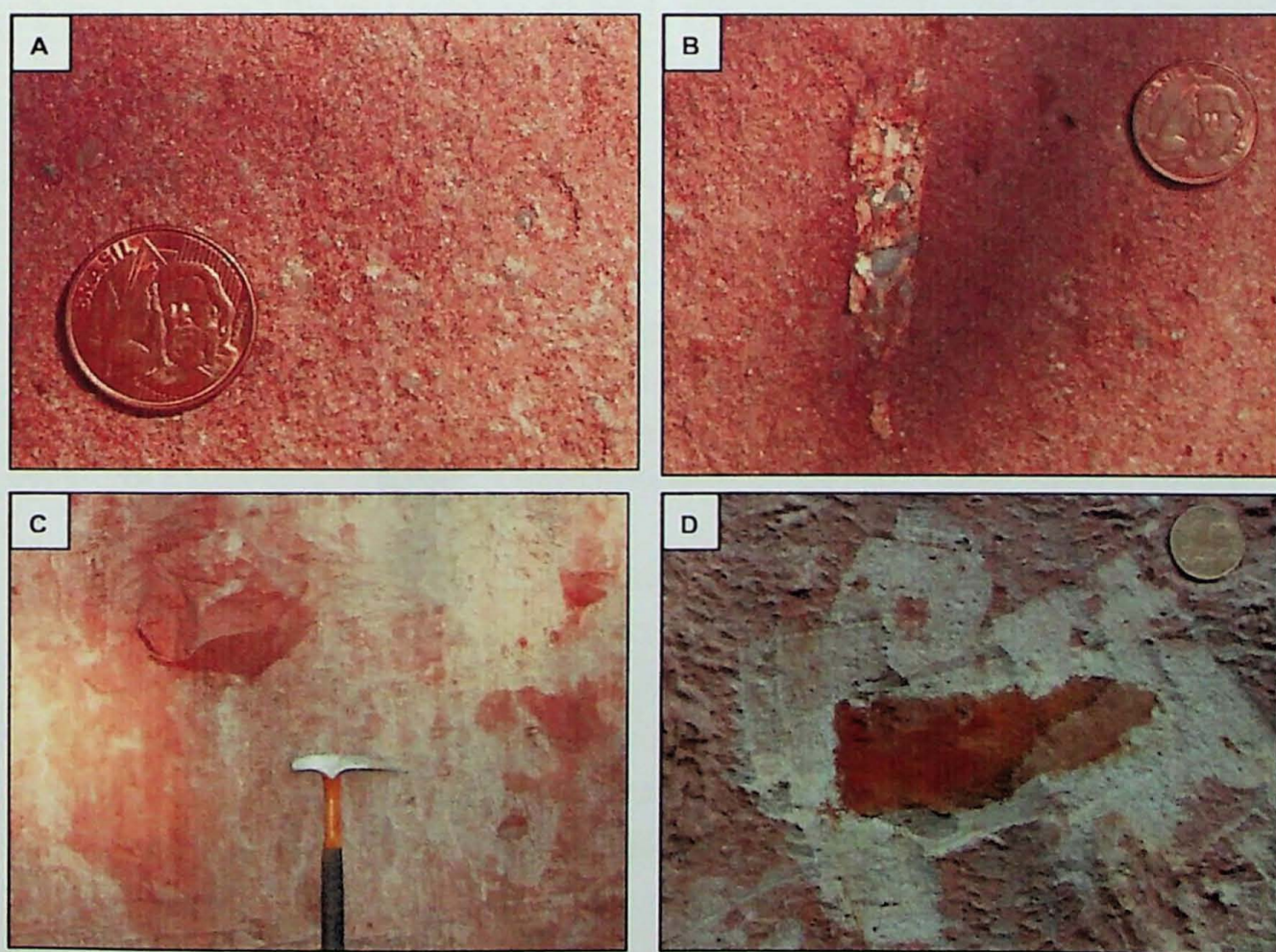
Os resultados obtidos correspondem às observações realizadas na etapa de campo, a análise petrográfica e a análise de proveniência dos dados obtidos de campo.

8.2 Diamictitos do Grupo Macaúbas

Os metadiamictitos não ferruginosos são predominantes na área de estudo. Estas rochas apresentam cor de alteração cinza até avermelhada, quando fresca cinza escuro. A composição da matriz, observada em campo, alterna entre rochas mais micáceas e outras mais quartzosas, além da presença de biotita que é distinta do restante da matriz quando a rocha está fresca, e a presença de grânulos de quartzo (Figura 3A). A textura predominante é grano-lepidoblástica, com porfiroblasto de granada (EP27), e estrutura foliada a xistosa.

No geral, os seixos são de quartzito fino, quartzito granoblástico, biotita granito, talco xisto, rocha carbonática e filito. Os quartzitos e leucogranitos encontram-se subarredondados e por vezes deformados, com diâmetro variando de 1,0 – 30 cm, os calcarenitos e filitos possuem forma retangular, com eixo maior entre 2,0 – 40 cm.

A proporção de seixos presente nestes metadiamictitos difere para cada afloramento, alguns apresentam seixos esparsos (EP02, EP05, EP07-09, EP16, EP21, EP27), no qual foi possível realizar a contagem para análise de proveniência apenas no afloramento EP05 (Figura 3A-D). E em outros afloramentos (EP10-12, EP29-31, EP33) há grande quantidade de seixos (Figura 3E-J).



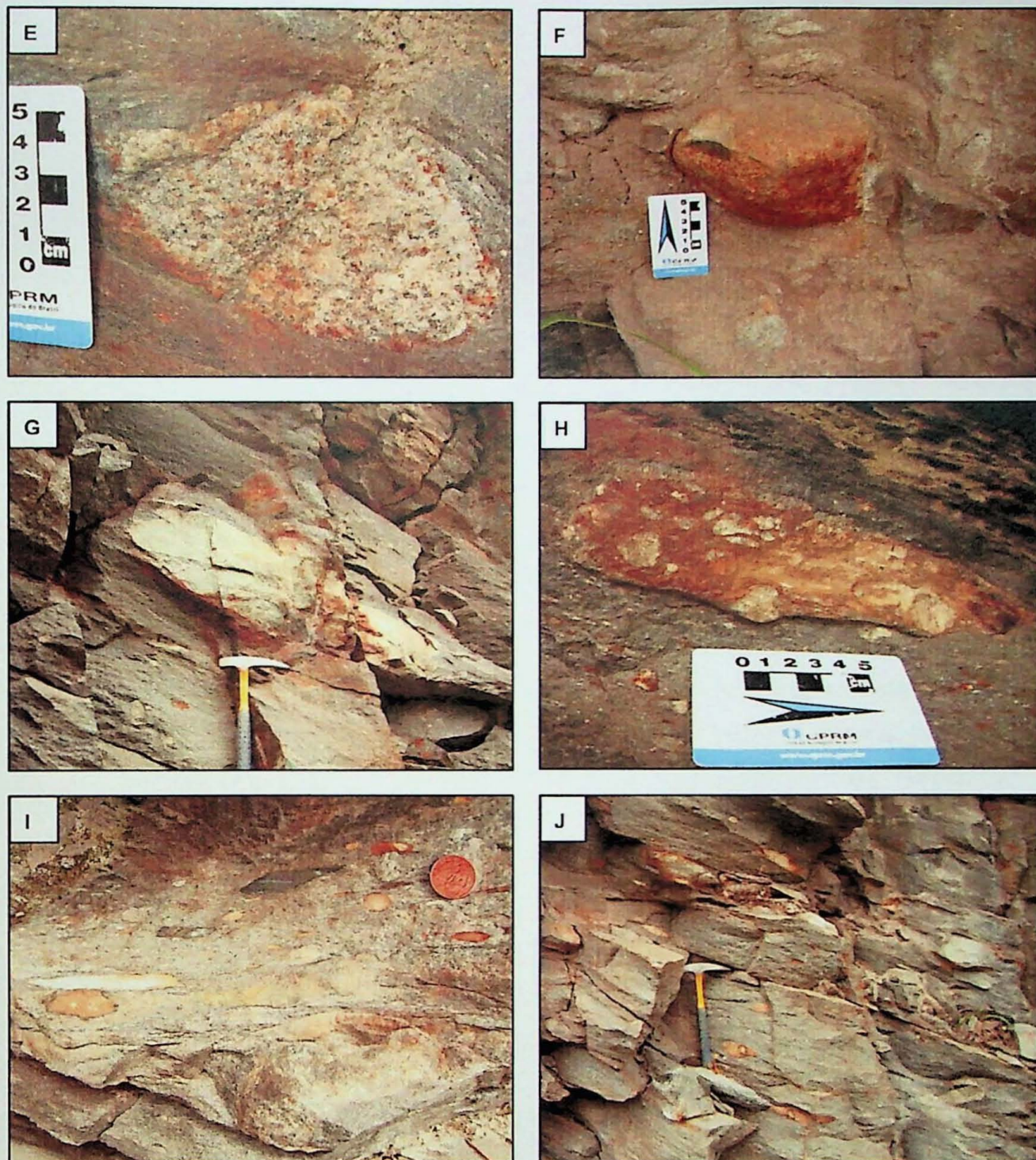


Figura 3 – A) matriz de metadiamicrito alterada (EP05); B) clasto de leucogranito (EP05); e C) clasto de quartzito (EP10); D) clasto de carbonato (EP10); E) e F) seixo de granito (EP29); G) matacão de quartzito (EP29); H) clasto de carbonato englobando pedaços de quartzito (EP29); I) metadiamicrito fresco com clastos variados (EP30); J) paredão de metadiamicrito com clastos variados (EP30).

Na estrada (BR-251) que liga o município de Vacaria a Fruta de Leite foram descritos uma série de afloramentos de metadiamicritos (EP05 ao EP12). Nesta área, além dos diamicritos ocorrem intercalações de diferentes litotipos. No afloramento EP06 (Figura 4A) encontra-se um metarenito, granulometria média a grossa com seixos muito esparsos de quartzito (até 2,0 cm), com estrutura orientada (acamadada). A seção delgada (EP06) é constituída por quartzo, e raros cristais de feldspato (microclínio) e mica branca (muscovita)

(Figura 4B). No afloramento EP09 observa-se um pacote de quartzito de cor branca com espessura de $\pm 2,0$ m, granulometria areia fina, com grãos bem selecionados.

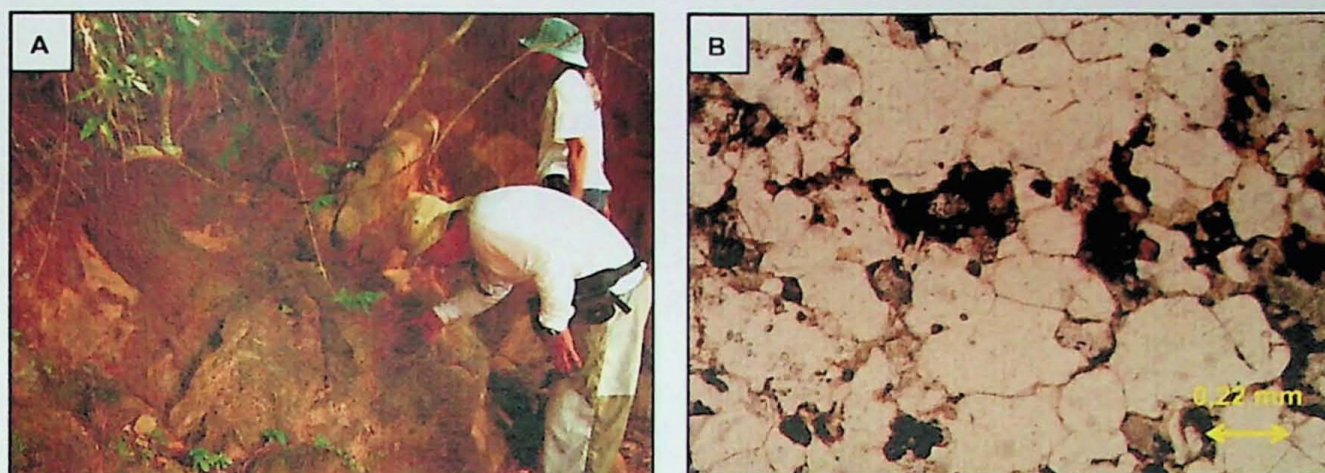
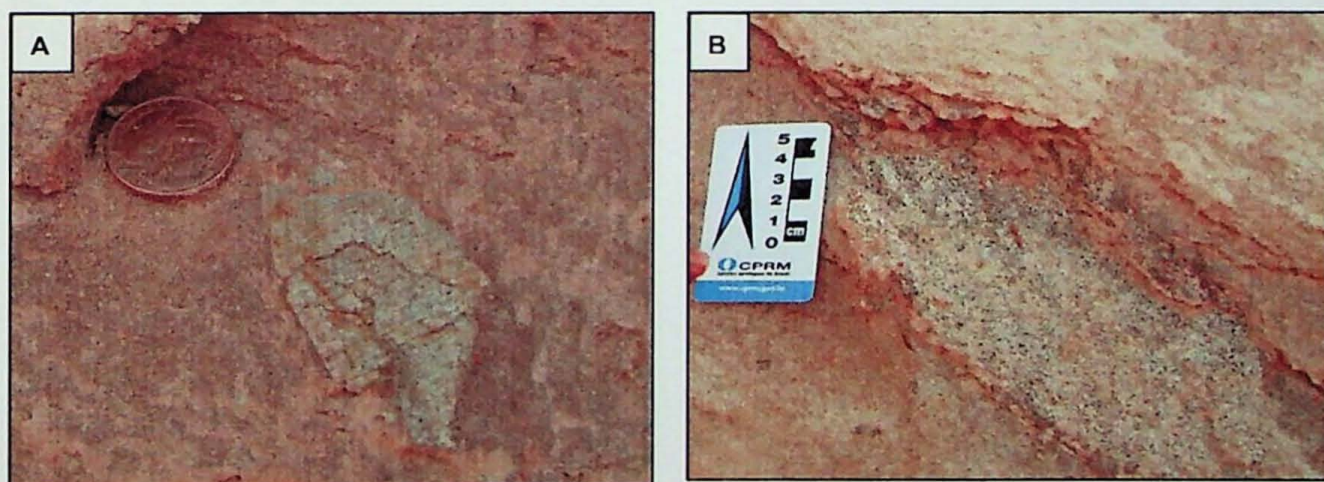


Figura 4 – A) Foto do afloramento EP03; B) Fotomicrografia do metarenito (polarizador //).

Dentre os afloramentos de diamictitos destaca-se o EP05, por estar bastante alterado e ter sofrido um deslizamento de terra recentemente, de tal forma, que permitiu encontrar um tipo de clasto distinto dos demais. Em campo foi caracterizado como sericita xisto ou talco xisto (Figura 5A e B). A seção delgada (EP05B) evidencia ser talco pela birrefringência ser alta e os cristais são muito finos, tem aspecto mais fibroso do que ripiforme desenvolvido pelos minerais micáceos. Além de talco há quartzo em quantidade incipiente, ripas de muscovita pouco orientada com a xistosidade, e uma alteração de coloração ferruginosa (Figura 5C).



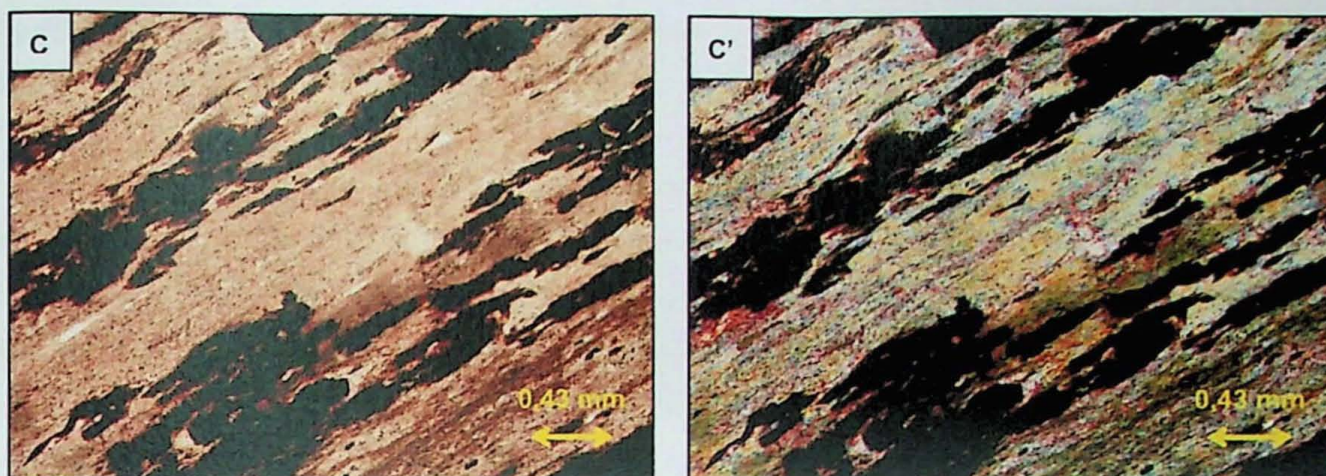


Figura 5 – A) e B) clasto de talco xisto (EP05); C) Fotomicrografia do talco xisto (polarizadores // e X).

Outras intercalações litológicas no metadiamicrito são encontradas ao longo da estrada (BR-251) para Salinas (Afloramentos EP23 ao EP34). Por exemplo, filitos e metassiltitos em afloramentos de $\pm 7,0$ m de altura e algumas dezenas de metros de comprimento, quando alterado possui coloração cinza esverdeada escura e quando fresco cinza claro, com granulometria silte, estrutura foliada, em alguns afloramentos observa-se à rocha crenulada (Figura 6A). Outros locais apresentam contribuição de areia em lentes deformadas e paralelas ao acamamento (EP25). Já no afloramento EP23 há intercalação rítmica de camadas metapsamíticas (20 - 50 cm), com contribuição de pelito, e camadas metapelíticas (10 - 25 cm) com foliação mais evidente (Figura 6B). Destaca-se ainda, o afloramento EP24 e EP28, por falha inversa e dobra de grande escala, respectivamente (Figura 6C e D).

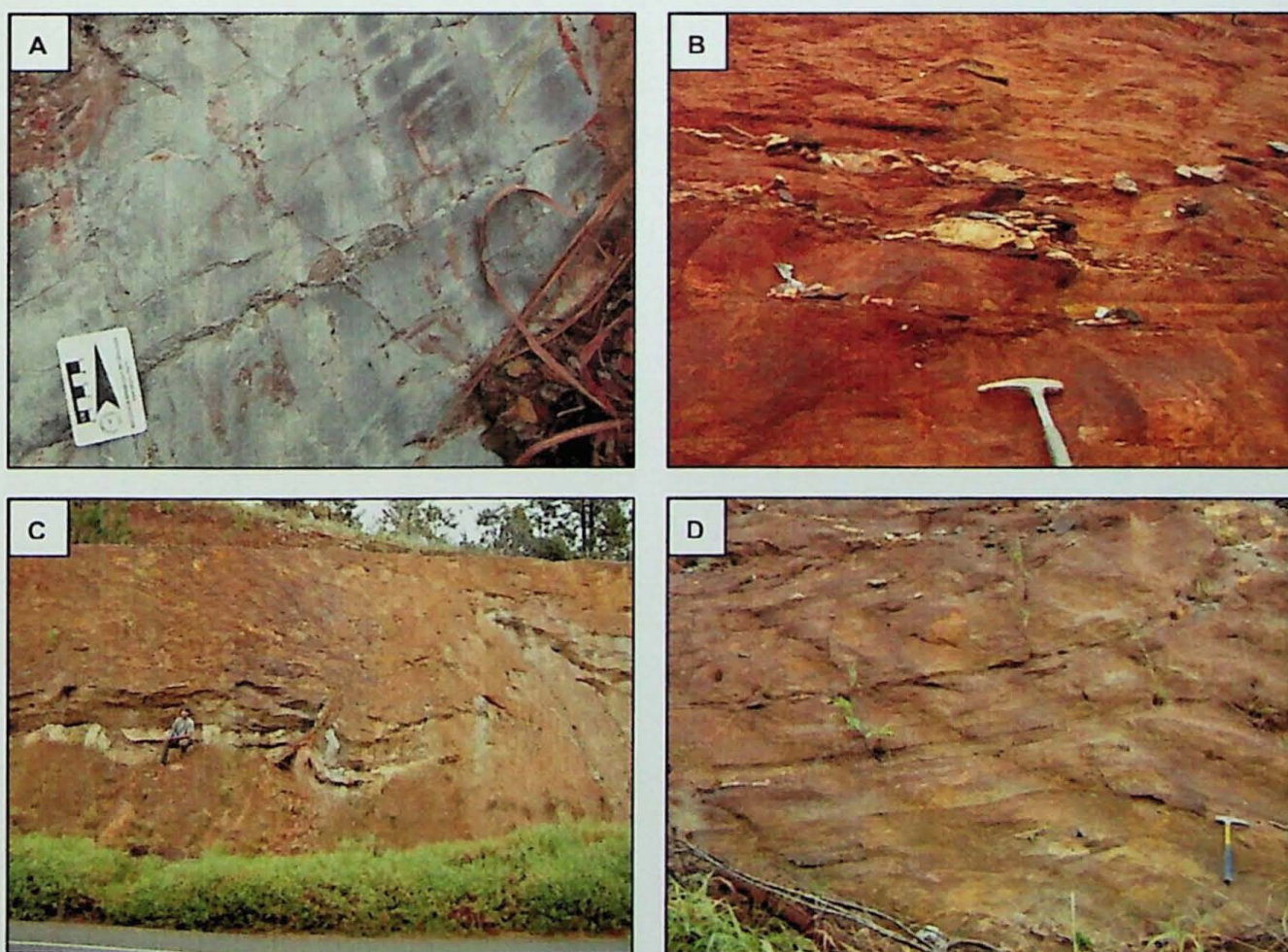
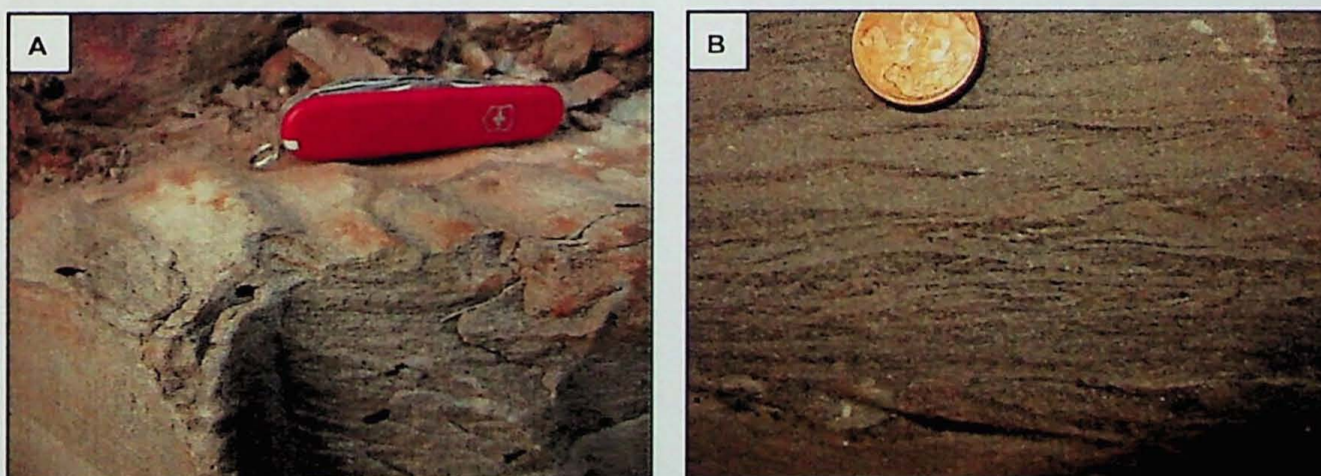


Figura 6 – A) Filito (EP25); B) intercalação camadas arenosas e pelíticas (EP23); C) falha inversa (EP24); D) dobra de grande escala (EP28).

Os afloramentos de filitos e metassiltitos são seguidos por ocorrências de metadiamicrito, e passam para biotita-muscovita-quartzo xisto e biotita-muscovita-quartzo xisto com porfiroblastos de granada, respectivamente EP34 e EP26. Estes afloramentos possuem até 10 m de altura e dezenas de metros de comprimento, formam paredes subverticais ao longo da estrada. As rochas estão frescas com cor cinza escura, granulometria fina, e estrutura foliada com a biotita orientada no plano da foliação. No afloramento EP34 destacam-se estruturas sedimentares preservadas, marca ondulada e *climbing ripples* (Figura 7A e B), e lente de rocha calciossilicática, com espessura decimétrica e comprimento métrico (Figura 7C), constituída de quartzo e porfiroblastos de granada e anfibólio, possui estrutura bandada com laminação interna, as bandas podem ser classificadas como brancas e rosas, essa produz efervescência em contato com ácido, ou seja, a presença de carbonato é característico desta porção mais rosada.

A seção delgada desta rocha calciossilicática (EP34B) mostra que a matriz é constituída de quartzo, xenomórfico a subarredondado (0,1 – 0,7 mm), onde os grãos subarredondados pouco se tocam o que leva a interpretar a preservação da textura sedimentar (Figura 8B). Intersticial ao quartzo há ripas de muscovita muito finas, um aglomerado cinzento de feldspato alterado, e carbonato. Os porfiroblastos são de granada (Grt) ($\pm 2,0$ mm) e anfibólio (Anf) com composição entre actinolita-hornblenda (até 8,0 mm) possuem textura poiquiloblástica, englobando os diversos minerais constituintes da matriz (Figura 8A). Associada aos porfiroblastos encontra-se clorita subidiomórfica, clinozoisita e carbonato, os dois primeiros ligados principalmente ao anfibólio. A seção delgada apresenta estrutura maciça.



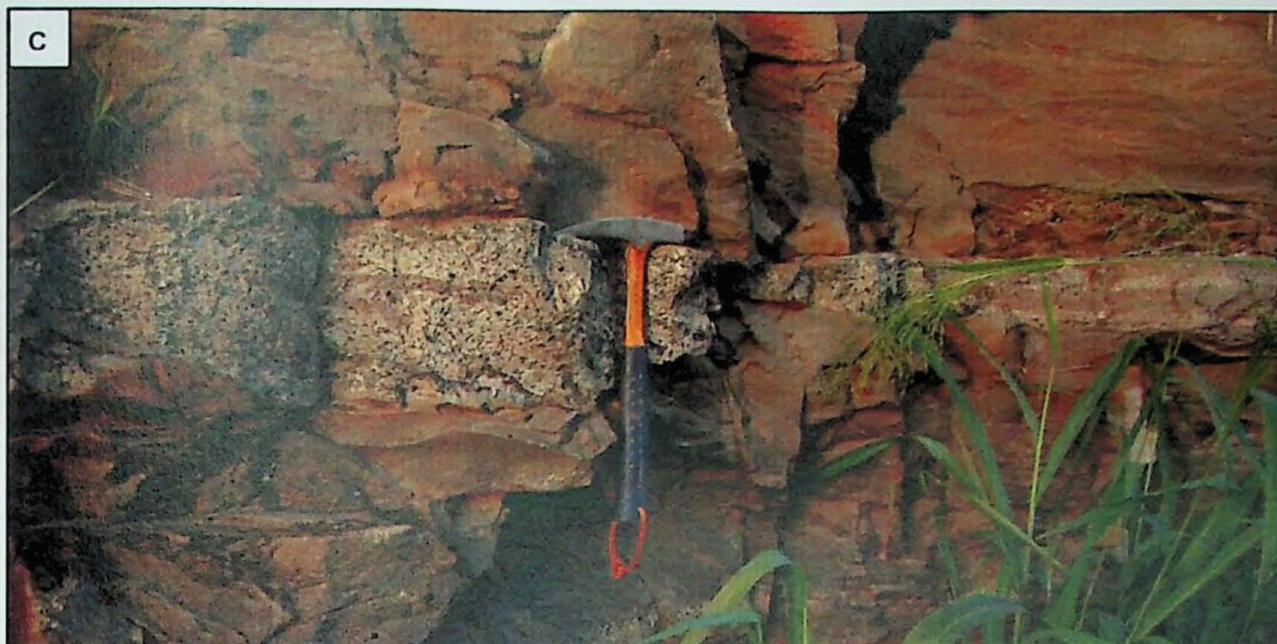


Figura 7 – Afloramento EP34: A) marca ondulada; B) climbing ripples; C) lente de rocha calciosilicática.

A seção delgada EP26 permitiu caracterizar o afloramento como biotita-muscovita-quartzo xisto com porfiroblastos de granada, possui textura lepidogranoblástica e estrutura foliada/xistosa. Composta por grãos de quartzo angulosos (0,03 – 0,08 mm) com ripas finas de muscovita intersticial e orientadas; biotita ocorre xenomórfica e idiomórfica (até 0,45 mm). Os porfiroblastos de granada (até 1,4 mm) são subidiomórficos a idiomórficos, os cristais crescem englobando a foliação, predominantemente (Figura 7C).

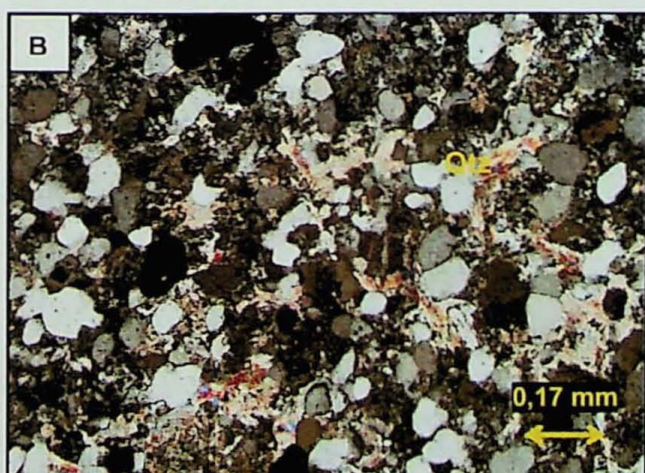
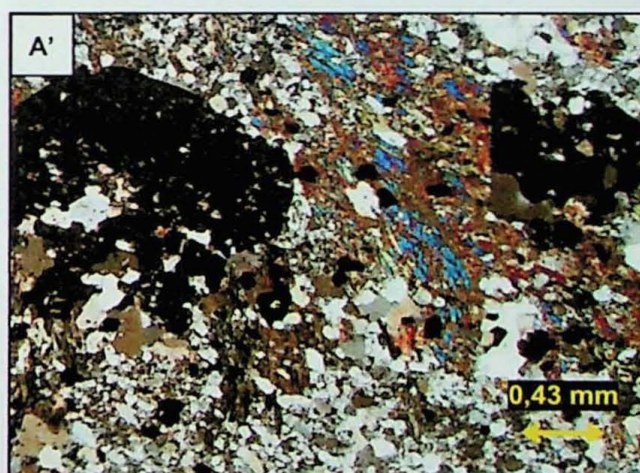
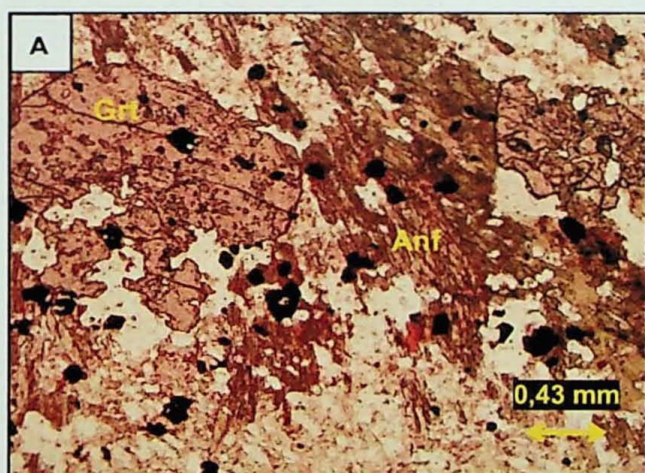


Figura 8 – A) Fotomicrografia da rocha calciossilicática (EP34 - polarizador // e X); B) grãos de quartzo arredondados (polarizador X); C) biotita-muscovita-quartzo xisto com porfiroblastos de granada(Grt) (EP26 - polarizador //).

No afloramento EP30 destaca-se uma camada lenticular de ± 50 cm de espessura, composta de clastos de calcarenito de tamanho centimétrico em uma matriz arenosa (Figura 9A e B). A seção delgada EP30A representa uma pequena porção da camada (Figura 9C), no qual se pode observa os clastos e a matriz. Este conglomerado mostra uma textura clástica, sustentada pelo arcabouço, levemente orientada com eixo maior dos clastos orientados. A matriz pode ser descrita por uma textura granoblástica composta predominantemente por quartzo (0,05 – 2,00 mm) xenomórfico a arredondado, nota-se embainhamento entre os grãos tendendo a poligonização; muscovita com hábito de ripas muito finas intersticial aos grãos de quartzo; biotita xenomórfica intersticial e substituída por clorita; além de carbonato idiomórfico até xenomórfico ($\pm 0,1$ mm de diâmetro).

Os clastos (seção delgada EP30A) são caracterizados como calcarenito (1,5 – 25,0 mm de eixo maior) composto por cristais de quartzo e carbonato, além de muscovita e biotita. Os clastos apresentam bordas manteadas por biotita (Figura 9C).

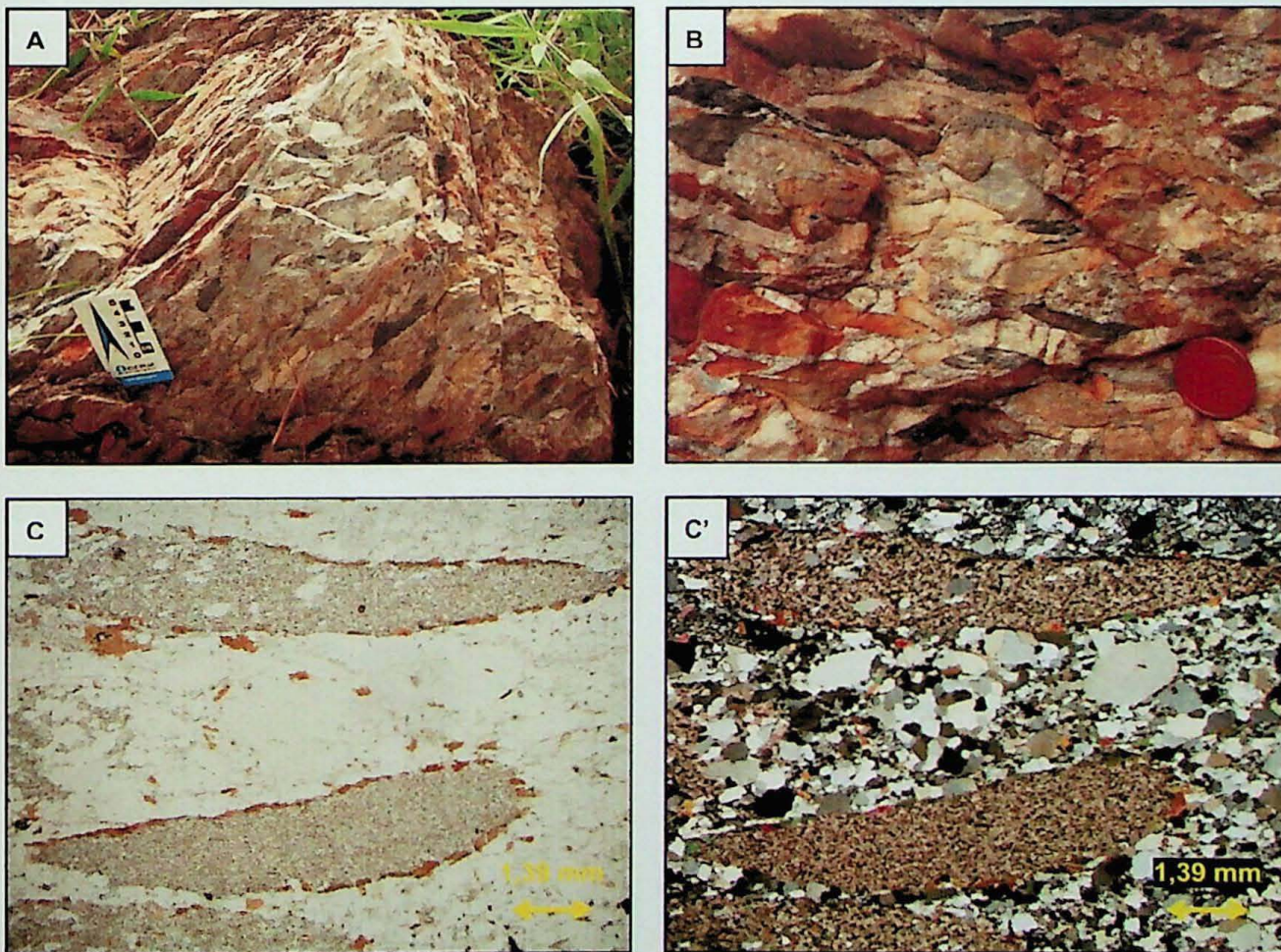


Figura 9 – A e B) Fotos do afloramento da camada de conglomerado (EP30); C) Fotomicrografia dos clastos de carbonato manteados por biotita e da matriz (EP30 - polarizador // e X).

Foram amostrados clastos de granitos em vários afloramentos de metadiamictitos. A análise petrográfica (EP29D, EP31A e EP33C) permitiu caracterizá-los como biotita granito (Figura 10A), com textura inequigranular fina-média, estrutura maciça, e índice de cor entre 3,0 e 5,0%. A mineralogia é constituída de quartzo xenomórfico; feldspato alterados/sericitizados; mica branca (muscovita) compõe grande parte da seção delgada, como ripas pequenas disposta de forma caótica; e biotita com clorita associada. Na seção delgada EP33C destaca-se a presença de carbonato (carb) e granada idiomórfica (Figura 10B).

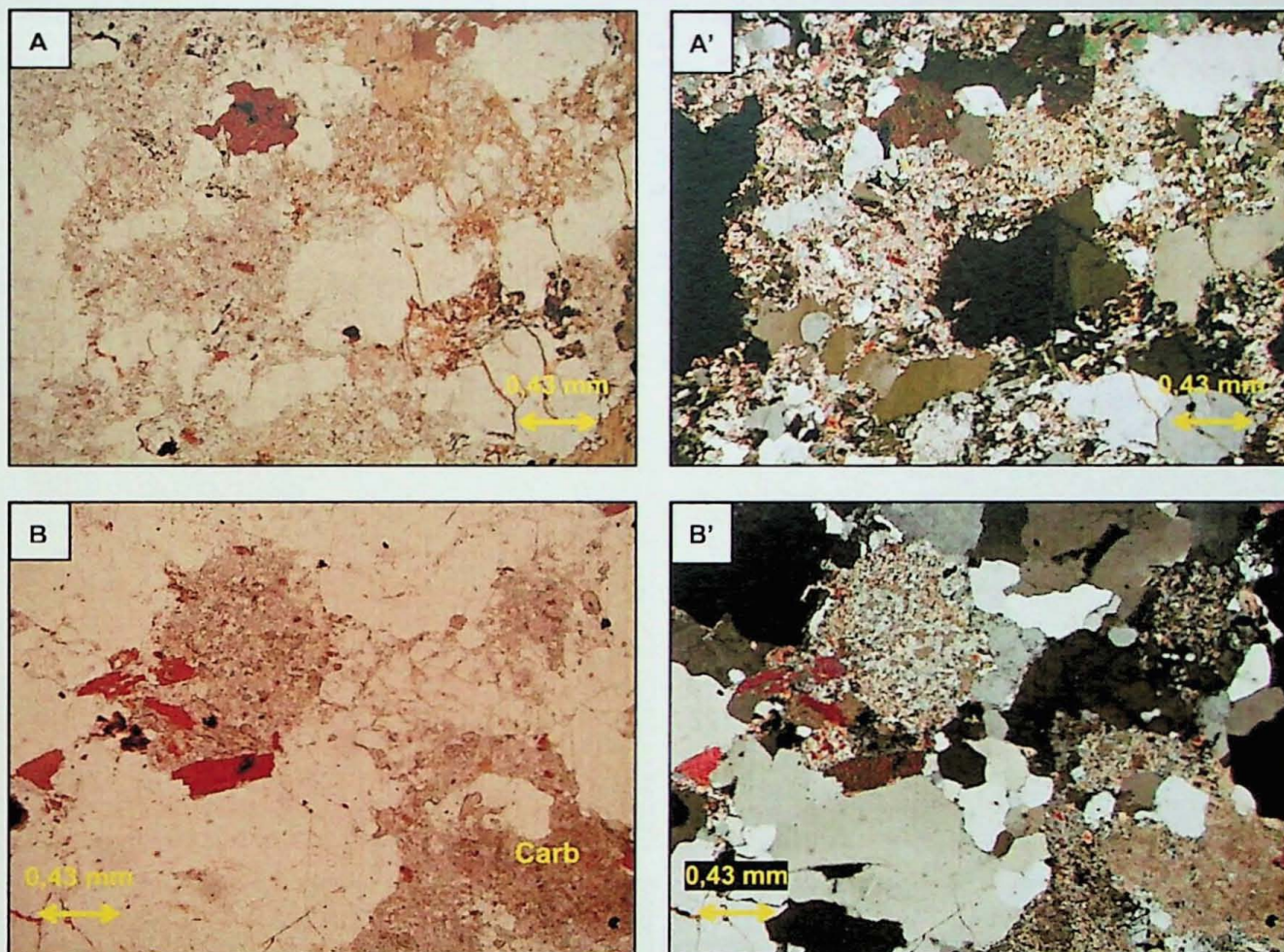
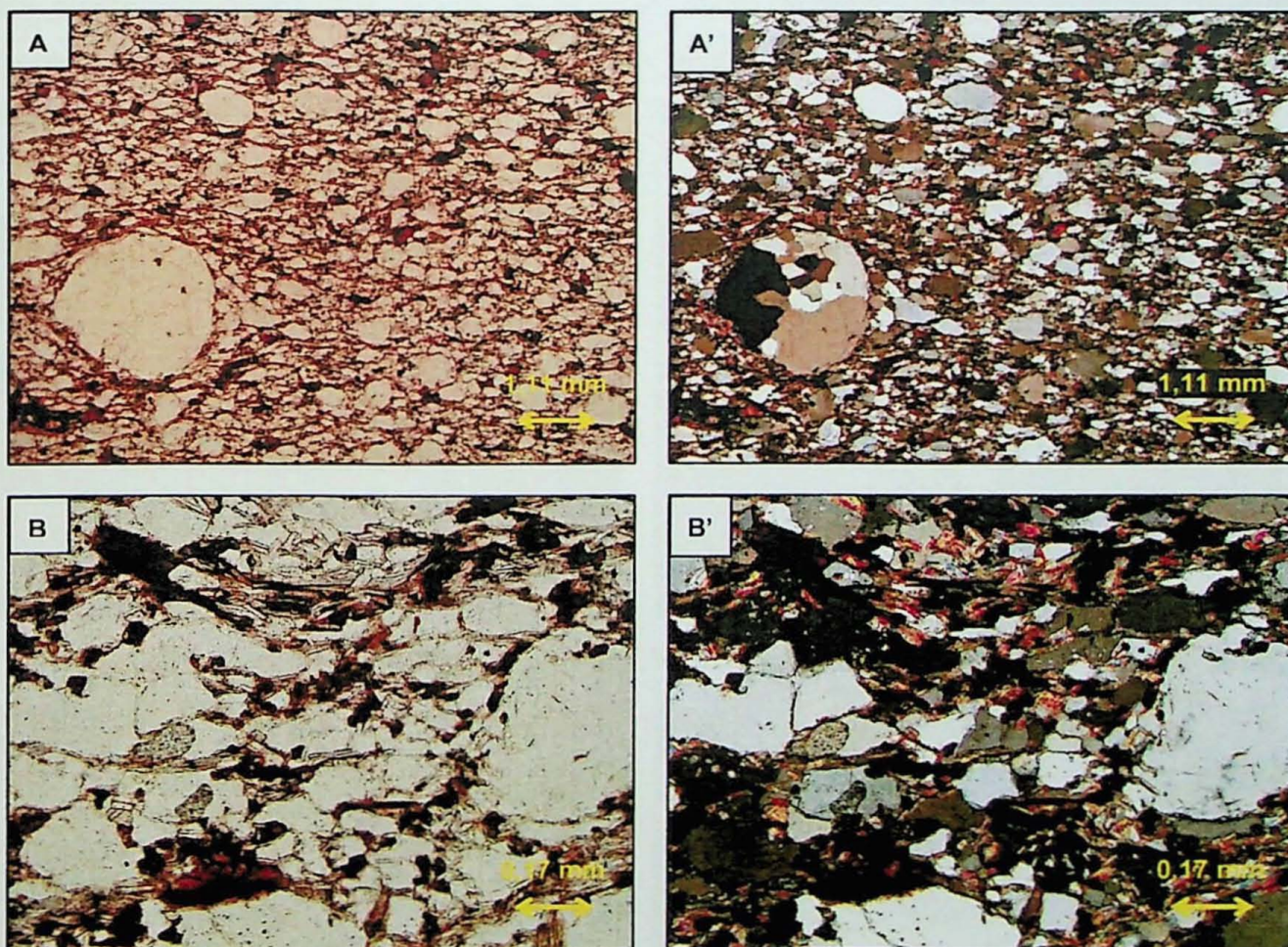


Figura 10 – A) Fotomicrografia do clasto de biotita granito (EP29 - polarizador // e X); B) Fotomicrografia do clasto de biotita de granito com carbonato (EP33 - polarizador // e X).

8.2 Petrografia dos Diamictitos

A matriz dos metadiamicictitos foi amostrada em várias ocorrências, dessas algumas foram selecionadas para caracterização. A análise petrográfica permitiu observar que apesar da pequena distância entre afloramentos, há grande variação na intensidade de deformação e metamorfismo.

A seção delgada EP05A/EP07 possui textura lepidoblástica, onde a proporção de quartzo é maior do que a dos minerais micáceos, e estrutura orientada, ou seja, leve foliação (Figura 11A e B). A matriz destes metadiamicictitos compreende quartzo, grãos alongados (ovalados, eixo maior até 1,0 mm) e xenomórficos com bordas irregulares; clastos líticos de quartzito arredondados menores que 5,0 mm; muscovita com hábito de ripas pequenas, desenvolvidas nos interstícios; a biotita ocorre associada à muscovita, em menor proporção e tamanho (máximo 0,5 mm). A seção delgada EP02B difere dessas pela ausência de biotita, e a grande quantidade de minerais opacos (0,03 – 0,30 mm) dispostos na foliação (Figura 11C).



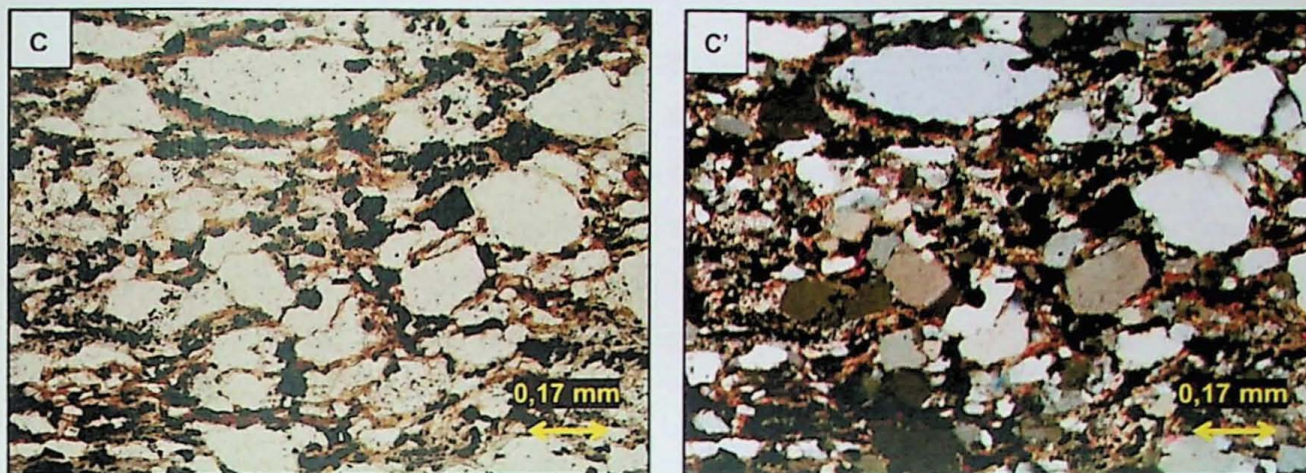


Figura 11 – A) Fotomicrografia da matriz de metadiamicctito afloramento EP07 (polarizador // e X); B) Detalhe da matriz de metadiamicctito EP07 (polarizador // e X); C) Fotomicrografia da matriz de metadiamicctito (seção delgada EP02B, polarizador // e X).

Na seção delgada EP01A a textura é lepidoblástica com estrutura xistosa, e fortemente crenulada (Figura 12A). A mineralogia é composta por quartzo, muscovita, biotita com clorita associada. Os grãos de quartzo estão estirados (formando fitas), e com granulometria maior a forma é sigmoidal com feição de sombra de pressão (Figura 12B). Minerais acessórios opacos e turmalina.

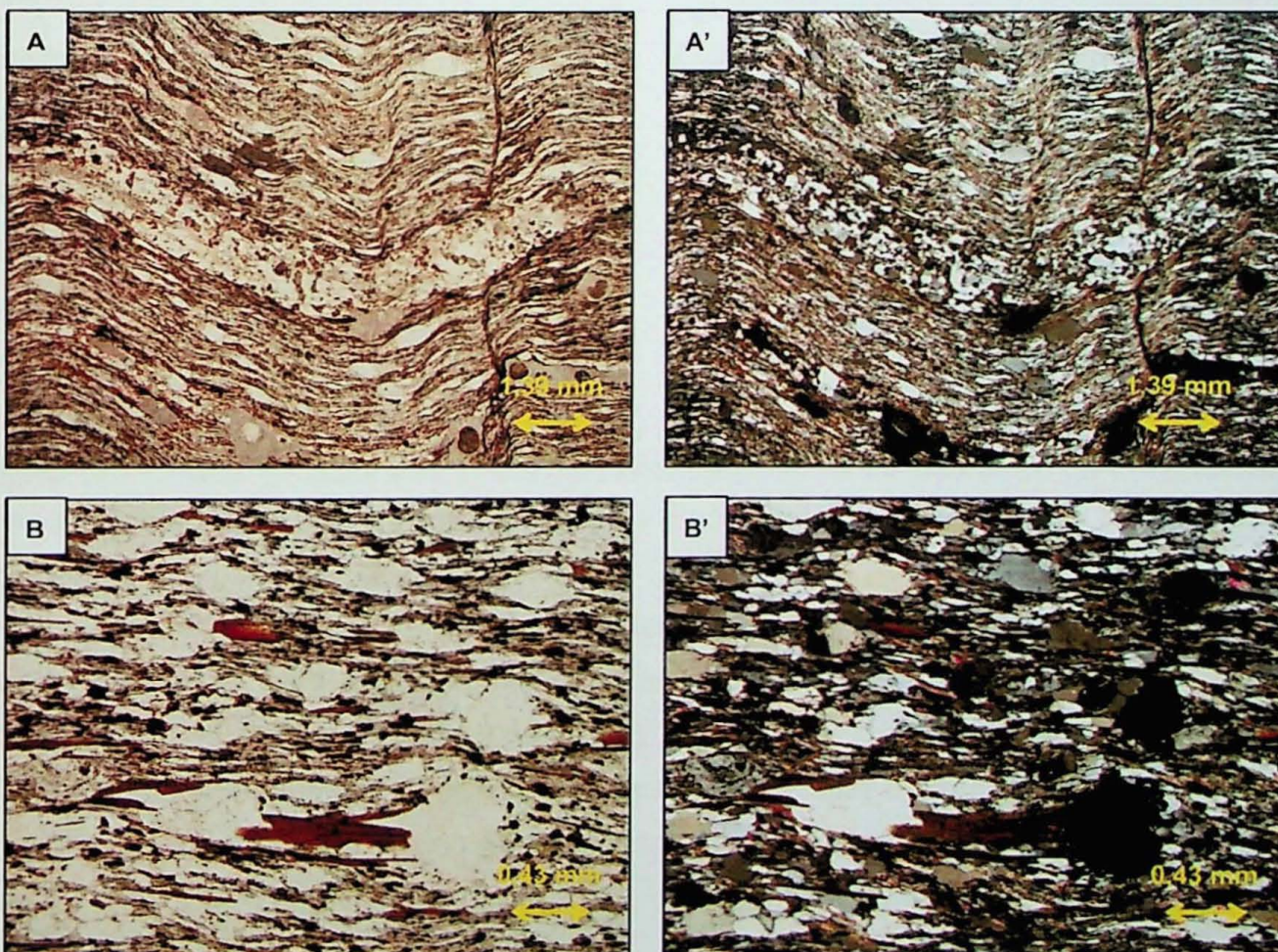


Figura 12 – A) Metadiamicctito com estrutura xistosa, e crenulada (EP21, polarizador // e X); B) Fotomicrografia da matriz de metadiamicctito, com destaque para grãos de quartzo estirados (EP01, polarizador // e X).

Destaca-se na seção EP29B/EP31C os cristais de biotita bem desenvolvidos ($\pm 1,5$ mm), também com clorita (Chl) associada, ou seja, substituindo a biotita (Bt) (Figura 13A). A muscovita está em menor proporção do que o observado em outras seções. Os grãos de quartzo estão em duas frações, uma muito fina ($\pm 0,1$ mm) e angulosa, e outra um pouco maior ($\pm 1,0$ mm) com forma ovalada/estirada. Nestas seções observa-se feldspato alterado e sericitizado, e clasto lítico de quartzito. A seção delgada EP31C difere da EP29B pela presença de cristais de carbonato (Figura 13B).

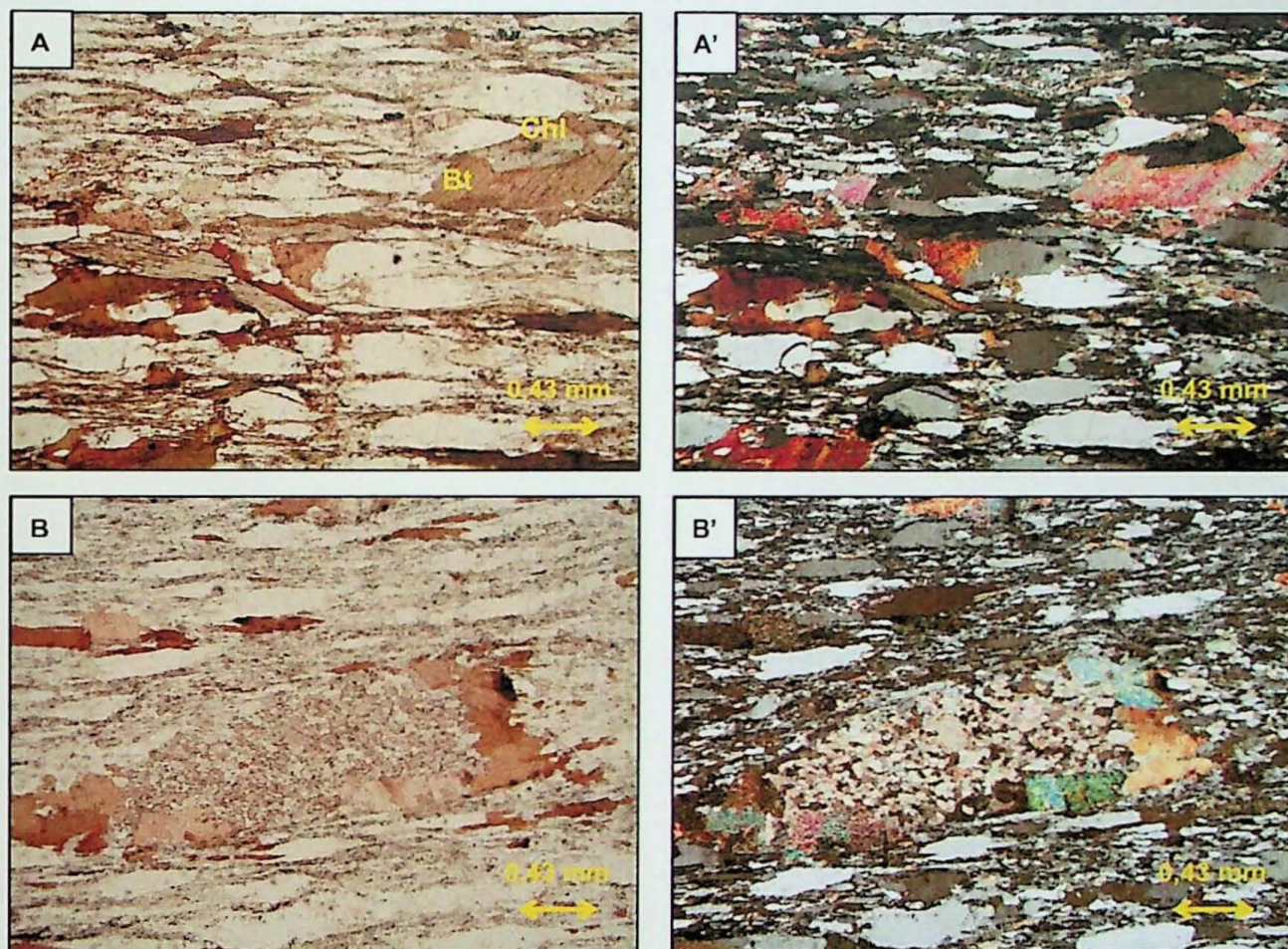


Figura 13 – Cristais de biotita substituídos por clorita, na matriz de metadiamicrito (EP29, polarizador // e X); B) Clasto de carbonato mantido por biotita (EP31, polarizador // e X).

A matriz dos metadiamicritos (afloramentos EP12 e EP33) distingue-se das demais seções descritas, pela grande quantidade de carbonato. Na seção delgada EP12A são cristais idiomórficos intersticiais ($\pm 0,02$ mm), e apresenta clastos de calcarenitos (Figura 14A). Comparativamente, a seção EP33A parece haver uma diminuição na quantidade de quartzo e aumento na proporção de carbonato, com cristais de hábito xenomórfico (Figura 14B).

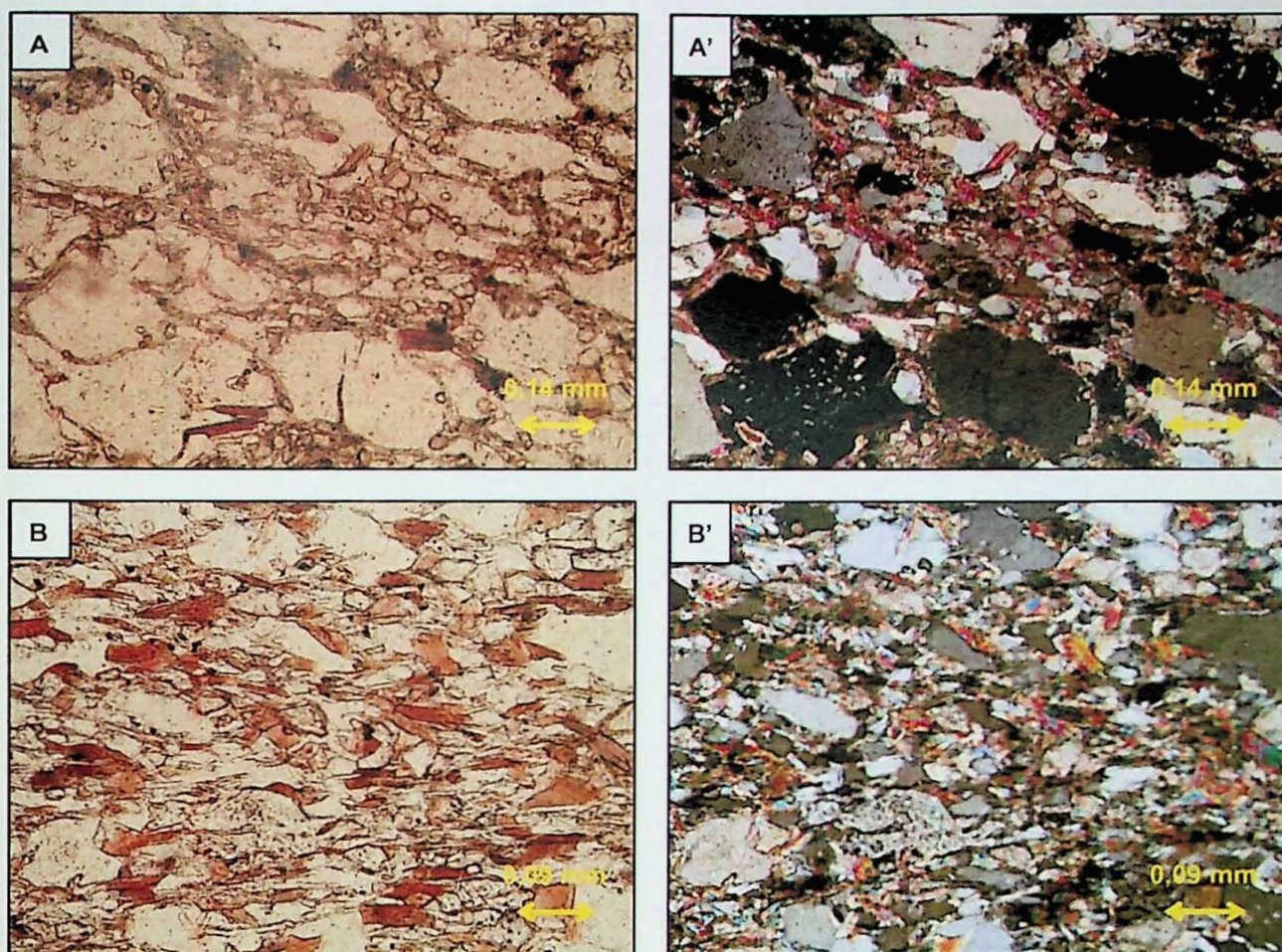


Figura 14 – A) e B) Fotomicrografias da matriz de metadiamicite com cristais de carbonato (respectivamente EP12 e EP33, polarizador // e X).

8.3 Diamictitos Ferruginosos e Formações Ferríferas

Nos afloramentos visitados, os diamictitos ferruginosos são restritos a poucos metros (EP01, EP04, EP20) destacados pela canga laterítica (EP03, EP18) geralmente associada. Estas rochas quando alteradas possuem cor variando entre ocre-ferrugem-avermelhado, e quando fresca a cor é cinza-prateada. A matriz possui granulometria silte-areia fina com grânulos, composta por quartzo com intercalação pelítica e hematítica, a estrutura varia entre foliada e foliada-crenulada. Os clastos são de quartzito e biotita granito, angulosos-subarredondados ou deformados, estirados e boundinados, com tamanho variando de centimétricos a decimétricos (Figura 15).

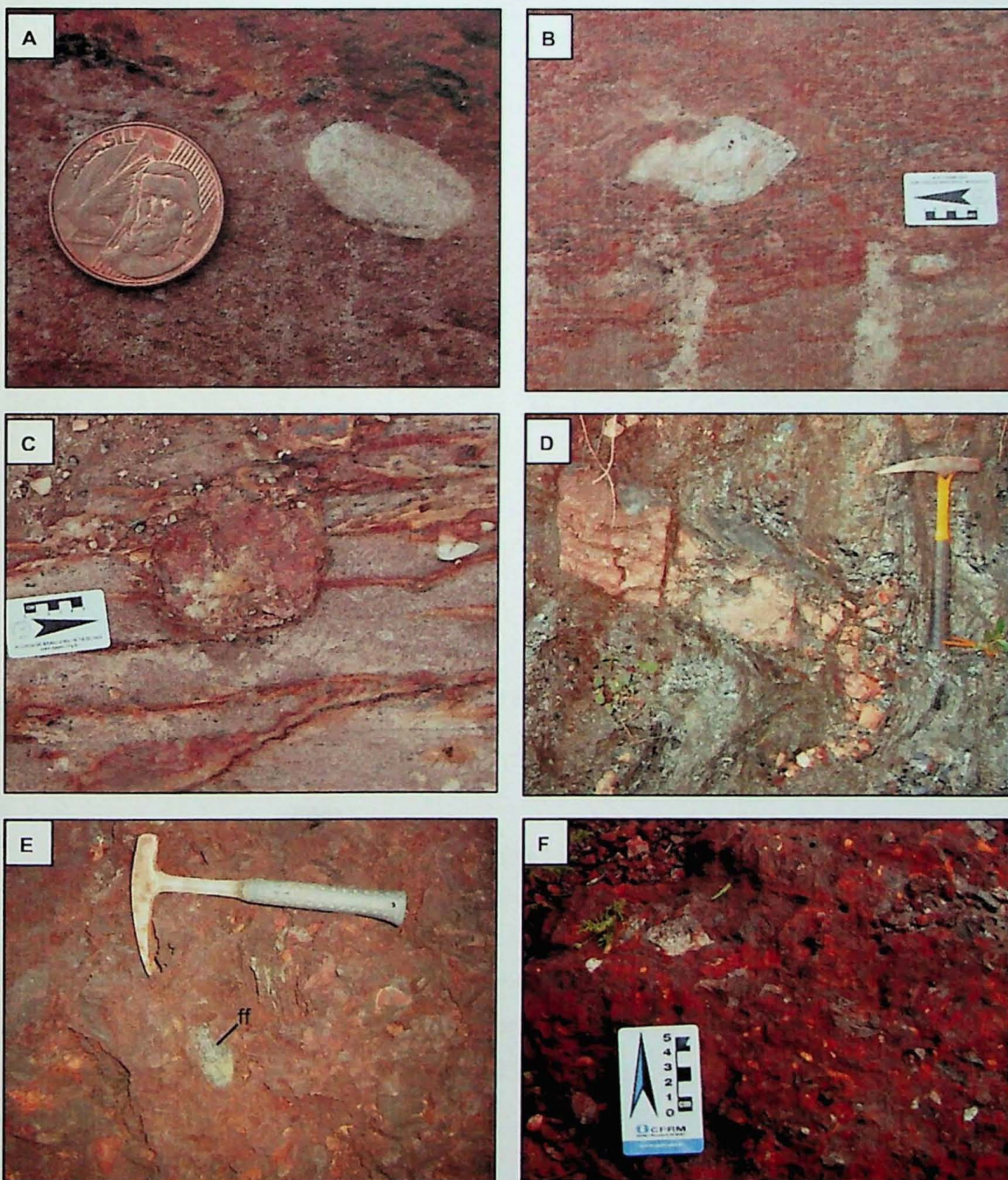


Figura 15 – Aspecto dos diamictitos do Grupo Macaúbas A) e B) Clasto de quartzito (EP01); C) canga no diamictito (EP01); D) clasto de quartzito deformado em matriz composta predominantemente por especularita (EP04); E) brecha ferruginosa com clasto variados, destaca-se o clasto de formação ferrífera (ff) (EP03); F) canga estrutura com clastos variados (EP18).

A análise das seções polidas (EP04 e EP20) permitiu caracterizar o minério como hematita especular, orientada no plano da foliação e disseminada/intersticial aos minerais de ganga (Figura 16). E em algumas porções é possível observar um cimento limonítico, que provém da hidratação da hematita, e pseudomorfos de magnetita martitizada (Figura 17C).

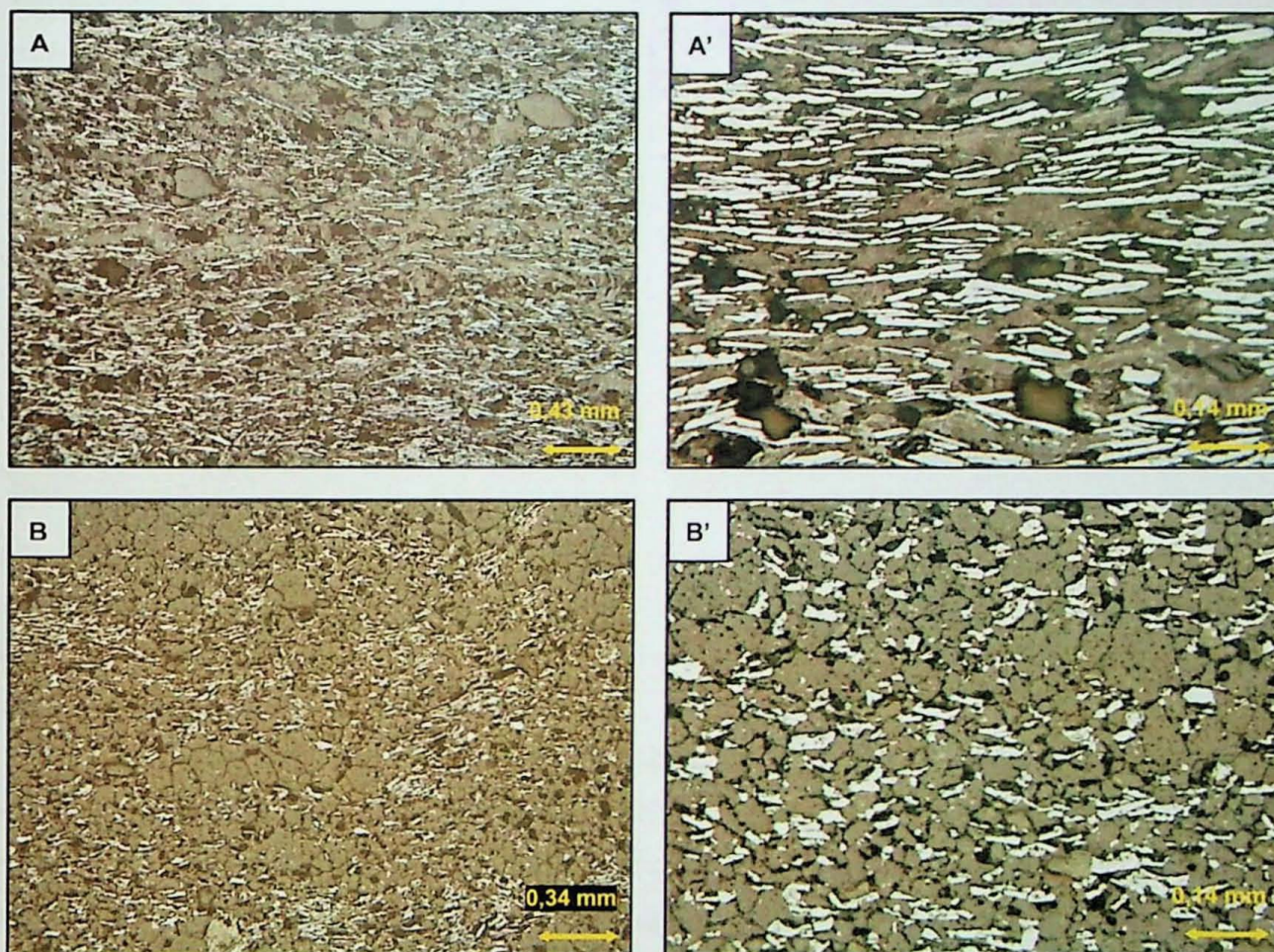


Figura 16 – Fotomicrografias com luz refletida: A e B) Aspecto geral do metadiamicrito hematítico; A' e B') Detalhe da hematita orientada intersticial aos minerais de ganga (seção polida EP04A e EP20, polarizador //).

A seção polida EP03 apresenta estrutura foliada, às vezes crenulada, e bandamento alternando níveis de minerais de ganga e níveis de minério. As bandas de hematita são grandes concentrações de vários cristais de hematita fina (Figura 17). Entretanto, a seção delgada EP18 é composta basicamente por hematita especular/granular. Observa-se nesta seção, pseudomorfos de magnetita acompanhando a crenulação, e cristais maiores de hematita (até 0,30 mm) deformado (ondulado), como resultado da deformação imposta a essas rochas (Figura 17).

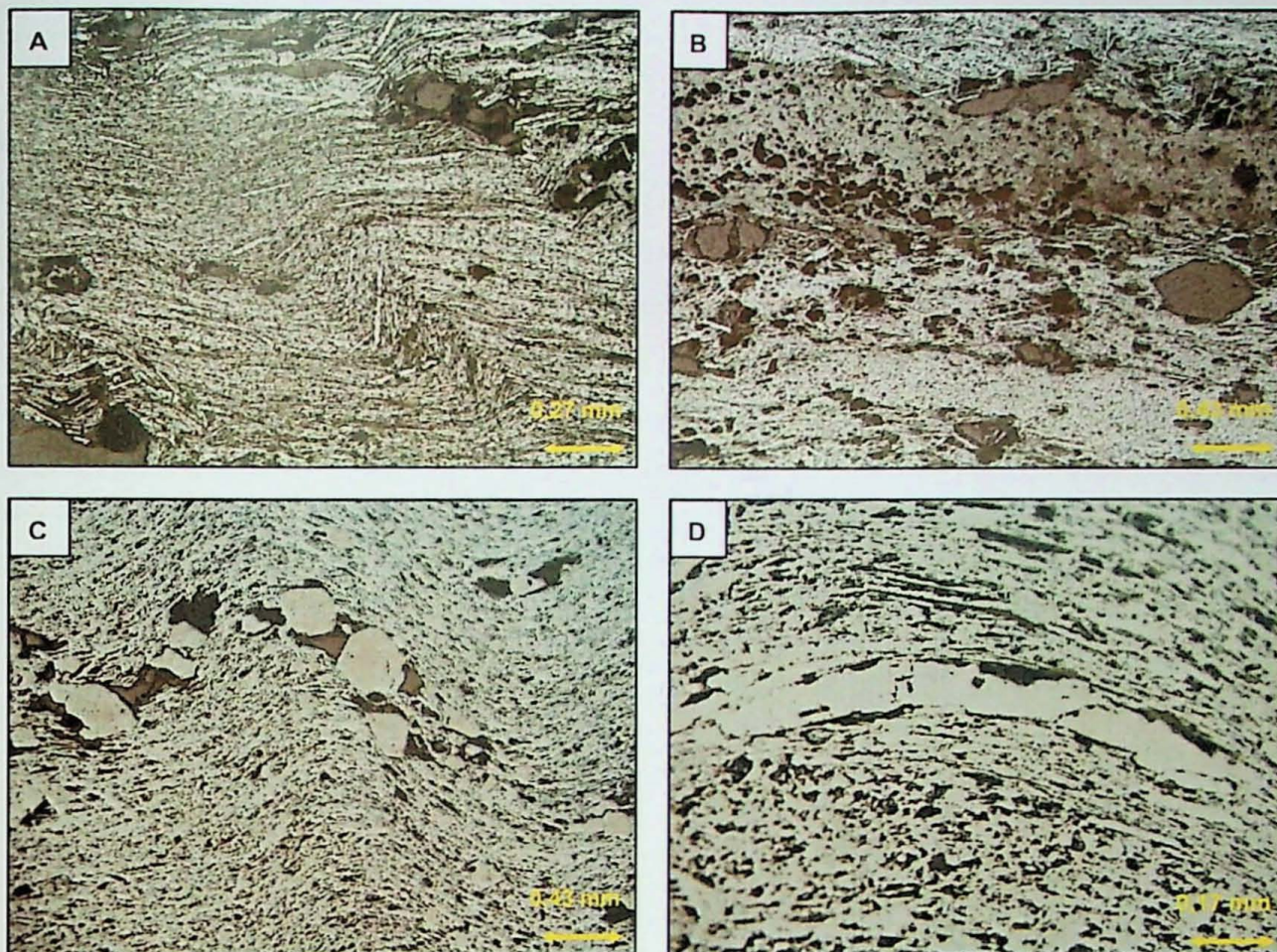


Figura 17 – Fotomicrografias com luz refletida, polarizador //: A) Banda composta por cristais de hematita com estrutura crenulada (EP03); B) Porção com cimento limonítico; C) Fotomicrografia da seção polida EP18 composta por hematita e pseudomorfos de magnetita; D) Detalhe do cristal de hematita arqueado.

Os metadiamicritos ferruginosos/hematíticos podem ser caracterizados através das seções delgadas polidas (PRT46, PRT69, PRT79 e PRT80), as quais permitem observar os minerais de minério e minerais de ganga. A análise da seção delgada polida PRT69 mostrou pouca hematita granular disseminada na matriz composta por quartzo estirado e grãos maiores arredondados com granulometria areia média-grossa, a muscovita e a biotita ($\pm 2,0$ mm) são intersticiais e marcam o plano da foliação (Figura 18). Além desses minerais, compõem a matriz carbonato e clorita, e clasto de calcarenito.

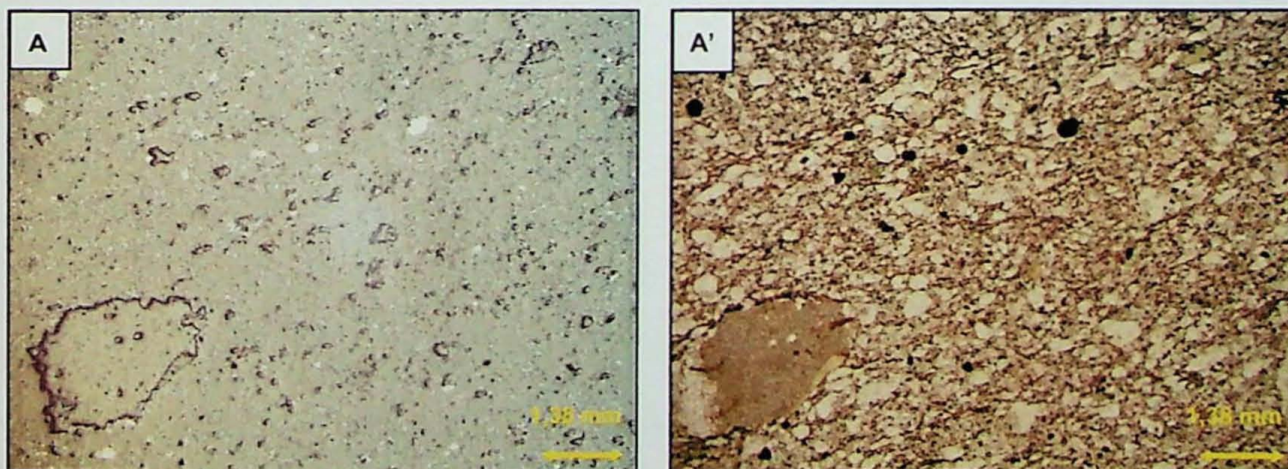


Figura 18 – A e A') Seção PRT69 apresenta pouca hematita e clasto de calcarenito, fotomicrografia com luz refletida e transmitida //, respectivamente.

Nas amostras de mão PRT46, PRT69, PRT79 e PRT80 foram encontrados clastos de calcarenito ($\pm 6,0$ cm), quartzito ($\pm 3,0$ cm), granito ($\pm 6,0$ cm), talco xisto ou sericita xisto ($\pm 6,0$ cm de eixo maior), e outros centimétricos por vezes estirados (Figura 19). As seções delgadas polidas (PRT46, PRT79 e PRT80) apresentam grande quantidade de hematita, essa ocorre em níveis concentrados e também intersticial aos grãos de quartzo (angulosos, subarredondados e arredondados) junto com a muscovita muito fina (Figura 20). Ressalta-se na seção PRT46 estrutura sedimentar de sobrecarga entre níveis hematíticos e outro preenchido por quartzo (Figura 21).

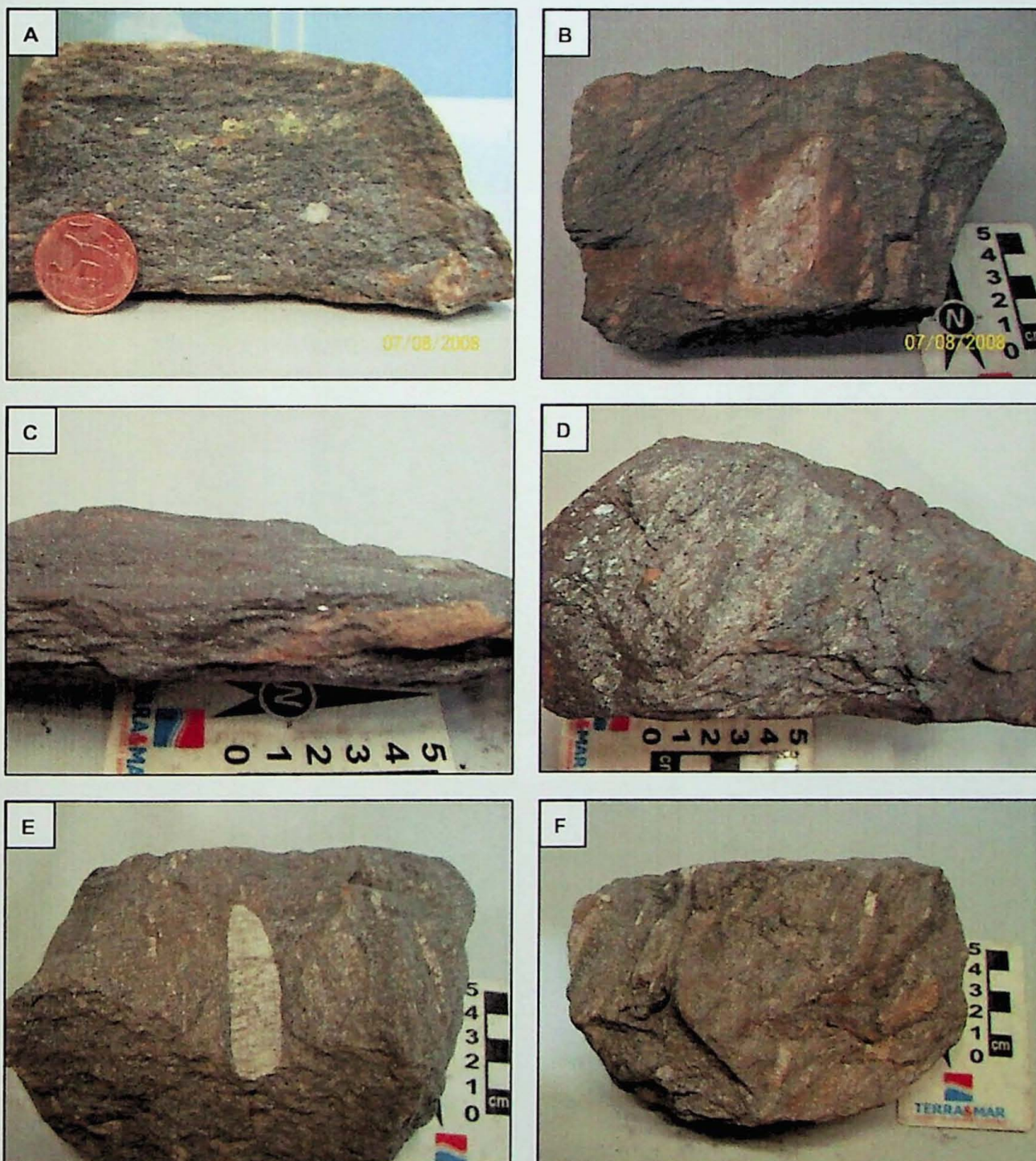
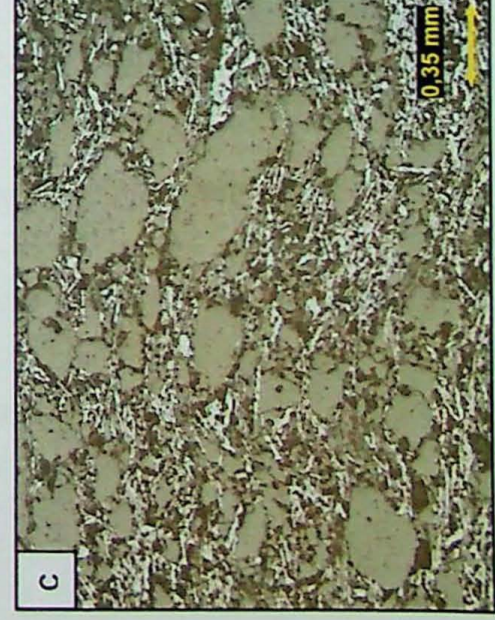
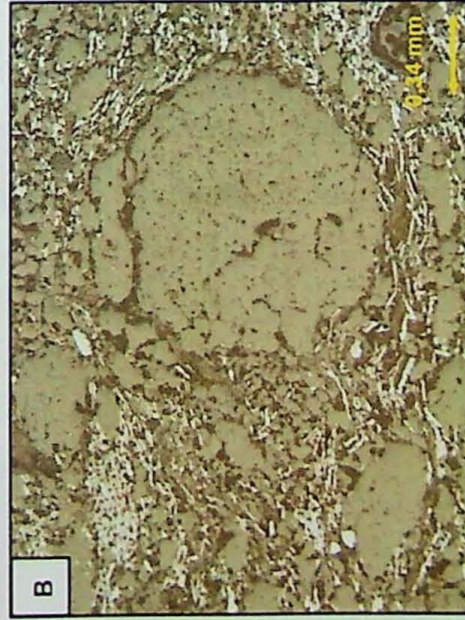
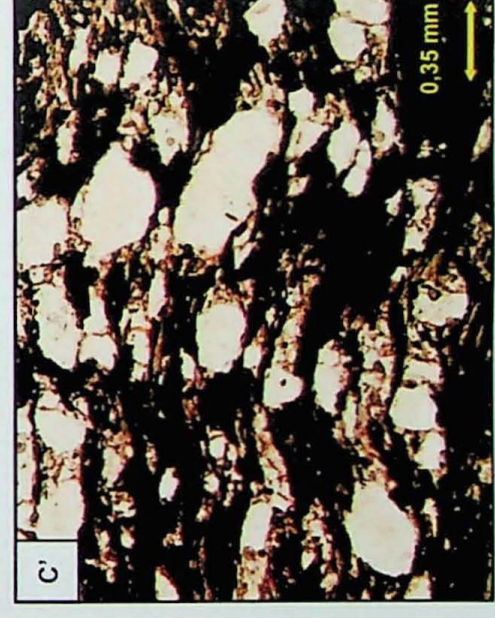
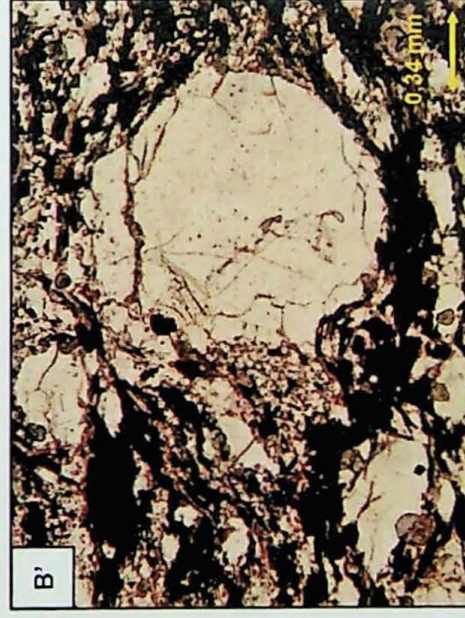
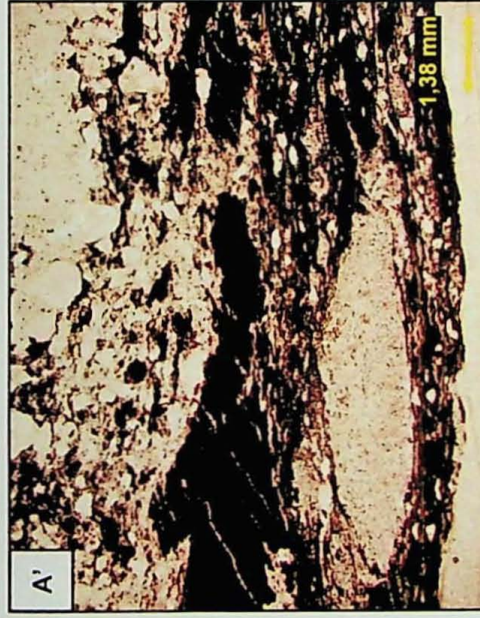
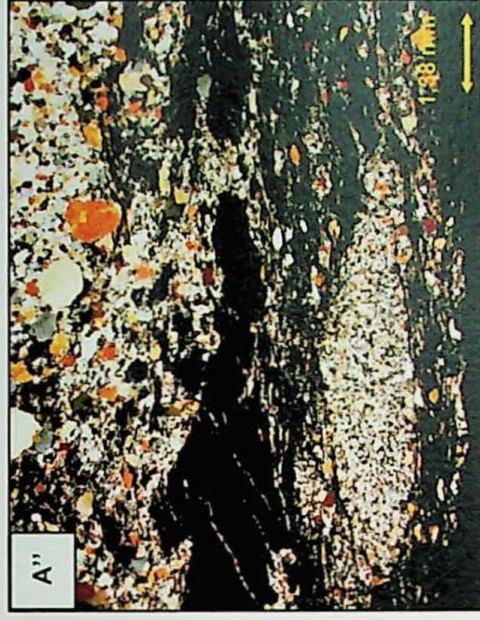


Figura 19 – Amostras A) PRT69-clasto de quartzito e granito; B) PRT79-clasto de granito; C e D) PRT4-clasto de calcarenito e outros menores; E e F) PRT80 clasto de talco ou sericita xisto.

Figura 20 –
Fotomicrografias
com luz refletida,
transmitida
polarizador // e X –
Destaca-se em
A) PRT46:
Hematita
disseminada entre
os grãos e clasto
de quartzito fino
ovalado;
B) PRT79: Clasto
de quartzito
arredondado;
C) PRT80: Grãos
de quartzo
subarredondados
com hematita
intersticial.



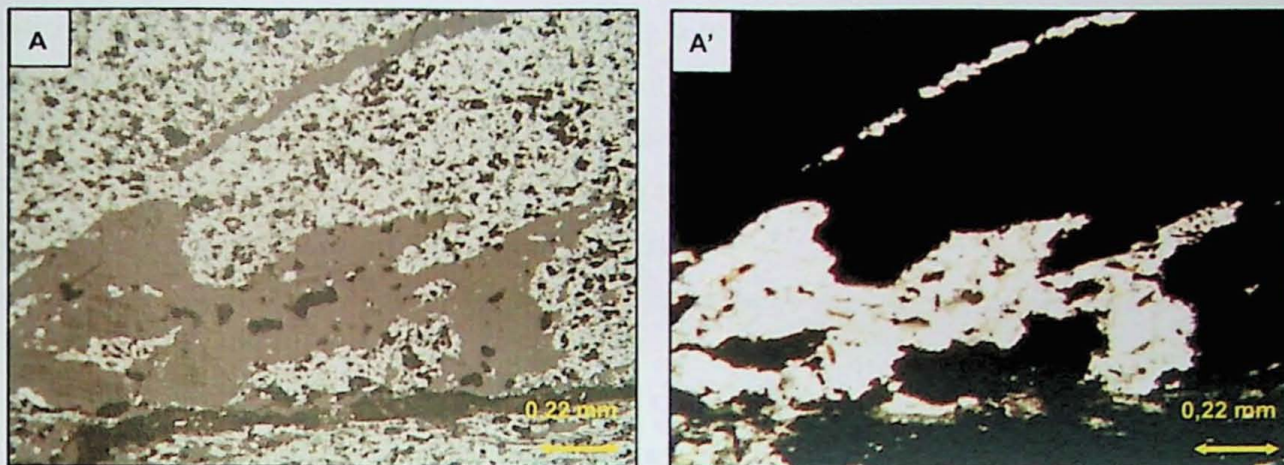


Figura 21 – A e A') Estrutura do tipo sobrecarga (PRT46 - polarizador //, luz refletida e transmitida, respectivamente).

A amostra PRT50 é composta basicamente por hematita, possui estrutura foliada e pouco crenulada, caracterizado como metadiamicrito hematítico. Destaca-se a estrutura do tipo “pisolítica”/“oolítica”, essa pode ser descrita como feições arredondadas/ovaladas de 1,5 – 2,0 cm de diâmetro, com três estruturas concêntricas, o núcleo parece ser preenchido por quartzo (grãos de areia grossa), recoberto por uma camada de quartzo fino com coloração jaspe, e a porção externa é de quartzo cinza-rosado. Estas estruturas estão dispostas no plano da foliação e são alinhadas, perpendicular a foliação observa-se que algumas estão deformadas (Figura 22).

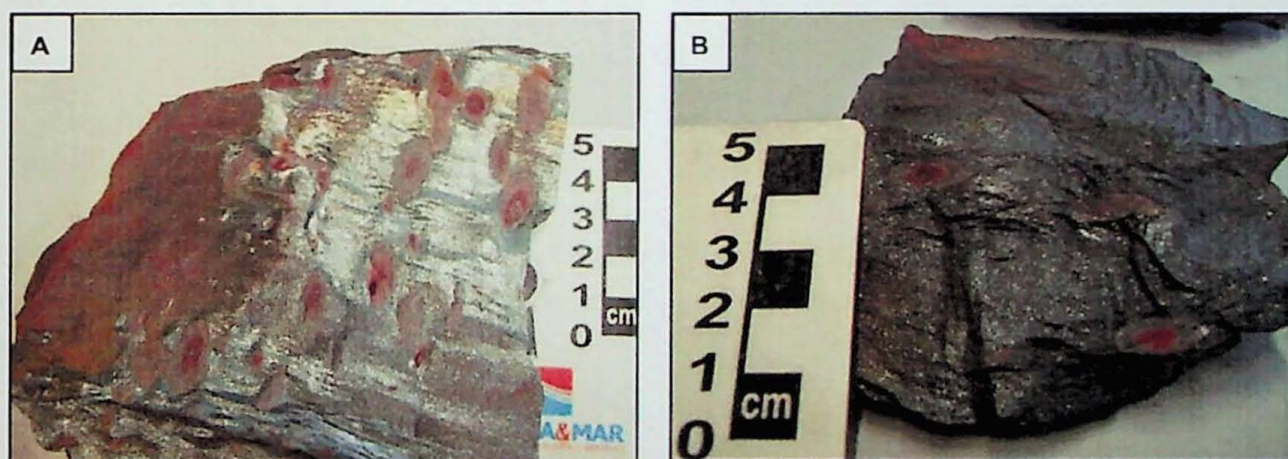


Figura 22 – A e B) Fotos das amostras PRT50 com pisólito/oolito.

Além dos diamicritos ferruginosos também se encontra formação ferrífera (Figura 23A). Estas rochas são quartzitos granoblásticos intercalados com bandas compostas por hematita, predominantemente. Ocorrem nos afloramentos (EP13-EP15) estrutura acamadada e níveis com maior concentração de hematita. A fração quartzosa possui granulometria areia fina. Na seqüência aflora metadiamicritos (sem ferro), seguido por quartzito granoblástico grosso de cor branca (Figura 23B), com estrutura acamadada.

Estas rochas podem ser caracterizadas como hematita quartzito. A análise petrográfica (seção delgada EP13B) mostra que a mineralogia é composta por quartzo (0,1 – 0,8 mm) poligonizado com contatos retos; muscovita, ripas muito finas até 0,2 mm de eixo maior; e opacos, cristais subeuédrico a xenomórfico dispostos em bandas preferencialmente (Figura 23C). Esta seção delgada apresenta segregação granulométrica. A textura é granoblástica e a estrutura é levemente orientada.

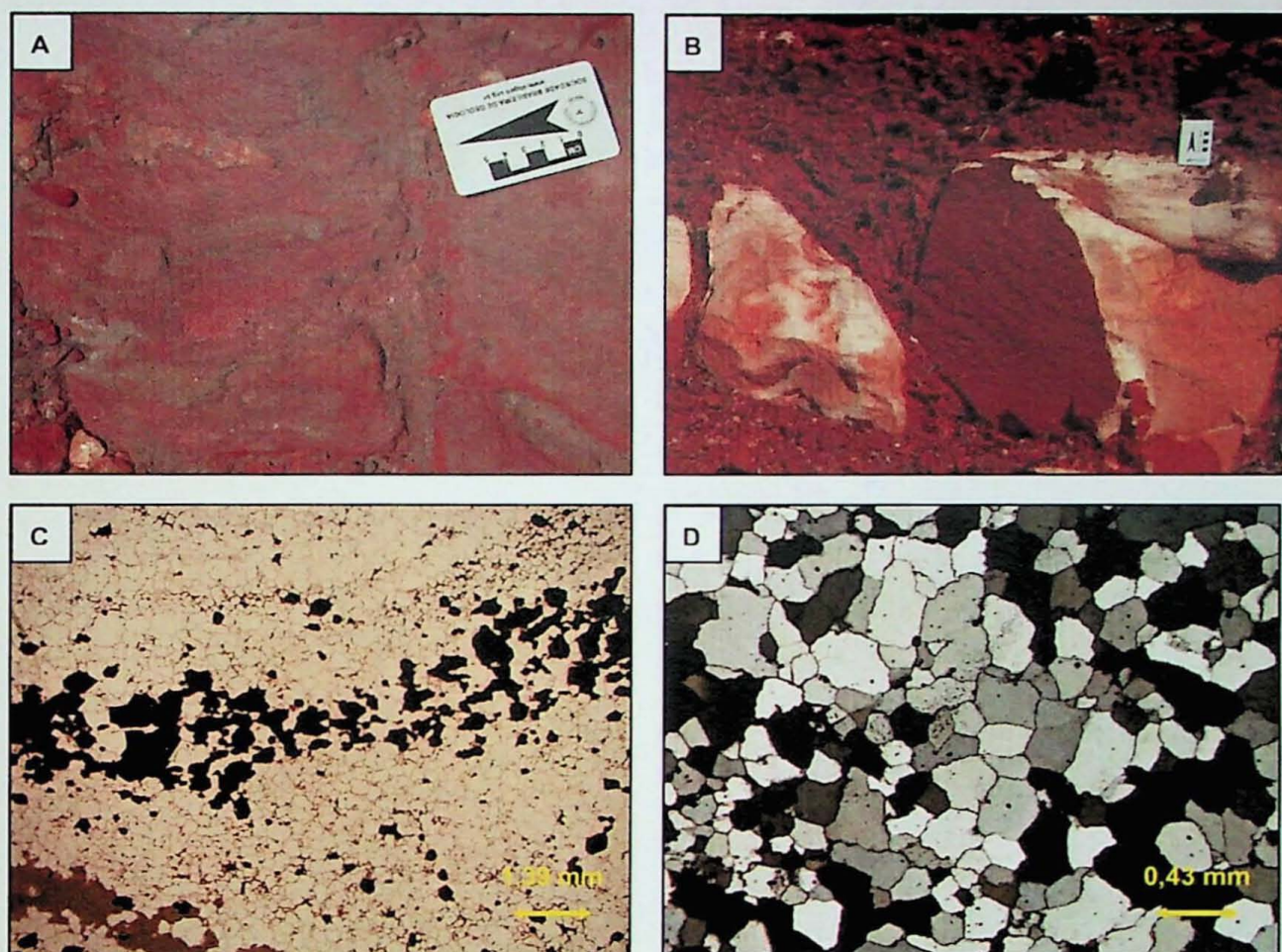


Figura 23 – Foto do afloramento: A) hematita quartzito (EP01); B) quartzito granoblástico (EP17); C) Bandas com concentração de opacos (polarizador //); D) Fotomicrografia da textura granoblástica do quartzito (polarizador X).

As amostras PRT77 e PRT83 diferem da EP13B quanto ao grau de deformação e recristalização do quartzo. Estas amostras apresentam maior quantidade de hematita, disposta em bandas e/ou disseminada/intersticial aos grãos de quartzo, podem ser caracterizadas como itabiritos ou quartzito hematítico bandado (Figura 24A e B). A análise das seções delgadas polidas (PRT77 e PRT83) mostram níveis compostos apenas por hematita (até 3,0 mm de espessura), alternado com níveis de quartzo, recristalizado a estirado, anguloso até subarredondado (talvez feição sedimentar); há também bandas em que a hematita especular orientada encontra-se intersticial aos cristais/grãos de quartzo, o que sugere uma passagem gradativa para as bandas puras em hematita (Figura 24C e D).

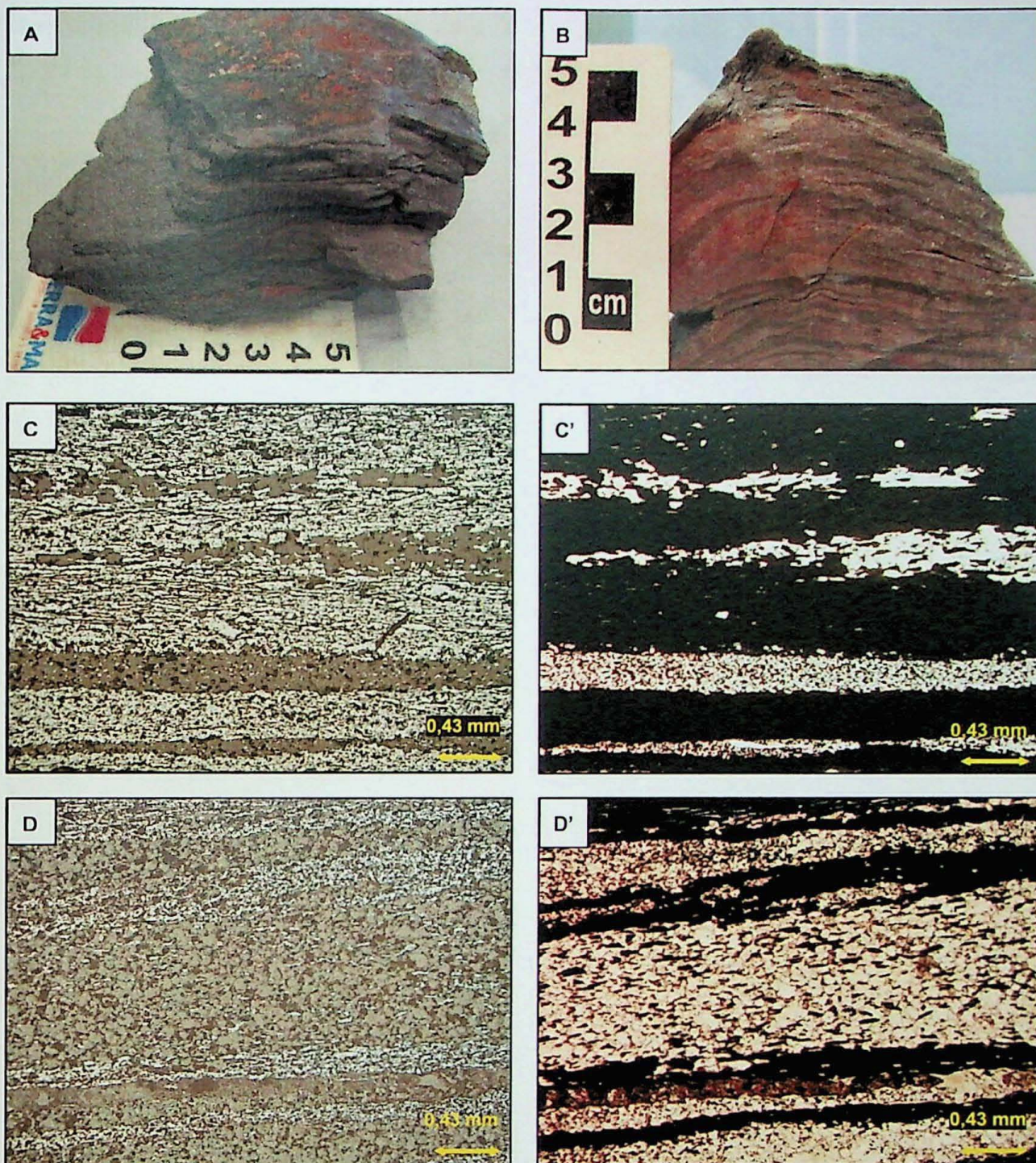


Figura 24 – Amostras A) PRT77 e B) PRT83 notar as intercalações entre bandas hematíticas e quartzosas; Fotomicrografias da seção PRT83 (polarizador //, luz refletida e transmitida, respectivamente): C) Intercalações entre bandas hematíticas e quartzosas; e D) Destaca-se a passagem gradual da hematita para níveis concentrados.

Também são encontradas rochas compostas por hematita maciça/compacta (PRT78 e PRT81). Outra característica observada é a estrutura foliada e fortemente crenulada da amostra PRT78. E destaca-se, na amostra PRT81, moldes/buracos que indicam a presença de clasto que foi arrancado ou dissolvido (Figura 25C e D).

Nota-se que várias amostras sofreram intensa deformação. Entre elas encontram-se as amostras PRT56, PRT60 e PRT78 fortemente crenulada-dobrada. Ressalta-se na

amostra PRT56 o molde de um seixo arredondado de ± 3 cm, e outros menores deformados. E na PRT60 um clasto de quartzito granoblástico grosso estirado (menos de 1,0 cm de espessura) dobrado (Figura 25E e F).



Figura 25 – Amostras A) PRT78 com estrutura crenulada; B) PRT81 com estrutura maciça; C e D) PRT56 estrutura crenulada com molde de clasto; E e F) PRT60 estrutura crenulada-dobrada com clasto de quartzito.

8.4 Análise de Fácies e Arquitetura Depositional

A análise de fácies permitiu a individualização de três litotipos de metadiamicíticos. Além desses, foram observados metarenitos, filitos, metaritimitos, quartzitos, quartzitos conglomeráticos, que se encontram intercalados aos metadiamicíticos do Grupo Macaúbas.

Na área de estudo os afloramentos apresentam geometria tabular, com espessura variando entre 1,5 – 10,0 m e continuidade lateral de até 20,0 m. Os afloramentos de metadiamicíticos possuem espessura de $\pm 2,0$ m e outros de até 10,0 m (Figura 26). Os metadiamicíticos cinza apresentam bons afloramentos ao longo da BR-251, têm grande espessura e continuidade lateral, como pode ser observado nas figuras 28, 29 e 30. Já os metadiamicíticos hematíticos visitados são restritos a poucos metros no máximo 2,0 m de espessura e como matacões/grandes blocos (EP01, EP04, EP20), são destacados pela canga laterítica (EP03, EP18) geralmente associada. Espessuras maiores de metadiamicítioshematíticos são encontradas nas áreas das amostras PRT46, PRT69 e PRT79 (ver mapa Anexo) doadas pela Vale.

As fácies de metadiamicíticos podem ser caracterizadas por:

a) *Metadiamicíticos sustentados pela matriz com seixos esparsos*

Este litotipo apresenta-se alterado de cor esbranquiçada-rosada. A composição da matriz, alterna a proporção micácea e quartzosa, com grânulos de quartzo. A textura predominante é lepidoblástica. Os clastos são esparsos e predominam talco xisto, quartzito e calcarenito. O talco xisto ocorre como seixos tabulares ângulos (até 10,0 cm), quartzitos encontram-se subarredondados e por vezes deformados, com diâmetro em média variando de 1,0 – 30 cm, e calcarenitos de forma retangular, com eixo maior entre 2,0 – 40 cm.

b) *Metadiamicíticos cinza sustentados pela matriz com alta densidade de seixos*

Estas rochas, de modo geral, apresentam-se frescas de cor cinza escura. A matriz é composta por quartzo e mica, além de biotita marcando o plano da foliação. A textura predominante é lepidoblástica, com porfiroblasto de granada (afloramento EP27), e estrutura foliada a xistosa. Predominam clastos de calcarenito, quartzito e leucogranito. Quartzitos e leucogranitos encontram-se subarredondados e por vezes deformados, com diâmetro em média variando de 1,0 – 30 cm, e calcarenitos possuem forma retangular, com eixo maior entre 2,0 – 40 cm.

c) *Metadiamicíticos hematíticos sustentados pela matriz*

Esta fácies quando alterada possui cor variando entre ocre-ferrugem-avermelhado, e quando fresca a cor é cinza-prateada. A matriz possui granulometria silte-areia fina com grânulos,

composta por quartzo com intercalação pelítica, e hematita disseminada/intersticial aos minerais de ganga, a estrutura varia entre foliada e foliada-crenulada. Os clastos são de calcarenito, quartzito e biotita granito, angulosos-subarredondados ou deformados, estirados e boundinados, com tamanho variando de centimétricos a decimétricos.



Figura 26 – Afloramentos de metadiamicritos com seixos esparsos, EP05 com espessura três vezes maior do que o EP10.



Figura 27 – Afloramento EP30 de metadiamicictito cinza intercalado com pacotes/lentes de quartzito de $\pm 1,5$ m de espessura.



Figura 28 – Próximo ao afloramento EP30, contato no topo, do metadiamicictito cinza com quartzito.



Figura 29 – Afloramento EP23 de metaritmito.



Figura 30 – Afloramento EP29 de metadiamicito cinza.

8.5 Análise de Proveniência

O estudo da proveniência de uma bacia permite identificar áreas-fonte, interpretar padrões de dispersão de sedimentos, elaborar correlações estratigráficas e interpretar a evolução das áreas de captação de drenagens ou geleiras. No caso de diamictitos com origem ligada à glaciação, como no caso do Grupo Macaúbas, análises de proveniência, especialmente de seixos, permitem avaliar a magnitude, conectividade e fonte dos sistemas glaciais alimentadores da bacia.

Os dados de proveniência, obtidos através da contagem dos clastos nos afloramentos de metadiamictitos, foram reunidos para análise estatística e compilados em gráficos para visualização da variação da composição por afloramento, com o objetivo de interpretar o ambiente deposicional, ou seja, definir as áreas fontes.

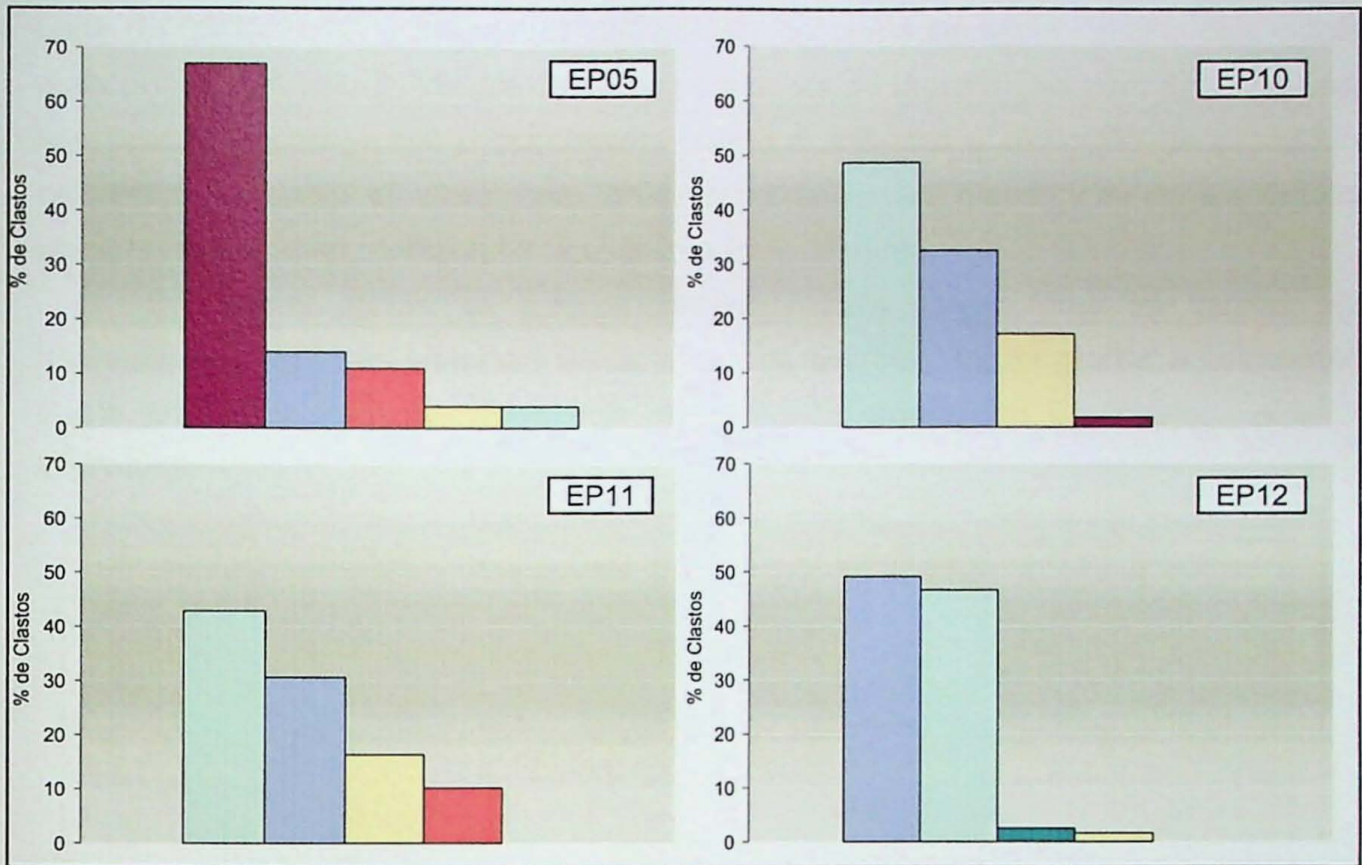
Os litotipos mais representativos, observados em campo, são de quartzito, quartzo de veio, biotita granito, calcarenito, talco xisto, filito, anfibolito e brecha. A proveniência revelou um predomínio de poucos tipos litológicos, porém com grande variação de sua proporção relativa nos afloramentos observados. Desses, não foi possível amostrar o anfibolito, descrito apenas em um afloramento e com baixa proporção em relação aos demais.

Conforme descrição anterior dos clastos, os quartzitos, quartzo de veio, e biotita granitos encontram-se subarredondados e por vezes deformados, com diâmetro variando de 1,0 – 80 cm, os calcarenitos e filitos possuem forma retangular, com eixo maior entre 2,0 – 40 cm, e o talco xisto ocorrem em seixos tabulares angulosos (até 10,0 cm).

Tendo em vista que a área estudada pertence a Faixa Araçuaí, a deformação dificulta a caracterização dos clastos, já que muitos estão deformados e estirados. No entanto, é possível realizar algumas interpretações sobre a maturidade textural. A forma dos clastos de quartzito e granito sugere algum retrabalhamento da carga sedimentar. A proveniência dos clastos de quartzitos pode ser atribuída ao Supergupo Espinhaço sobre o qual se depositou o Grupo Macaúbas. Os clastos de biotita granitos indicam proveniência do embasamento paleoproterozóico – arqueano do Cráton.

A origem dos calcarenitos não foi identificada, ocorrem em quase todos os afloramentos, com maior ou menor frequência. Filitos e talco-xistos têm ocorrência apenas local, porém com contribuição expressiva em afloramentos específicos. De fato, talco-xisto é a litologia predominante em um dos afloramentos investigados, chegando a contribuir com mais de 60% dos litotipos presentes como seixos.

Fruta de Leite



Salinas

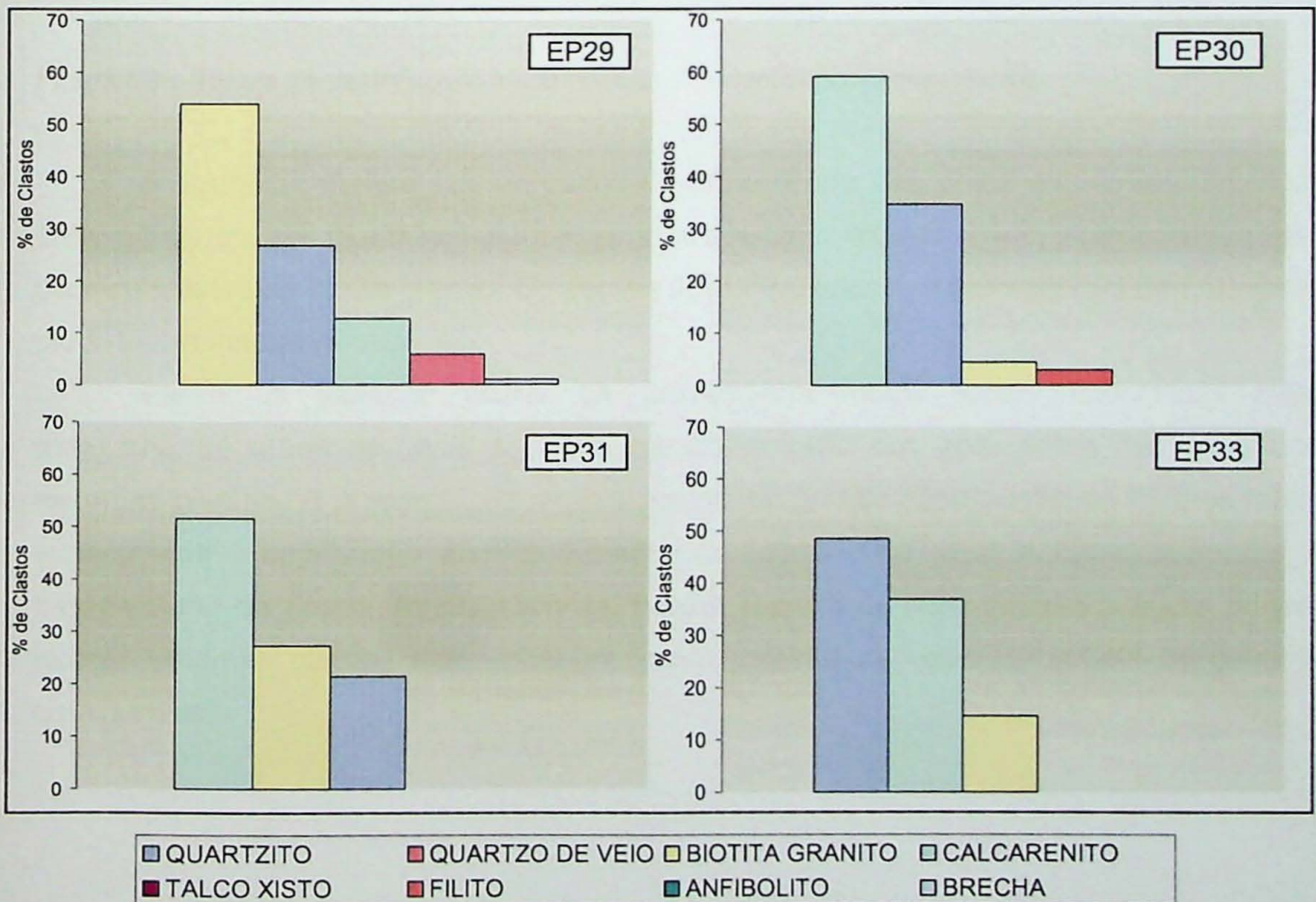


Figura 31 – Gráficos de proveniência obtidos dos metadiamicritos, Grupo Macaúbas.

A figura 31 reúne os gráficos de proveniência, subdivididos em duas áreas: Fruta de Leite (EP05/10/11/12) e Salinas (EP29/30/31/33), denominadas neste trabalho pela cidade mais próxima (Anexo 2 – tabela de dados). Os dados de proveniência para Fruta de Leite são bastante homogêneos principalmente quanto à presença e proporção de quartzito e calcarenito, os dados do afloramento EP05 distinguem-se pela presença de clastos de talco xisto, revelando uma contribuição de uma área fonte diferente.

Do mesmo modo, os gráficos de proveniência para a área de Salinas são homogêneos, com três principais áreas fontes, de quartzito, biotita granito e calcarenito. Nesta área a proveniência difere pela proporção da composição dos clastos, variando localmente.

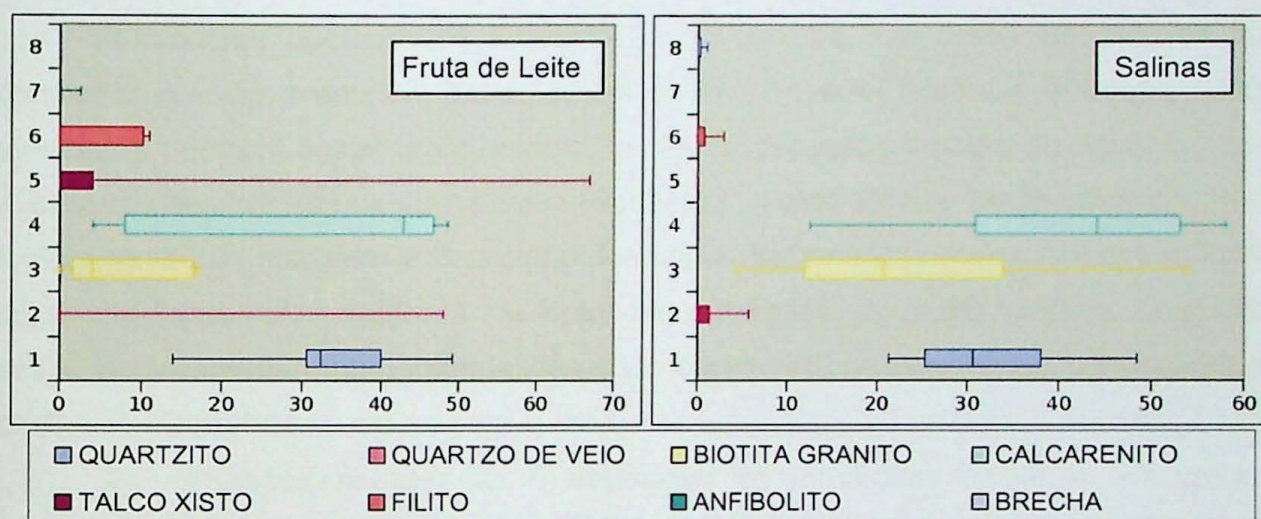


Figura 32 – Faixas de valores para a composição dos clastos no metadiamictito.

A figura 32 mostra que os dados de proveniência das áreas estudadas (Fruta de Leite e Salinas) são muito semelhantes para os quartzitos e calcarenitos, e um pouco menos para os clastos de biotita granito. Os demais tipos de clastos indicam restrição da área fonte para determinadas localidades.

Assim, a variação lateral de proveniência indica fontes específicas para determinadas áreas da bacia e pouco retrabalhamento dos sedimentos derivados dos sistemas glaciais. A presença, em alguns pontos, de grande contribuição de litotipos muito susceptíveis a cominuição durante o transporte (como talco-xistos e filitos) corrobora a interpretação de pouco retrabalhamento. Fontes específicas para diferentes áreas podem indicar sistemas glaciais independentes, como geleiras de vales ou *outlets* de geleiras continentais.

9 DISCUSSÃO

As hipóteses vigentes sobre a origem das ocorrências de diamictitos ferruginosos do Neoproterozóico relacionam-se, de alguma forma, às teorias sobre eventos glaciais extremos nesse período, com destaque para a teoria *Snowball Earth*. O presente trabalho buscou contribuir para a discussão, através da análise de proveniência dos clastos, da arquitetura deposicional do depósito e das características destas rochas. Além disso, vale ressaltar a tentativa de contribuir para o esclarecimento da presença da hematita na matriz desses depósitos.

A hipótese do *Snowball Earth* considera que, por um breve intervalo de tempo, condições glaciais ocorreram desde os pólos até o Equador (Hoffman & Schrag, 2002), e tem como principal sustentação a identificação de depósitos glaciais de baixa latitude em sucessão neoproterozóica da Austrália (Sohl *et al.*, 1999). Dentro desse contexto, Hoffman & Schrag (2002) discutem a deposição das capas carbonáticas e das formações ferríferas como depósitos relacionados à reversão das condições climáticas glaciais. Desta forma, esses autores apresentam informações que podem ser correlacionadas com os depósitos do Grupo Macaúbas.

As condições necessárias à deposição de formações ferríferas em geral são discutidas por Roy (2006), que reúne várias informações sobre a evolução do sistema Terra, discutindo os ambientes deposicionais para o manganês e o ferro associado. A transição Arqueano-Proterozóico marca mudanças globais relacionadas ao progressivo aumento do oxigênio produzido por cianobactérias, e as grandes acumulações de formações ferríferas do Paleoproterozóico estariam relacionadas a esse contexto. Já os depósitos de ferro do Neoproterozóico estariam relacionados às mudanças globais durante os eventos glaciais extremos, com estratificação das águas oceânicas e anoxia de fundo (Hoffman & Schrag 2002). Roy (2006) relaciona tais mudanças climáticas ao aumento do intemperismo devido a modificações no comportamento tectônico da crosta, que promoveria o rebaixamento do CO₂ atmosférico, causando a glaciação do supercontinente Rodinia no Neoproterozóico. Neste período, o sistema oceânico estratificado retornaria a armazenar ferro e manganês, pela dissolução desses na água do mar estagnada, altamente salina e deficiente em oxigênio abaixo do gelo.

Com a reativação tectônica pela quebra do supercontinente Rodinia, há liberação de gases do manto como CO₂ e CH₄, que resultaram no aumento da temperatura, ou seja, criaram um efeito estufa que resultou na deglaciação e transgressão (Sohl *et al.*, 1999). Nesse momento, os depósitos de ferro podem ter sido formados, pela restauração da circulação oceânica com a oxigenação da água do mar e diminuição da salinidade, conforme a interpretação de Klein & Beukes (1993) para os depósitos do grupo Rapitan.

Tendo em vista as circunstâncias, os diamictitos são bastante discutidos do ponto de vista deposicional, na literatura encontram-se várias hipóteses para o ambiente de sedimentação: produto de sedimentação glácio-marinha, relacionada à chuva de detritos a partir de icebergs (Uhlein, 1991 *apud* Anderson *et al.*, 1980, e Eyles & Miall, 1984); sedimentação glácio-marinha, no qual os diamictitos são produtos de fluxo subaquoso na frente da geleira (Uhlein, 1991 *apud* Wright & Anderson, 1982 e Brodzikowski & Van Loon, 1987); e por fluxos gravitacionais de sedimentos (Uhlein, 1991 *apud* Dott Jr., 1963; Lowe, 1982), derivados da erosão do embasamento. Contudo, todas as alternativas consideram um ambiente glácio-marinho, a primeira é difícil de analisar devido à deformação imposta aos diamictitos do Grupo Macaúbas, assim as feições texturais dos clastos caídos são obliteradas.

A análise de proveniência dos diamictitos do Grupo Macaúbas permitiu concluir que a área fonte é específica para determinadas regiões, definindo sistemas glaciais independentes, e contrariando as hipóteses de grandes geleiras continentais. Desta forma, a paleogeografia provavelmente era caracterizada por geleiras de vale, nucleadas em altitude, ou talvez por geleiras do tipo *outlet*, formadas pelo confinamento de geleiras continentais a vales durante sua passagem sobre altos topográficos. A presença de clastos susceptíveis a cominuição pelo transporte, por exemplo, talco xisto e filito, corrobora a teoria de ambiente glacial, no qual há possibilidade de preservação de fragmentos frágeis durante o transporte englacial e supraglacial.

Já na sedimentação em ambiente glácio-marinho de mar aberto, os detritos provêm do derretimento de banquisas e icebergs, e podem ser retrabalhados por correntes de superfície ou de fundo. Além disso, pode haver retrabalhamento por fluxo gravitacional e correntes de turbidez. Portanto, a análise de proveniência deste ambiente resultaria em clastos isolados, quantidades variáveis e grande diversidade litológica, com potencial mistura de fontes. No entanto, banquisas confinadas em baías restritas ou relacionadas a geleiras do tipo *outlet* podem apresentar grande variação espacial de proveniência.

A origem da hematita na matriz dos metadiamictitos, esses compostos basicamente por quartzo, pelito e hematita, traz algumas dificuldades de interpretação dos processos sedimentares. Na busca de informações sobre a possível fonte e o modo como se formaram esses depósitos, foram pesquisadas outras ocorrências de ferro, relacionadas às glaciações do neoproterozóico, a fim de apresentar as hipóteses dos pesquisadores.

Um dos aspectos da questão é o da origem primária do ferro: se produto da dissolução/intemperismo ou de atividade hidrotermalismo no fundo marinho. Estudos de conteúdo de terras raras podem elucidar essa questão. Uma outra hipótese, no caso de partículas maiores, seria a da erosão glacial do substrato, por exemplo, das ocorrências de

filitos hematíticos paleoproterozóicos do supergrupo Espinhaço e das formações ferríferas bandadas do supergrupo Rio Paraúna.

O produto desta deposição, independente da fonte, é a matriz dos metadiamicritos rica em hematita, disseminada entre a fração silicática ou separada em bandas milimétricas de metachert. A análise microscópica das amostras de metadiamicritos hematíticos revelou que além da hematita especular disseminada, ocorre também cimento limonítico intersticial, talvez produto de alteração intempérica ou diagenética proveniente da hidratação da hematita. Outra característica da deposição da hematita são os oólitos ou pisólitos encontrados na amostra PRT50, esta feição pode ser um indicativo de águas agitadas do ambiente deposicional.

A hematita é um mineral muito comum e formado em uma série de condições na natureza. Ramdohr (1969) explica que o mineral, em laboratório, pode ser sintetizado a temperaturas mínimas de 200-300 °C. No entanto, muitas ocorrências na natureza são interpretadas sendo formadas em temperaturas inferiores, como é o caso dos depósitos de formações ferríferas do Neoproterozóico.

Os metadiamicritos hematíticos apresentam também pseudomorfos de magnetita, os cristais foram substituídos por hematita, em alguns é possível observar o contraste entre a anisotropia das lamelas de hematita e de magnetita. Com temperatura bastante alta pode ocorrer este processo de substituição (Ramdohr, 1969). Em alguns casos, são formados cristais grandes de hematita que muitas vezes contêm poucos remanescentes de magnetita como inclusões (Ramdohr, 1969). Possivelmente, os pseudomorfos de magnetita podem ser resultantes do metamorfismo imposto à região, já que há um limite superior para sua formação, entre temperaturas de 600-700 °C, se misturas de cristais ricos em FeTiO_3 não foram formadas.

Hematita e magnetita são minerais indicativos das condições de Eh do ambiente, oxidante ou redutor, respectivamente. No entanto, ambos ocorrem nos metadiamicritos hematíticos, sendo a magnetita representada por uma fração mínima. Esse mineral pode explicar as condições redutoras presente no ambiente glacial, no qual água do mar encontrava-se estagnada. Uma evidência deste ambiente redutor é a marcassita, mineral encontrado na amostra EP19, que possui fórmula química igual à da pirita (FeS_2) e ocorre associada, freqüentemente, indicativo de ambiente redutor. Portanto, com a retomada da circulação oceânica, ou seja, a oxigenação da água do mar possibilitou a precipitação da hematita.

Desta forma, a comparação dos modelos para a origem dos depósitos de ferro com os modelos para deposição de sedimentos glácio-marinhos nos leva a interpretar os metadiamicritos do grupo Macaúbas como produto da interação de águas oxigenadas de degelo com um reservatório de ferro em solução em fundo anóxico, simultâneo à deposição de grandes volumes de sedimentos glácio-marinhos no fim de um evento glacial. Deve-se

ressaltar que esse modelo contradiz a interpretação de Klein & Beukes (1993), que interpretam um baixo aporte siliciclástico relacionado ao período interglacial que produziu a deposição de bandas de formação ferrífera intercaladas com material siliciclástico (Grupo Rapitan).

A integração dos dados da análise de proveniência, a interpretação do sistema deposicional, mais o fato da ocorrência restrita dos metadiamicritos hematíticos, leva a interpretação de sistemas glaciais independentes, além disso, sabe-se que a distribuição areal dos metadiamicritos é maior do que os metadiamicritos hematíticos. Portanto, pode-se tratar de uma bacia restrita dentro do contexto glacial.

Com relação às correlações com eventos glaciais globais, deve-se considerar inicialmente a idade atribuída aos depósitos. Silva (2006) considera que a evolução da bacia São Francisco, no qual se insere o Grupo Macaúbas, compreende o período entre 900 – 600 Ma. Essa faixa de idades condiz com a interpretação de Pedrosa Soares *et al.*, (2001) para o desenvolvimento da faixa Araçuaí, que marca a deformação do Grupo Macaúbas e na qual se encontram rochas graníticas datadas em ca. 625 Ma, o último estágio colisional com duração até ca. 570 Ma, e o magmatismo pós-colisional e cratonização até ca. 500 Ma. Desta forma, as glaciações denominadas Sturtian, estimada em 710 Ma (Fanning & Link, 2004), e Marinoan (com término datado em 635 Ma por Hoffmann *et al.*, 2004 e Condon *et al.*, 2005) estão inseridas no período de desenvolvimento da bacia São Francisco.

Evidências do evento tectono-metamórfico que deu origem à deformação do Grupo Macaúbas são encontradas em várias rochas estudadas neste projeto. De modo geral, o evento promoveu o desenvolvimento de uma foliação-xistosidade nos metadiamicritos marcada por paragênese metamórfica da fácies xisto verde (clorita-muscovita-biotita, eventualmente granada). Outras feições deixadas pelo metamorfismo são a sericitização dos feldspatos nas rochas graníticas dos seixos, a associação da clorita à biotita e a presença de carbonato. Os clastos de carbonato nos metadiamicritos são manteados por biotita e com clorita associada, como evidência de um retrometamorfismo. Além dessas, os grãos/clastos de quartzo que compõem a matriz dos diamicritos, em algumas amostras, estão bastante deformados/milonitizados.

10 CONCLUSÃO

De acordo com o estudo realizado, a análise de proveniência dos clastos corrobora a hipótese de geleiras nucleadas em altitude (Eyles & Januszczak, 2004), pois a grande variação espacial de proveniência pode ser relacionada a diversos sistemas independentes de geleiras de vale ou do tipo *outlet*. As principais fontes dos diamictitos descritos foram o embasamento siálico, rochas supracrustais pré-Espinhaço e rochas do supergrupo Espinhaço, porém com proporções e litotipos distintos em cada área investigada.

A análise de fácies dos metadiamictitos revelou intercalações de sedimentos pelíticos de decantação e arenosos provavelmente relacionados a correntes de fundo, sendo as fácies de diamictitos com matriz ferruginosa restritas a poucas ocorrências. Assim, interpreta-se a deposição dos metadiamictitos do grupo Macaúbas em ambiente glácio-marinho, com a ação de fluxos gravitacionais associados a corrente de degelo. As águas de degelo possibilitaram a oxigenação do fundo marinho anteriormente estratificado e saturado em ferro, causando precipitação de hematita simultaneamente à deposição de sedimentos derivados do derretimento de banquisas e/ou icebergs. O caráter restrito das ocorrências de ferro sugere que a anoxia e saturação em ferro não ocorreu em todo o fundo da bacia, mas foi restrita a sub-ambientes específicos, possivelmente depressões em meio a sedimentos glácio-marinhos sob a banquisa.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

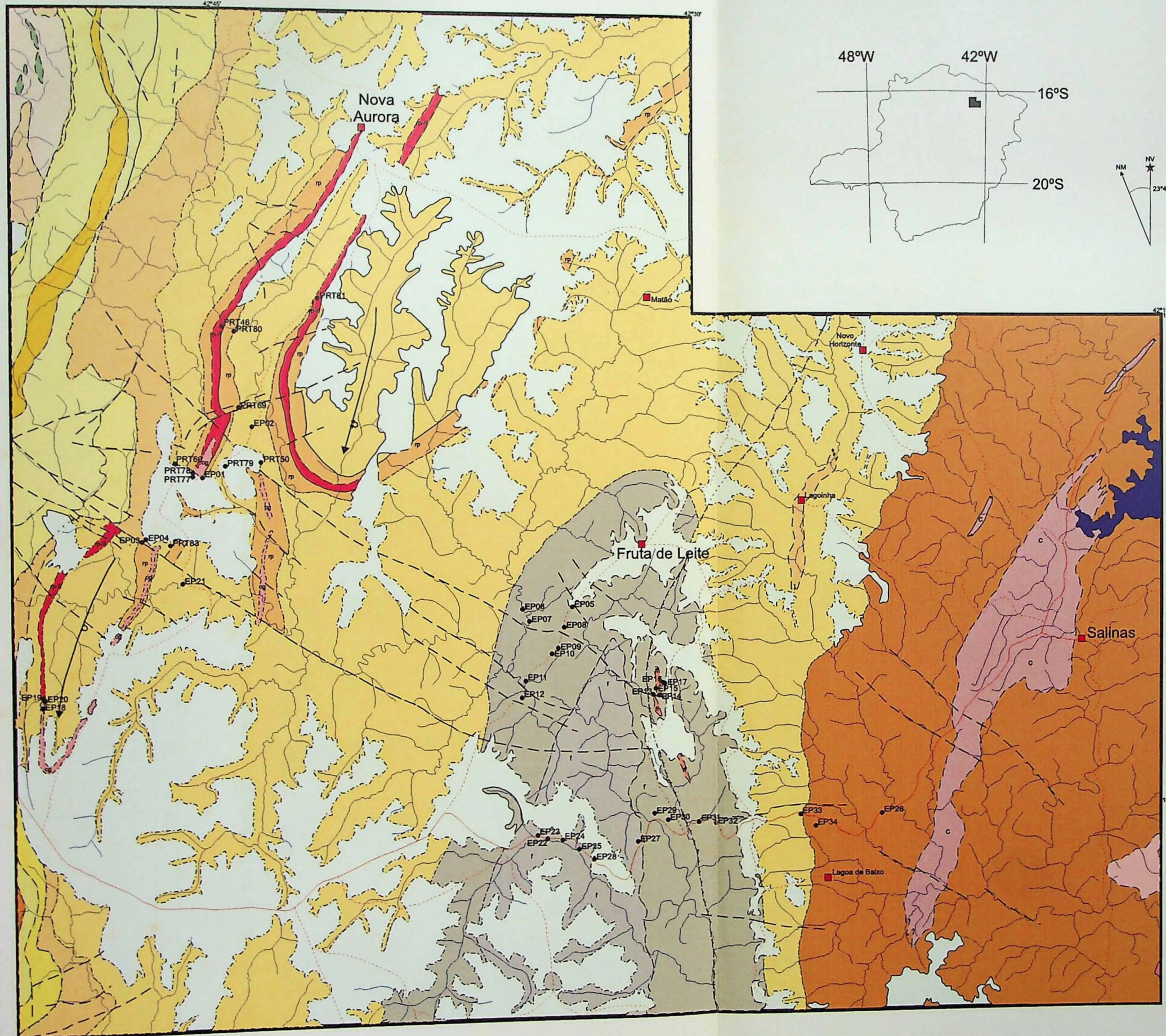
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia do Sudeste Mato grossense. *Boletim Dep. Nac. Produção Mineral*. Rio de Janeiro, v. 116, 118 p., 1945.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem dos minérios de ferro e manganês de Urucum (Corumbá, Estado de Mato Grosso). *Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia*. Rio de Janeiro, v. 119, p. 1-58, 1946.
- ALMEIDA, F.F.M., et al. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. *Anais...* Campina Grande: Doc. Brás. Geol. p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo: SBG, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA ABREU, P.A. O Caminho das Pedras. *Revista Genomos*. Minas Gerais: UFMG/IGC, v. 4, n.1, p. 77-93, 1996.
- BEUKES, N.J. Precambrian Iron-Formation of Southern Africa. *Economic Geology*, v. 68, p. 960-1004, 1973.
- BRANNER, J.C. Outlines of the Geology of Brazil to Accompany the Geological Map of Brazil. *The Geological Society of America*. New York, v. 30, p. 189-338, 1919.
- CONDON, D.; ZHU, M.; BOWRING, S.; WANG, W.; YANG, A.; JIN, Y. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*. 5718, v. 308, p. 95-98, 2005.
- CRITTENDEN JR., M.D., et al. Regional correlation of Upper Precambrian strata in Western North America. In: INTERNAT. GEOL. CONG. SECT 1, 24, 1972. *Anais: Precambrian Geology*. p. 334-341.
- CUKROV, N. *A glaciação Neoproterozóica na porção sul do Cráton do São Francisco e suas litofácies nas regiões de Jequitaiá-MG e Cristalina-GO*. 1999. Tese (Mestrado), Universidade de Brasília, Brasília, 1999.
- DOSSIN, I.A., et al. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG. 1984 v.7, p. 3118-3132.
- DUPONT, H., et al. Glacial deposits of the Neoproterozoic glaciation in the Serra do Cabral and vicinities (Minas Gerais, Brazil): facies distribution and genesis. In: INTERN. GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. CD-Room
- EYLES, N.; JANUSZCZAK, N. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth Science Reviews*, v. 65, p.1-73, 2004.
- FANNING, C.M.; LINK, P.K. U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho. *Geology*, v. 32, p. 881-884, 2004.

- FOGAÇA, A.C.C., et al. Estratigrafia da seqüência supracrustal arqueana na porção meridiana central da Serra do Espinhaço. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984, v. 2, p. 2652-2667.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SMITH, A.G. et al. Geologic Time Scale 2004 (Cambridge University Press, 2004). Disponível em: <<http://www.stratigraphy.org/chus.pdf>>. Acesso em: 07 nov. 2008.
- GROSS, G.A. Iron-formation of Snake River area, Yukon and Northwest Territories. In: JENESS, S.E. (Editor) *Report of Activities*, 1965. v. 65, p. 1-143. (Geol. Surv., Canada).
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. A Neoproterozoic Snow-ball Earth. *Science*, v. 281, p. 1342-1346, 1998.
- HOFFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P. The snowball earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, v. 14, p. 129-155, 2002.
- HOFFMANN, J.; CONDON, D.; BOWRING, S.; CROWLEY, J. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, v. 32, p. 817-820, 2004.
- HOFFMANN, C. The archean peraluminous Gouveia Granite its structure, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). *Neues Jahrbuch Miner. Abh.* Stuttgart, v. 146, n. 2, p. 151-169, 1983.
- IBGE, Mapa topográfico Francisco Sá (MG), Secretaria de Planejamento da Presidência da República, IBGE: 1974. 1 mapa: colorido, 74 x 60 cm. Escala 1:100.000.
- IBGE, Mapa topográfico Janaúba (MG), Secretaria de Planejamento da Presidência da República, IBGE: 1974. 1 mapa: colorido, 74 x 60 cm. Escala 1:100.000.
- IBGE, Mapa topográfico Padre Carvalho (MG), Secretaria de Planejamento da Presidência da República, IBGE: 1980. 1 mapa: colorido, 75 x 62 cm. Escala 1:100.000.
- IBGE, Mapa topográfico Rio Pardo de Minas (MG), Secretaria de Planejamento da Presidência da República, IBGE: 1974. 1 mapa: colorido, 74 x 60 cm. Escala 1:100.000.
- KARFUNKEL, B., et al. Estudos petrofaciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, 1976, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto: SBG, 1976, v. 2, p. 179-188.
- KARFUNKEL, J., et al. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais, Revisão dos conhecimentos. In: SIMPÓSIO DE MINAS GERAIS, 3, 1985, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG Núcleo MG, 1985, v. 5, p. 45-59.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 65, p. 1-21, 1988.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A.C.; NOCE, C.M. Serra da Água Fria e vizinhanças, MG – Vestígio da Glaciação Neoproterozóica. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; QUEIROZ, E.T.; WINGNE, M.M.L.; BERBERT-BORN, C. *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. Brasília: MME-DNPM-CPRM-SIGEP, 2003, p. 165-174.

- KLEIN, C.; BEUKES, N. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late proterozoic Rapitan iron formation in Canada. *Economic Geology*, v. 88, p. 542-565, 1993.
- LOTTERMOSER, B.G.; ASHLEY, P.M. Geochemistry, petrology and origin of Neoproterozoic ironstones in the eastern part of the Adelaide Geosyncline, South Australia. *Precambrian Research*, v. 101, p. 49-67, 2000.
- MARTINS-NETO, M.A.; GOMES, N.S.; HERCOS, C.M.; REIS, L.A. Fácies Glaciocontinentais (outwash plain) na Megassequência Macaúbas, (Serra da Água Fria) e seu contexto tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*. SBG, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 179-188, 1999.
- MIALL, A.D. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: MIALL, A.D; TYLER, N. *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, 1991. v. 3, p. 6-12. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology).
- MORAES, L.; GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cienc.* Rio de Janeiro, v. 2, p. 153-186, 1930.
- MOURÃO, M.A.A. et al. Mapa geológico da Folha Padre Carvalho, Minas Gerais, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências; COMIG: 1996. 1 mapa: colorido, 72 x 66 cm. Escala 1:100.000.
- MOURÃO, M.A.A. et al. Mapa geológico da Folha Janaúba, Minas Gerais, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências; COMIG: 1996. 1 mapa: colorido, 72 x 66 cm. Escala 1:100.000.
- NOCE, C.M., et al. Nova divisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia Neoproterozóica. In: SIMPÓSIO DE MINAS GERAIS, 9, 1997, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto: SBG Núcleo MG, 1997, Bol. 14, p. 29-31.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDEMANN C.M.; PINTO C.P. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a con?ned orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, v. 110, p.307-323, 2001.
- PFLUG, R. et al. Estratigrafia e evolução da margem nordeste do Cráton Sanfranciscano. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, 1973, Aracaju. *Anais...*Aracaju: SBG, 1973, v. 2, p. 5-19.
- RAMDOHR, P. The ore minerals and their intergrowths. In: RAMDOHR, P. *Hematite*. Pergamon Press, 1969, 1174 p.
- ROQUE, N.C., et al. Mapa geológico da Folha Rio Pardo de Minas, Minas Gerais, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências; COMIG: 1996. 1 mapa: colorido, 72 x 66 cm. Escala 1:100.000.
- ROY, S. Sedimentary manganese metallogenesis inresponse to the evolution of the Earth system. *Earth Science Reviews*, v. 77, p. 273-305, 2006.

- SILVA, R.R. As bacias proterozóicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de seqüências. *Earth Science Reviews*, v. 77, p. 273-305, 2006.
- SOHL, L.E.; CHRISTIE-BLICH, N.; KENT, D.V. Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia; implications for the duration of low-latitude glaciation in Neoproterozoic time. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 111, p. 1120-1139, 1999.
- TRENDALL, A.F. Iron-formations of the Hamersley Group of Western Australia: type examples of varved precambrian evaporates. In: PROC UNESCO SYMP. On Genesis of Precambrian Iron and Manganese deposits, Kiev., 1973, p. 257-270.
- TROMPETTE, R.; ALVARENGA C.J.S.; WALDE, D. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 6, p. 587-597, 1998.
- UHLEIN, A. *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos Estratigráficos e Estruturais*. 1991. 295 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- UHLEIN, A., et al. Evolução estratigráfica e sedimentológica de uma margem continental no proterozóico superior: A seqüência Jequitai-Macaúbas na transição Cráton do São Francisco – Faixa Araçuaí. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Balneário de Camboriú-SC, 1994. *Anais...* Santa Catarina: SBG, 1994. p. 229-230.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.R.; ALVARENGA C.J.S. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 435-451, 1999.
- VIDIGAL GUIMARÃES, M.L. et al. Mapa geológico da Folha Francisco de Sá, Minas Gerais, Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências; COMIG: 1996. 1 mapa: colorido, 72 x 66 cm. Escala 1:100.000.
- VIVEIROS, J.F.M., et al. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 243-254.
- YOUNG, G.M. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan group, northwest territories, Canada. *Precambrian Research*, v. 3, p. 137-158, 1976.

MAPA GEOLÓGICO E DE LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS



CONVENÇÕES

- Cambriano**
Batólito Itaporé
- Coberturas detrito coluvionares em superfícies de aplainamento (Qtd). Formação São Domingos: sedimentos semi-consolidados arenosos, siltsos ou argilosos.
 - Granitos pegmatóides, incluindo localmente leucogranitos a duas micas e termos aplíticos, albitizados ou não.
 - Leucogranitos a duas micas (muscovita predomina sobre biotita) e granodioritos subordinados.

ROCHAS METASSEDIMENTARES

- Proterozóico Superior**
Grupo Macaúbas
- Formação Salinas: quartzo mica xistos (biotita predomina sobre muscovita), bandados ou não, em geral granatíferos, localmente calcíticos, com intercalações de rochas calciosilicáticas quartzo-anfibólio-granatíferas, metaconglomerados suportados pelos seixos e formação ferrífera bandada a hematita (ff); domínio de xistos e biotita quartzitos, calcíticos (c); escarnitos calciosilicáticos e eventuais não discriminados.
 - Formação Chapada Acauã: quartzitos micáceos e ferruginosos, quartzo biotita xistos feldspáticos (por vezes granatíferos), metadiamictito de matriz quartzosa e filito carbonoso, além de formação ferrífera (ff); filitos e metassiltitos de tonalidade acinzentada (f), com intercalações de quartzo e de filito carbonoso.
 - Formação Nova Aurora: metadiamictitos de matriz quartzo micácea contendo intercalações de quartzitos impuros. O Membro Riacho Porções é constituído por metadiamictitos de matriz hematítica com intercalações de quartzitos e filitos hematíticos (rp) e com níveis de formação ferrífera (ff).
 - Formação Rio Peixe Bravo: filito, metassilito e micaxisto com intercalações de quartzo (qt).
- Proterozóico Médio**
Supergroupo Espinhaço
- Unidade Superior (s): quartzo de granulação fina, micáceo, com tonalidade cinza-clara, laminado e com níveis locais ferruginosos ou arcoseanos.
 - Unidade Inferior (l): quartzo acinzentado de granulação fina a média, discretamente micáceo, com estratos centimétricos a decimétricos. Na base, contém concreções e estratos ferruginosos. Ocorrem intercalações de quartzo micáceo (qm) e de quartzo puro, recristalizado (qt).
- Arqueano**
Prot. Inferior
- Complexo Córrego do Cedro: gnaisses bandados, de tonalidade cinza-clara granulação fina a média, localmente migmatizados, com corpos concordantes de anfibolito e de rocha ultramáfica (um).

ROCHAS MAGMÁTICAS

- Granito Catolê: rocha rosada a cinza, granulação média a grossa, localmente foliada.

SÍMBOLOS ESTRUTURAIS

- Elxo de sinclinal e anticlinal invertido
- Falha não especificada, pontilhada onde encoberta
- Falha de descolamento basal
- Falha reversa; inferida onde tracejada. Triângulos do lado do bloco cavalgante
- Limite de depósito detrito-coluvionar
- Contato observado ou inferido com segurança
- Contato inferido

SÍMBOLOS DIVERSOS

- Localização dos afloramentos visitados
- Localização dos afloramentos não visitados
- cga canga
- Estrada principal (BR-251 e MG-342)
- Estrada de terra
- Salinas Municípios

Compilado das Folhas: Rio Pardo de Minas, Padre Carvalho e Salinas do Projeto Espinhaço (1996).

0 2 4 6 8 km

Anexo 2

Tabela com dados utilizados para análise de proveniência.

LITOTIPO	EP05	EP06	EP10	EP11	EP12	EP29	EP30	EP31	EP33
QUARTZITO	14	10	36	15	59	55	47	44	50
QUARTZO DE VEIO		12				12			
BIOTITA GRANITO	4	0	19	8	2	111	6	56	15
CALCARENITO	4	2	54	21	56	26	79	106	38
TALCO XISTO	67	1	2	0	0	0	0	0	0
FILITO	11	0	0	5	0	0	4	0	0
ANFIBOLITO					3				
BRECHA						2			
Total	100	25	111	49	120	206	136	206	103

Tabela com dados em porcentagem apresentados nos gráficos do capítulo de análise de proveniência.

LITOTIPO	EP05	EP06	EP10	EP11	EP12	EP29	EP30	EP31	EP33
QUARTZITO	14%	40%	32%	31%	49%	27%	35%	21%	48%
QUARTZO DE VEIO	0	48%	0	0	0	6%	0	0	0
BIOTITA GRANITO	4%	0	17%	16%	2%	54%	4%	27%	15%
CALCARENITO	4%	8%	49%	43%	46%	12%	58%	52%	37%
TALCO XISTO	67%	4%	2%	0	0	0	0	0	0
FILITO	11%	0	0	10%	0	0	3%	0	0
ANFIBOLITO	0	0	0	0	3%	0	0	0	0
BRECHA	0	0	0	0	0	1%	0	0	0

DOAÇÃO

IGC-USP

Data: *20/02/09*

