



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 283

**ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA E
PROVENIÊNCIA DAS UNIDADES SUPERIORES DO
GRUPO VAZANTE NA REGIÃO DA FAZENDA
FAGUNDES, PARACATU, MG**

ANA VIRGÍNIA ALVES DE SANTANA

BRASÍLIA, 2011



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 283

**ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA E PROVENIÊNCIA DAS UNIDADES
SUPERIORES DO GRUPO VAZANTE NA REGIÃO DA FAZENDA
FAGUNDES, PARACATU, MG**

ANA VIRGÍNIA ALVES DE SANTANA

ORIENTADOR: MARCEL AUGUSTE DARDENNE (*In memoriam*)

ORIENTADORA: LUCIETH CRUZ VIEIRA

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. ALEXANDRE ULHEIN (UFMG)

PROF. DR. CARLOS JOSÉ SOUZA DE ALVARENGA (UNB)

PROF. DR. FARID CHEMALE JR - SUPLENTE (UNB)

BRASÍLIA / 2011

DEDICATÓRIA

Ao mestre Marcel Auguste Dardenne (in memoriam).

Que teve a vida a andar por esse País e

hoje descansa feliz.

Muito obrigada meu querido!

Ana Baiana.

"Toda Humanidade
Nasce para a Perfeição,
E cada um a alcançará,
Se apenas seguir
O dever de sua natureza"

BHAGAVAD GITA

AGRADECIMENTOS

Gratidão. Sentimento sincero que sinto por pessoas queridas e indispensáveis à conclusão desse estudo. Sou mui grata também pela crença, dia após dia, e cada vez mais, de que estou no dever da minha natureza. Muito obrigada!

Quão fui privilegiada por conviver/aprender de ago/2009 a out/2011 com o mestre Dardenne, meu orientador! Exemplo ímpar de amor à Geologia e luta pela vida que me proporcionou inestimável aprendizado profissional e pessoal. Muito obrigada meu querido! És Luz. Somos Luz.

Professores, e amigos, Elton Dantas, José Elói Campos e Lucieth Vieira me orientaram no término da pesquisa. MUITÍSSIMO OBRIGADA. Sem vocês eu não teria conseguido. Agradeço também aos professores membros da banca examinadora pelas valiosas contribuições e aos professores do curso de Pós-graduação em Geologia da UnB, em especial, aos Profs. Adalene Moreira, Carlos Abreu, Carlos Alvarenga, Edi Guimarães, Luciano Soares e Nilson Botelho pela solicitude sempre demonstrada.

Sou grata aos funcionári@s do Instituto de Geociências e UnB (Bubú, Dézinho, Dione, Dona Fátima, Estela, Rogério, Seu Nonato, Ziba...Tod@s!) e aos colegas da Pós sobretudo aos "meus filhos", os novos baianos do Cerrado (Caça, Ganja e Meta) e também aos outros baianos no Cerrado (Ed, Jana e Judiron). Agradeço muito ao potiguar amado Ênio Maia - companhia agradabilíssima e auxílio constante.

Obrigada ao pessoal dos laboratórios (de laminação da UnB e da UFAM, de Geocronologia (UnB) e de Difractometria de Raio X (UnB)) e aos, à época desse estudo, "proto-geólog@s" Danilo, Felipe, "Japa", Jéssica, Luciano, Leila, Lila, "Preta" e Tiago - auxílio necessário na preparação amostras, confecção de figuras etc.

Agradeço aos amigos - irmãs/irmãos de rocha, ou não - desse Universo. Energia Positiva! Agradecimento especialíssimo à irmandade geológica do Cerrado: Fausto, Giana, Gustavo, Joyce, Lara, Léo, Lys...Pouso, carinho e risadas garantidos!

Obrigada Felipe "Guadá" (UFES/UFRGS) e Luciano "Feijão" (UFRGS) pela ajuda nos estudos de proveniência.

Obrigada companheiras e companheiro de moradia na Colina-UnB...Ahmed, Luisa, Mônica e Nancy e companheiras da SQN 415...Giovana, Júlia e Lara.

Aos Geólog@s Adolpho Augustin, Eduardo Granm, Eduardo Guadagnin, Francisco "BTV", Fernando Luiz, Gema Olívio, Gustavo Oliveira, Jucyene Moura, Lena Monteiro, Luiz Montano, Samuel Lago, Rodrigo Brasileiro, Samuel Nunes, Tolentino Flávio - que atuaram e/ou atuam na região de Paracatu, MG - agradeço as profícuas conversas sobre a Geologia do Grupo Vazante e os prazerosos momentos em campo. Grata também a todo *staff* dos Projetos de Exploração Vazante e Paracatu Norte.

Agradeço também às seguintes instituições:

- Votorantim Metais - Negócio Zinco, pelo financiamento dos trabalhos de campo e cessão de material usado nesse estudo;
- Programa de Excelência (PROEX) da CAPES, pela concessão de bolsa de estudo;
- Programa de Pós-graduação em Estratigrafia, UFRGS, pelo vínculo temporário;
- DPP/UnB por financiar à participação em eventos técnico-científicos;
- UnB e Governo do Brasil, pelo Ensino gratuito, laico e de qualidade.

Por fim, quero registrar os meus agradecimentos à minha família amada pela compreensão e apoio incondicionais. Amo vocês viu!

Ana Baiana.

RESUMO

Santana, A.V.A. *Estratigrafia, sedimentologia e proveniência das unidades superiores do Grupo Vazante na região da fazenda Fagundes, Paracatu, MG*. 2011. Dissertação, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 136 p.

A região de Fazenda Fagundes, norte do município de Paracatu, MG, é detentora de importante depósito de zinco sulfetado, do tipo *Mississippi Valley Type* e, por isto, parte integrante do distrito zincífero “Vazante-Paracatu”, o maior do gênero no Brasil. Geologicamente é representada por litotipos das formações Morro do Calcário e Lapa, Grupo Vazante, Neoproterozóico. A estratigrafia definida para o referido Grupo data do final da década de 90 e fora então baseada na geologia aflorante mais ao sul, nas circunvizinhanças do município de Vazante. Entre esta região e àquela focada nesta dissertação há significativas diferenças litoestratigráficas, contudo existem poucos trabalhos que versem sobre esta temática. O presente estudo almeja preencher parte desta lacuna, sobretudo no que tange à pesquisa sedimentológica e estratigráfica, em escala de detalhe. Adicionalmente, métodos isotópico de Sm-Nd e de litogeoquímica são utilizados a fim de inferir sobre a proveniência dos sedimentos da Formação Lapa. Para delinear o arcabouço estratigráfico local utilizam-se descrição de fácies, associações entre elas, estudo do padrão de empilhamento e análises sob a ótica de Estratigrafia de Sequências. O resultado indica a existência de dois sistemas deposicionais: a) Carbonático, com associações de fácies de talude e sopé de bacia e padrão de empilhamento progradacional e b) Turbidítico, representado por associação de fácies de caráter retrogradacional. Entre eles é indicado um limite de sequências inferido a partir da mudança no padrão deposicional e contato abrupto entre as fácies. Os dados de Sm-Nd analisados resultam em valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos com idade modelo (T_{DM}) variando de 1,41 a 1,84 Ga. Estes resultados estão em consonância com o que há disposto na literatura. São interpretados como resposta à mistura de fontes e indicam a participação de material com proveniência de arco magmático juvenil. A análise da ambiência tectônica a partir de ETRs e elementos traços plotados em diagramas discriminantes específicos também favorece esta hipótese.

Palavras-chave: Neoproterozóico, Faixa Brasília, Grupo Vazante

ABSTRACT

Santana, A.V.A. *Estratigrafia, sedimentologia e proveniência das unidades superiores do Grupo Vazante na região da fazenda Fagundes, Paracatu, MG*. 2011. Dissertação, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 136 p.

The Fazenda Fagundes region, north of Paracatu, MG, holds important deposits of zinc sulfide, Mississippi Valley Type, and is a part of the zinciferous district "Vazante-Paracatu", the largest of its kind in Brazil. Geologically the rock types are represented by of formations Morro do Calcário and Lapa, Vazante Group, Neoproterozoic. The stratigraphy defined for that group dates from the late 90's and was based in rock outcropping further south, on or around the city of Vazante. Significant lithostratigraphic differences exist between this region and those, focused in this dissertation, however, there are few studies that deal with this issue. The present study aims to fill part of this gap, especially in relation to the sedimentological and stratigraphic study on a scale of detail. Additionally, methods of Sm-Nd isotopic and lithogeochemistry are used to infer the origin of the Lapa Formation sediments. To delineate the local stratigraphic framework are used description of facies, associations between them, stacking pattern study and sequence stratigraphy analysis. The result indicates the existence of two depositional systems: a) carbonate, with facies associations of the foot of the slope and basin with progradational stacking pattern and b) turbidites, represented by retrogradational facies association character. Among them the limit of sequences is inferred from the change in the stacking pattern and sharp contacts between depositional facies. The data from Sm-Nd analysis yielded $\epsilon_{Nd}(t)$ negative values and TDM model ages ranging from 1.41 to 1.84 Ga. These results are consistent with the literature and are interpreted as a response to the mix of sources indicating the participation of material with juvenile magmatic arc provenance. The analysis of tectonic ambience from ETRs and trace elements plotted on specific diagrams also favors this hypothesis.

Key-words: Neoproterozoic, Brasília Belt, Vazante Group

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	2
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS.....	4
1.6 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO	7
1.7 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS	10
CAPÍTULO 2 - GRUPO VAZANTE: TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO.....	12
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	13
2.2 BACIA DO SÃO FRANCISCO	20
2.3 ESTRATIGRAFIA DO GRUPO VAZANTE.....	27
CAPÍTULO 3 - SEDIMENTAÇÃO EM TALUDE E BACIA - ANÁLISE COM ÊNFASE EM SISTEMAS MISTOS.....	38
3.1 SEDIMENTAÇÃO EM ÁGUA PROFUNDA	40
3.2 PROCESSOS E PRODUTOS	42
CAPÍTULO 4 - FÁCIES, ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES, SISTEMAS E SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS.....	52
4.1 INTRODUÇÃO E ASPECTOS METODOLÓGICOS.....	52
4.2 RESULTADOS	56

CAPÍTULO 5 - PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO LAPA. 103

5.1 INTRODUÇÃO E ASPECTOS METODOLÓGICOS.....103

5.2 RESULTADOS.....108

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS 118

6.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS, DISCUSSÃO E CONCLUSÕES118

6.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS125

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS..... 126

APÊNDICES

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - (A) Localização do município de Paracatu, seta vermelha, e as principais rodovias para acesso à área de estudo, BR-040 e MG-188. Estradas federais estão em rosa e estaduais, em verde. Extraído do Mapa Rodoviário do Estado de Minas Gerais (DNIT 2002). (B) Mapa de situação.	8
Figura 1.2 - (A) Localização da região da Faz. Fagundes. Imagens SRTM e LANDSAT. (B) Localização do furo PFF-76 e do perfil descritos nesse estudo. Imagem QUICKBIRD.....	9
Figura 1.3 - Modelo digital do terreno (MDT) com altitudes médias e os principais rios da região.....	11
Figura 2.1 - Interpretações sísmo-estratigráficas na seção sísmica regional da Bacia do São Francisco. Atentar para os limites do cráton, atual e proposto. Extraída de Zalán & Romeiro-Silva (2007b).....	13
Figura 2.2 - (A) Províncias estruturais do Brasil, <i>sensu</i> Almeida <i>et al.</i> 1981 - extraído de Bizzi <i>et al.</i> (2003). Em (B), esboço tectônico do Brasil Central, com destaque para Província Tocantins. Simplificado de Almeida <i>et al.</i> (1981) e extraído de Valeriano <i>et al.</i> (2004).	14
Figura 2.3 - Seção esquemática mostra a relação entre o Núcleo Metamórfico, a W, e o Cinturão de Dobras e Empurrões na região meridional da FDB. Desenho adaptado a partir de Dardenne (2000). Geologia e relações estruturais extraídas de Dardenne (1978).	16
Figura 2.4 - Mapa geológico da Faixa de Dobramentos Brasília, simplificado e adaptado de Dardenne (2000). A compartimentação em unidades tectônicas é aquela proposta por Fuck <i>et al.</i> (2005). O retângulo em vermelho mostra a localização aproximada da área de estudo.	19
Figura 2.5 - Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco com a localização geográfica e delimitação da bacia conforme Alkmim & Martins-Neto (2001), a partir de modificações de Alckmin <i>et al.</i> (1996). Figura extraída de Tonietto (2010).	21
Figura 2.6 - Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco. Extraída de Zalán & Romeiro-Silva (2007b). Para estes autores, o Grupo Vazante é parte integrante da Sequência Intracratônica.	24
Figura 2.7 - Mapa geológico simplificado da região de Paracatu. Geologia de acordo com Bizzi <i>et al.</i> (2003) sobreposta a imagem do tipo SRTM (JPL 2004).	28
Figura 2.8 - Colunas litoestratigráficas e subdivisões propostas para as regiões de Paracatu (A) e Vazante (B) e correlação das unidades informalmente definidas em Paracatu com aquelas formalmente estabelecidas, de acordo com Oliveira (1998). Figura extraída de Monteiro (2002).	29
Figura 2.9 - Quadro comparativo com divisões estratigráficas propostas para a área de Vazante-Unaí. Adaptado de Oliveira (1998) e Monteiro (2002). Destaque para a coluna elaborada por Dardenne <i>et al.</i> (1998). Todas as formações propostas desta coluna afloram na região ao norte de Paracatu.	30
Figura 2.10 - Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (Dardenne <i>et al.</i> 1998 e Dardenne 2000). Extraída de Paniaggio (2011).	32
Figura 2.11 - Mapa geológico simplificado da região de Fazenda Fagundes (cedido pela Votorantim Metais). Localização aproximada do Perfil Faz. Fagundes e do furo PFF-76. Adaptado a partir de Tonietto (2010)..	36
Figura 2.12 - Principais lineamentos estruturais da região ao norte de Paracatu interpretados a partir de imagem SRTM (JPL 2004).	37
Figura 2.13 - Diagrama de rosácea para os principais lineamentos estruturais da região ao norte de Paracatu.	37

Figura 3.1 - Divisões idealizadas para sistemas carbonáticos com morfologia de plataforma com borda e suas principais características. Figura adaptada de Wilson (1975) e Nassir Alnaji (2002).....	41
Figura 3.2 - Divisões propostas para sistemas carbonáticos com morfologia em rampa, Tucker & Wrigth (1990). Na rampa intermediária, ou externa, há formação de fácies com influência de tempestades (<i>storms deposits</i>). Figura extraída de Terra (2001).....	41
Figura 3.3 - Principais processos erosivos e deposicionais associados com a curva descendente de evolução de uma corrente de turbidez ideal. Em A, fluxo de alta densidade erode o substrato. A ilustração B, representa a corrente de turbidez bipartida que evolui para o cenário C, em que há a transformação de fluxos densos em fluxos com menor densidade. Em D, tem-se representada a distribuição de fácies depositadas devido à desaceleração da corrente. Figura extraída de Mutti <i>et al.</i> (2003).	45
Figura 3.4 - Sequência idealizada por Bouma (1962): fácies associadas (Ta - Te), produtos e processos principais. A interpretação dos processos está baseada em Mutti (1992) – <i>apud</i> Della Fávera (2001). Figura extraída de Posamentier & Walker (2006).	45
Figura 3.5 - Fácies turbidíticas e principais populações de grãos em resposta a uma corrente de turbidez ideal. As fácies F2 a F5 estão associadas com fluxos densos e as fácies F6 a F8 resultam da transição de fluxos de alta densidade para os de baixa densidade, agrupadas em F9 (Mutti 1999 <i>in</i> Mutti <i>et al.</i> 2003).....	46
Figura 3.6 - Modelo esquemático de distribuição de fácies em depósito do tipo <i>Slurry Flow</i> . A base é formada por conglomerado clastos-suportado enquanto fácies do tipo matriz-suportada predominam no topo. Figura extraída de D’Ávila <i>et al.</i> (2008).....	48
Figura 3.7 - Processos dominantes em sedimentação de águas profundas. Principais fácies e distribuição em sistema carbonático no contexto de plataforma com borda. Adaptada de Stow <i>et al.</i> (1996). Fácies e locais de incidência estão de acordo com Wilson (1975), Terra (2001) e Lima (2008).	51
Figura 4.1 - Fluxograma adotado nas análises sedimentológicas e estratigráficas.	54
Figura 4.2 - Eventos, tratos de sistemas e superfícies-chave associadas, de acordo com o modelo de sequências “T-R”. Figura modificada de Embry (2002).	56
Figura 4.3 - Aspectos da fácies brecha carbonática maciça (Bm) em afloramento.....	60
Figura 4.4 - Fotografias de detalhe da fácies brecha carbonática maciça (Bm) no furo PFF-76. A - Vênula mineralizada (seta verde). Esfarelita (Sp) e galena (Gn) concentram-se nas bordas e carbonato (Cb) e sílica, no centro. Nos trechos com minério há intensa silicificação (seta vermelha). Prof. 250,10m. B -Clastos variam de angulosos a subarredondados (seta azul). Silicificação é feição comum nas bordas dos clastos ou como “bolsão” (seta vermelha). Prof. 328,50m. C - Estilólitos cortam indiscriminadamente matriz e clastos (seta vermelha). Prof. 328,60m.	61
Figura 4.5 - Detalhes dos intraclastos de carbonato microbial da fácies brecha carbonática maciça (Bm) no intervalo de 303,10 – 302,85 metros do furo PFF-76. Em A, notar estrutura “ <i>grumosa</i> ”, possivelmente de origem microbial. Estrutura microbial do tipo estromatolito colunar é verificada em corte transversal (B) e longitudinal (C).	62
Figura 4.6 - Fotomicrografias da fácies brecha carbonática maciça (Bm) no furo PFF-76. A - Estilólito entre material dolomítico com diferentes cristalinidades (seta vermelha) e extraclasto de quartzo (seta amarela). Prof. 328,50m. NX; B - Estilólito no contato entre clasto de dolomito microbial, parte superior da fotomicrografia, e material dolomítico com cristalinidade grossa (seta vermelha). Espaço poroso cimentado por sílica (seta verde).	

Prof. 328,50m. NX; **C** - Detalhe do cimento na matriz: Cristais de calcedônia (seta vermelha) e de quartzo (seta amarela). Prof. 303m. NX; **D** - Diferentes fases de cimentação por sílica. Setas verdes e vermelhas indicam crescimento de quartzo e seta amarela indica calcedônia. Prof.

303m.NX..... 63

Figura 4.7- Principais características da fácies Dolomito microcristalino maciço (*Dmm*). Destaque para feições do tipo drusa, associadas com intensa silicificação (A e B). Ao microscópio, observa-se sílica decimentação, representada por calcedônia (seta amarela em D) e por quartzo, seta vermelha, em C e D. Fotomicrografias aos 299,55m do furo PFF-76. Em C, NP, e em D, NX. 65

Figura 4.8 - Principais características da fácies Dolotutito com intraclastos (*Di*). Estilólitos são comuns em amostras de mão (seta azul em B) e na lâmina estudada (seta vermelha em D). As demais setas em B indicam intraclastos. Em C, destaque para cristais euédricos de pirita (*Py*) e dolomita (*Dol*) com cristalinidade ora fina, seta azul, ora média a grossa, seta branca. Em D, seta verde indica fratura preenchida com dolomita. Fotomicrografias aos 221,20m do furo PFF-76. Em C, NX, e em D, NP. 67

Figura 4.9 - Características macroscópicas e petrográficas da fácies dololutito laminado (*DI*). Piritização é representada por aglomerados de sulfetos (*Py + Gn*) - seta amarela em A - e cristais euédricos dispersos na rocha (opacos (*Op*) em C). A deformação superposta é verificada em amostras de mão (A) e em escala microscópica (B) - setas vermelhas. Prof. 209,70m do furo PFF-76. Fotomicrografias com NX. 69

Figura 4.10 - Estruturas e texturas da fácies Dololutito com estratificação cruzada tipo *hummocky* (HCS) - (*Dh*). Em A, superfícies de truncamento de baixo ângulo que podem representar parte de uma estrutura tipo HCS. Em B, mesma fotografia, vetorizada. C: Aspectos texturais da fácies *Dh*: dolomita com cristalinidade fina a muito fina, opacos e grãos de quartzo flutuantes. D: Laminação truncada por onda. Em E, mesma estrutura, vetorizada. 71

Figura 4.11 - Características macroscópicas e petrográficas da fácies pelito laminado (*PI*). A - Fotografia de detalhe da fácies *PI*. Seta amarela indica bandamento devido à deformação tectônica. Pirita epigenética é comum em vênulas e aglomerados (seta vermelha). Profundidade 167,55m. B - Vênula de carbonato e sílica – seta vermelha. Notar muscovita (Ms) orientada segundo o bandamento. Fotomicrografia aos 167,55m do furo PFF-76. NX. C - Grão de K-Feldspato ao centro da fotomicrografia. Furo PFF-76, 167,55m. NX. 73

Figura 4.12 - Aspectos da fácies Diamictito (*Dia*). Clastos de tamanhos variados: milimétricos / centimétricos (setas em B) a métricos (seta preta em D), geralmente matriz-suportados. O formato dos clastos também varia: desde subarredondados (C e E) a angulosos (B e F). Em D, notar níveis almagamados - linha tracejada em vermelho. A régua como escala possui 1,5m de comprimento. 75

Figura 4.13 - Estruturas da fácies Ritmito arenito/pelito carbonático com ripples (*Rr*). A - Laminações cruzadas (seta preta) e estruturas de deformação pós-deposicional (setas vermelhas). Em A', a mesma imagem, com estruturas vetorizadas. B - Detalhe da estrutura de deformação pós-deposicional. C - Contato ondulado entre as fácies *Rr* e diamictito (*Dia*). Ripples parecem preencher escavações/ microcanais no topo da fácies *Dia*. Em C', estrutura vetorizada. 77

Figura 4.14 - Principais características da fácies Dolomito impuro maciço (*Dm*). A - Estrutura maciça da fácies *Dm*. Amostra de mão. B - Notar presença de grãos detríticos de plagioclásio (plg) e quartzo (qz).Fotomicrografia com

nicóis cruzados. C - Filmes de dissolução (seta) e presença de grãos detríticos de plagioclásio (plg) e quartzo (qz). Fotomicrografia com nicóis cruzados.	79
Figura 4.15 - Estruturas da fácies ritmito pelito carbonático/arenito feldspático com laminação plano-paralela (Rp). A - Laminação plano-paralela é a estrutura característica da fácies Rp. Fotografia em afloramento. B - Detalhe da fotografia anterior. C - Fotografia de detalhe da fácies Rp. Notar que as lâminas psamíticas deformam o material fino, sobrejacente. Localmente, setas brancas, esta deformação gera estruturas em chama.	81
Figura 4.16 - Fotomicrografias da fácies ritmito pelito carbonático/arenito feldspático com laminação plano- paralela (Rp). Níveis pelíticos exibem filmes de dissolução (seta vermelha em A, C e F) e extraclastos de quartzo (qz) e feldspato (plg). Os níveis psamíticos têm qz e plg como constituintes principais. Nestes níveis há cimentação por óxidos, seta amarela em C, e por carbonato, seta branca em E. Todas fotomicrografias foram adquiridas com NX.	82
Figura 4.17 - Perfil Fazenda Fagundes.	89
Figura 4.18 - Perfil do furo de sondagem PFF-76.	90
Figura 4.19 - Seção de correlação entre os perfis Fazenda Fagundes e o furo de sondagem PFF-76.....	91
Figura 4.20 - Fotografias do contato entre a fácies dololuto com estratificação do tipo <i>hummocky</i> (Dh) e a fácies diamictito (Dia). Neste trabalho, este contato é interpretado como um limite de seqüências. O contato entre as seqüências I e II no perfil Fazenda Fagundes é erosivo (A, C e D) com fluxos de detritos mostrando proveniência a partir do W/NW. Neste local, a seqüência I (Formação Morro do Calcário) é representada pela fácies Dh e a seqüência II (Formação Lapa), é representada pela fácies Dia . Em B, fotografia de detalhe da fácies Dia . LS - Limite de Sequências.....	94
Figura 5.1 - Diagrama de evolução de Nd para amostras das formações Lapa e Serra do Garrote analisadas nesse estudo. A seta vermelha indica o intervalo das amostras com composição isotópica do Arco Magmático de Goiás (AMG), de acordo com Junges <i>et al.</i> (2002).	103
Figura 5.2 - Diagrama de evolução de Nd para amostras do Grupo Vazante estudadas por Pimentel <i>et al.</i> (2001) e Rodrigues (2008). Figura extraída de Rodrigues (2008).	103
Figura 5.3 - Diagrama Th/Sc <i>versus</i> Zr/Sc (McLennan <i>et al.</i> 1990). As razões obtidas indicam baixo grau de reciclagem sedimentar para os sedimentos da Formação Lapa.	109
Figura 5.4 - Diagrama V <i>versus</i> Sc (Bhatia & Crook 1986).	110
Figura 5.5 - Diagrama Sc-Th-Zr/10 (Bhatia & Crook 1986). Contextos tectônicos: A: Arco de ilha oceânico, B: Arco de ilha continental, C: Margem continental ativa e D: Margem passiva. Campos 1 (sedimentos de sistemas turbidíticos atuais depositados em margem de arco continental) e 2 (sedimentos de sistemas turbidíticos atuais depositados em bacia do tipo margem passiva), de acordo com os dados de Bahlburg (1998). Figura extraída de Do Campo & Guevara (2005).	111
Figura 5.6 - Diagrama La-Th-Sc (McLennan <i>et al.</i> 1993). AIO: Arco de ilhas oceânicos, AIC: Arco de ilhas continental, MCA: margem continental ativa e MP: Margem passiva.	112
Figura 5.7 - Diagrama La/Th contra Hf, de Floyd & Leveridge (1987).	113
Figura 5.8 - Diagrama de ETR + Y. Dados normalizados pela composição do <i>Post-Archean Australian Shale</i> (PAAS), conforme disposto em McLennan (1989).	116

Figura 6.1 - (A) Modelo deposicional proposto para a Formação Morro do Calcário na área de estudo. Depósitos em talude e sopé de talude a partir de processos de ressedimentação atuantes em área marginal a bioherma. (B) Distribuição ideal de fácies: brecha carbonática (<i>Bm</i>) e dololuto com intraclastos (<i>Di</i>) indicam áreas mais próximas à quebra do talude. A fácies dololuto com estratificação cruzada do tipo <i>humckey</i> (<i>Dh</i>) indica deposição em área mais distal, ocasionalmente atingida por ondas de tempestade. A distribuição das fácies está de acordo com modelos propostos por Wilson (1975) e Playton <i>et al.</i> (2010). Adaptada a partir de Antunes (2004).....	119
Figura 6.2 - Distribuição de depósitos proposta para registros sedimentares que demonstram co-existência da atuação de fluxos de detritos e de correntes de turbidez. A alternância desses depósitos, que respondem por diferentes processos, é associada à progradação deltaica por Jackson & Johnson (2009). Figura extraída de Jackson & Johnson (2009).....	120
Figura 6.3 - Idealização do contexto tectono-deposicional para as formações Morro do Calcário (Sequência I) e Lapa (Sequência II) a partir do modelo estabelecido em Sinclair (1997). O sistema carbonático é depositado na margem cratônica da bacia enquanto a sedimentação turbidítica, que têm caráter retrogradacional ao analisada na margem cratônica, na verdade, corresponde à progradação da margem orogenética da bacia.....	123
Figura 6.4 - Modelo esquemático de bacias do tipo <i>Foreland</i> . Figura extraída de Mutti <i>et al.</i> (2003).....	124

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 - Correlação entre a compartimentação da FBD em zonas e unidades tectônicas. Extraída de Marques (2009).....	15
Tabela 3.1 - Tipos e processos de misturas entre grãos carbonáticos e siliciclásticos (Mount 1994). Exemplos de agentes são citados a partir de trabalhos desenvolvidos em sistemas mistos do Recente (Testa & Bosence 1998 e Moissette <i>et al.</i> , 2010).....	39
Tabela 3.2 - Comparação entre a resposta de grãos siliciclásticos e carbonáticos a diferentes parâmetros. Com exceção do último, todos são discutidos em James & Kendall (1992). Sobre composição, há discussão em Pereira (2000) e Terra (2001). Tabela adaptada de Terra (2001).....	40
Tabela 3.3 - Classificação dos fluidos gravitacionais de sedimentos a partir do comportamento reológico. Adaptado de Lowe (2008).....	43
Tabela 3.4 - Comparação entre taludes carbonáticos e siliciclásticos. Extraído de Playton <i>et al.</i> (2010).....	50
Tabela 4.1 - Descrição sumária das fácies, principais estruturas sedimentares, processos, associação de fácies e sistemas deposicionais.....	88
Tabela 5.1 - Resultados isotópicos de Sm-Nd em amostras das formações Lapa, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote, analisadas nesse estudo.....	101
Tabela 5.2 - Dados de análises isotópicas de Sm-Nd para amostras do Grupo Vazante. * amostras de Rodrigues (2008) e ** dados extraídos de Pimentel <i>et al.</i> (2001).....	111
Tabela 5.3 - Elementos maiores com resultados em % de peso. As amostras FAG.L0 e FAG.LP.1 são de fácies carbonáticas da Formação Morro do Calcário. As demais são amostras da Formação Lapa: Pelitos (FAG.L1, FAG.L2, FAG.L3, FAG.LP.2, FAG.LP.7), ritmitos (FAG.LP.4 e FAG.LP.6) e dolomito impuro (FAG.LP.5).....	104
Tabela 5.4 - Elementos traço com resultados em partes por milhão, ppm, exceto para o Au, cujo resultado está em partes por bilhão, ppb. As amostras FAG.L0 e FAG.LP.1 são de fácies carbonáticas da Formação Morro do Calcário. As demais são amostras da Formação Lapa: Pelitos (FAG.L1, FAG.L2, FAG.L3, FAG.LP.2, FAG.LP.7), ritmitos (FAG.LP.4 e FAG.LP.6) e dolomito impuro (FAG.LP.5).....	106
Tabela 5.5 - Elementos Terras Raras (ETR), com concentrações em partes por milhão, ppm. As amostras FAG.L0 e FAG.LP.1 são de fácies carbonáticas da Formação Morro do Calcário. As demais são amostras da Formação Lapa: Pelitos (FAG.L1, FAG.L2, FAG.L3, FAG.LP.2, FAG.LP.7), ritmitos (FAG.LP.4 e FAG.LP.6) e dolomito impuro (FAG.LP.5).....	107
Tabela 5.6 - Concentrações de Elementos Terras Raras (ETR) normalizadas conforme o <i>Post-Archean Australian Shale</i> (PAAS) - McLennan (1989).....	115
Tabela 5.7 - Anomalias relativas, de acordo Bau & Dulski (1996), e valores de concentração total (sum REE). ...	115
Tabela 5.8 - Características dos ETRs utilizadas para discriminação de ambientes tectônicos em bacias sedimentares - Bhatia (1985).....	117

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

A área enfocada neste trabalho contém um depósito de Zn sulfetado (*sphalerite-rich carbonate-hosted Zn-(Pb)*), conhecido como depósito de Fagundes, e está inserida no mais importante distrito zincífero do Brasil (Monteiro *et al.* 2006). Este depósito é caracterizado como do tipo MVT (*Mississippi Valley-Type*) e ocorre associado às rochas carbonáticas da Formação Morro do Calcário.

Sobreposta a essa formação, tem-se pelitos - com dolomitos, conglomerados e arenitos subordinados - cartografados como Formação Lapa. O sistema deposicional a que pertencem estas rochas não é claro e não existem, até o momento, estudos sedimentológicos/estratigráficos que possibilitem este entendimento.

Essas formações pertencem ao Grupo Vazante, de idade Neoproterozóica, cuja estratigrafia formalmente estabelecida data do final da década de 90 (Dardenne *et al.* 1998 e Dardenne 2000) e fora então baseada na geologia aflorante mais ao sul, nas circunvizinhanças do município de Vazante. Entre esta região e àquela focada nessa dissertação há significativas diferenças litoestratigráficas, entretanto existem poucos trabalhos que versem sobre esta temática.

O presente estudo almeja preencher parte dessa lacuna, sobretudo no que tange à pesquisa sedimentológica e estratigráfica na região norte de Paracatu. Adicionalmente, inéditos e consistentes dados sobre a proveniência dos sedimentos da Formação Lapa são gerados e permitem melhor embasar a proposição do contexto deposicional da área em foco.

1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa é contribuir para o entendimento do arcabouço faciológico e estratigráfico das formações Morro do Calcário e Lapa, na região do depósito de Fagundes.

Para tanto, pretende-se:

- i.* Reconhecer fácies presentes em afloramentos e furo de sondagem, estudados em escala de detalhe (1:40);
- ii.* estabelecer associação entre as fácies descritas;
- iii.* definir possíveis elementos arquiteturais/sub-sistemas deposicionais;
- iv.* identificar os sistemas deposicionais e seus respectivos padrões de empilhamento;
- v.* especular a existência de superfícies-chave no registro estudado (superfícies limítrofes de sequências ou de trato de sistemas);
- vi.* aplicar métodos isotópicos e geoquímicos no estudo da proveniência dos sedimentos da Formação Lapa.

1.3 ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação está disposta em capítulos, no total de 7. O presente apresenta as informações gerais da pesquisa, como justificativas, objetivos e localização da área. O segundo capítulo reúne informações atinentes à evolução geológico-geotectônica do Grupo Vazante, no contexto regional. O capítulo 3 trás uma revisão conceitual sobre sedimentação em talude e bacia, com ênfase em sistema misto. O capítulo 4 versa sobre os métodos e resultados das análises sedimentológicas e estratigráficas, enquanto o capítulo 5 trata dos métodos empregados e resultados obtidos com estudo sobre proveniência sedimentar. As principais conclusões e considerações finais estão reunidas no capítulo 6. As referências bibliográficas podem ser verificadas no último capítulo.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas da pesquisa estão abaixo sintetizadas. Optou-se por tratar dos aspectos referentes aos procedimentos analíticos utilizados em um subitem específico (1.5).

» *Estudos preliminares*

Nesta fase houve pesquisa bibliográfica detalhada, seleção dos trabalhos considerados fundamentais, compilação bibliográfica da geologia regional e estabelecimento da base metodológica para a etapa subsequente.

» *Trabalhos de campo*

Nesta etapa foram realizadas descrições de afloramentos e de testemunhos de sondagem, levantamento de perfis, além de amostragem para estudos petrográficos e procedimentos analíticos. As descrições de campo focaram a análise e associação de fácies, conforme proposto por Walker (1992). A classificação das rochas foi baseada no tamanho dos grãos siliciclásticos e aloquímicos, no caso das rochas carbonáticas (Folk 1959). Utilizou-se como guia para descrição uma planilha - Apêndice A - adaptada a partir de diversos trabalhos (Terra 1990, Terra 2005 & Terra *et al.* 2010). O tamanho dos cristais de carbonato é citado conforme o disposto na tabela de cristalinidade proposta por Folk (1980) - Anexo A - e a classificação de carbonatos microbiais é a disposta em Riding (2000).

Imagens de interferometria de radar do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - JPL (2004)), de satélite (LANDSAT, IKONOS e QUICKBIRD) e dados de lineamento magnetométricos foram integradas em ambiente GIS, utilizando-se o *software* ArcGIS 9.3, e deram auxílio aos trabalhos de campo. O processamento e interpretação dos dados aeromagnéticos estão no resumo expandido intitulado “*Airborne Magnetic Data as a Support to Structural Framework interpretation in Paracatu Region, MG, Brazil - Preliminary Analyses*” (Santana *et al.* 2011).

Cabe mencionar que nem todos os dados levantados em campo são apresentados na dissertação. Optou-se por discutir neste trabalho somente àqueles referentes ao perfil Fazenda Fagundes e ao furo de sondagem PFF-76.

» *Trabalhos de laboratório*

Nesta etapa ocorreu a preparação das amostras para procedimentos analíticos (difratometria por raio-X, análises químicas de rocha total e isotópicas de Sm-Nd). Também nesta etapa foram confeccionados concentrados (*mounts*) de zircão detrítico para análises isotópicas de U/Pb - no entanto as análises não aconteceram antes do final dessa dissertação. Lâminas delgadas, no total de 42, foram preparadas por técnicos dos laboratórios de laminação das universidades de Brasília, UnB, e Federal do Amazonas, UFAM.

» *Trabalhos de escritório*

Tratamento dos resultados analíticos, estudos petrográficos, integração dos dados, edição de imagens, redação da dissertação e divulgação dos resultados em eventos técnico-científicos foram contemplados nesta fase. As descrições das lâminas delgadas foram feitas no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da UnB, com microscópio petrográfico modelo Olympus BX60. Neste instrumento há uma câmera acoplada utilizada na captura e processamento de fotomicrografias com o *software* QCapture Pro. As abreviações dos nomes de minerais referidas nas fotomicrografias e texto estão de acordo com Whitney & Evans (2010). As citações bibliográficas seguem as normas da Revista Brasileira de Geociências.

1.5 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

As análises isotópicas de Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, UnB - membro da Rede Nacional de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais (Rede Geochronos). As análises químicas foram realizadas no ACME Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver, Canadá, e a identificação de minerais a partir de difratometria por raio-X foi realizada no Laboratório de Difratometria de Raio X do Instituto de Geociências, UnB.

1.5.1 ANÁLISES ISOTÓPICAS DE Sm-Nd

O processo adotado para tratamento das análises isotópicas de Sm-Nd é aquele apresentado no artigo “*The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília*” (Gioia & Pimentel 2000). A descrição das sucessivas etapas está abaixo transcrita, de forma resumida:

» *Preparação das amostras*

Cerca de 50 mg de rocha total, pulverizada, foram dissolvidas em cápsulas Savillex[®] a partir de ataques ácidos com HF, HNO₃ e HCl. Neste estudo são interpretados dados de 9 amostras.

» *Obtenção de Sm e Nd*

Sm e Nd são obtidos a partir da adição de uma solução traçadora de ¹⁴⁹Sm e ¹⁵⁰Nd. Colunas específicas de trocas catiônicas, confeccionadas em teflon com preenchimento de resina LN-Spec, são utilizadas durante a extração. Filamentos de rênio com ácido nítrico retêm os sais de Sm e de Nd que, em seguida, são evaporados e coletados no espectrômetro de massas multicoletor, modelo Finnigan MAT 262, equipamento termo-iônico, também referido por TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*).

» *Tratamento de dados*

O programa ISOPLOT 3.0 (Ludwig 2003) gerou as leituras utilizadas. Os valores de idade de residência crustal (T_{DM}) foram calculados usando o modelo de De Paolo (1981) enquanto os valores de ⁶Nd(t) foram calculados a partir de dados disponíveis na literatura. A razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foi normalizada em função da razão ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd de 0,7219. Programas específicos do pacote Windons 7 e ADOBE PHOTO SHOP 10 foram utilizados para *design* dos gráficos.

Vale ressaltar que os procedimentos acima descritos seguem parâmetros de precisão e exatidão de acordo com modelos internacionais. As incertezas para as razões de Sm/Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, por exemplo, são inferiores a ±0.5% (2σ) e ±0.005% (2σ), respectivamente, e foram obtidas a partir de repetidas análises nos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1 (Gioia & Pimentel 2000).

1.5.2 ANÁLISES POR DIFRAÇÃO DE RAIO-X

Análises por difração de raio-X (DRX) foram realizadas em amostras de rocha total. Aquelas referidas no texto estão no Apêndice B.

» *Preparação da amostra*

As amostras, no total de 12, foram selecionadas a partir da granulação (rochas na fração silte a argila) e foram preparadas de forma similar às preparações anteriormente citadas, com a moagem prévia na panela de tungstênio. Posteriormente este material é prensado em lâmina apropriada, recebe solvatação por etilenoglicol e aquecimento.

» *Obtenção dos dados*

As lâminas foram analisadas no difratômetro de raios-X da marca RIGAKU GEIGERFLEX, modelo D/MAX -2A/C, com tubo de cobre e filtro de Ni, operando com 40kV e 20mA. As análises foram realizadas com varredura de 2° a 70° graus de 2 θ , à velocidade de aproximadamente 2° por minuto.

» *Tratamento dos dados*

A identificação dos grupos minerais foi feita com o programa JADE 3.0. São gerados difratogramas que permitem a estimativa qualitativa - visualização dos picos - e quantitativa dos minerais presentes nas lâminas analisadas, a partir do banco de dados da *International Centre for Diffraction Data*.

1.5.3 ANÁLISES QUÍMICAS

Foram realizadas determinações de elementos maiores, traços e terras raras e quantificação do teor de carbono orgânico total (TOC - *Total Organic Carbon*) em 10 amostras. O Anexo B contém os limites de detecção dos métodos utilizados.

» *Preparação das amostras*

As amostras foram pulverizadas. Aquelas enviadas para obtenção do TOC foram selecionadas a partir da avaliação visual de maior ou menor presença de matéria orgânica. Para os óxidos maiores e menores, a amostra pulverizada, cerca de 0,2 g, é fundida por metaborato de lítio e digerida com HNO₃. Para elementos traços e terras raras, a amostra é submetida à fusão por metaborato/tetraborato de lítio e digestão com água régia (apenas metais-base). Para determinação do TOC, a amostra pulverizada sofre oxidação das substâncias orgânicas - é acidificada sob condições ambiente.

» *Obtenção dos dados*

As análises quantitativas foram feitas com ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma - Emission Spectroscopy*), para os óxidos maiores e menores, e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectroscopy*), para elementos traços e terras raras. Para análises de TOC, devido ao baixo limite de detecção, utilizou o método 2A LECO. Neste caso, o CO₂ resultante é detectado e quantificado com aparelho específico dotado de detector infravermelho.

» *Tratamento dos dados*

Os dados foram tabulados e gráficos foram confeccionados utilizando-se o aplicativo EXCELL (pacote Windows 7) e o *software* GeoChemical Data Tool KIT (GCDKit). Os *softwares* de edição de imagens ADOBE ILLUSTRATOR e COREL DRAW 15 também foram utilizados.

1.6 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO

Os estudos concentraram-se na localidade conhecida como Fazenda Fagundes ao norte da sede do município de Paracatu, mesorregião NW de Minas Gerais, folha topográfica SE-23-V-C. Este município dista, aproximadamente, 483 quilômetros da capital do estado, Belo Horizonte, e 233 quilômetros da capital federal, Brasília. O principal acesso rodoviário à região, de Brasília ou de Belo Horizonte, é feito pela rodovia federal BR-040 (Figura 1.1). O ingresso à área é feito por estradas vicinais, trilhas e caminhos acessados principalmente a partir da MG-188 (Figura 1.2). A fazenda Fagundes está a, aproximadamente, 20 km ao norte da sede de Paracatu e circunscrita pelas coordenadas geográficas 46°53'6" W - 46°51'7,2" W / 16°59'20,4" S - 17°2'27,6" S.

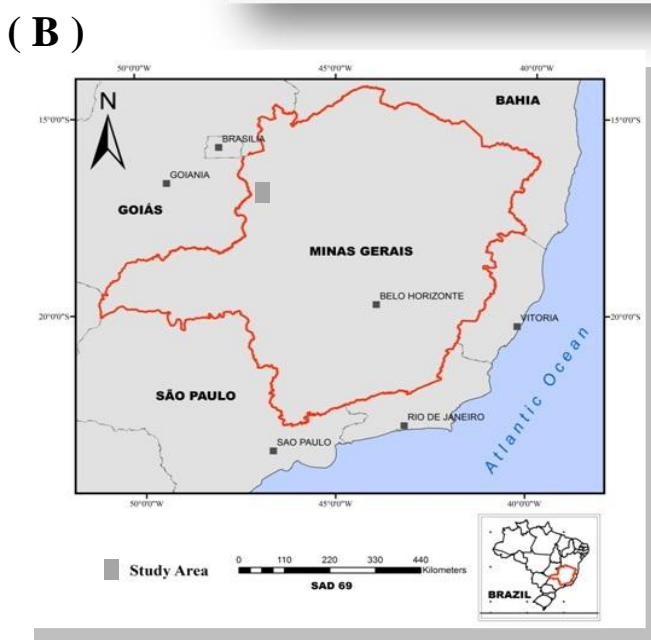
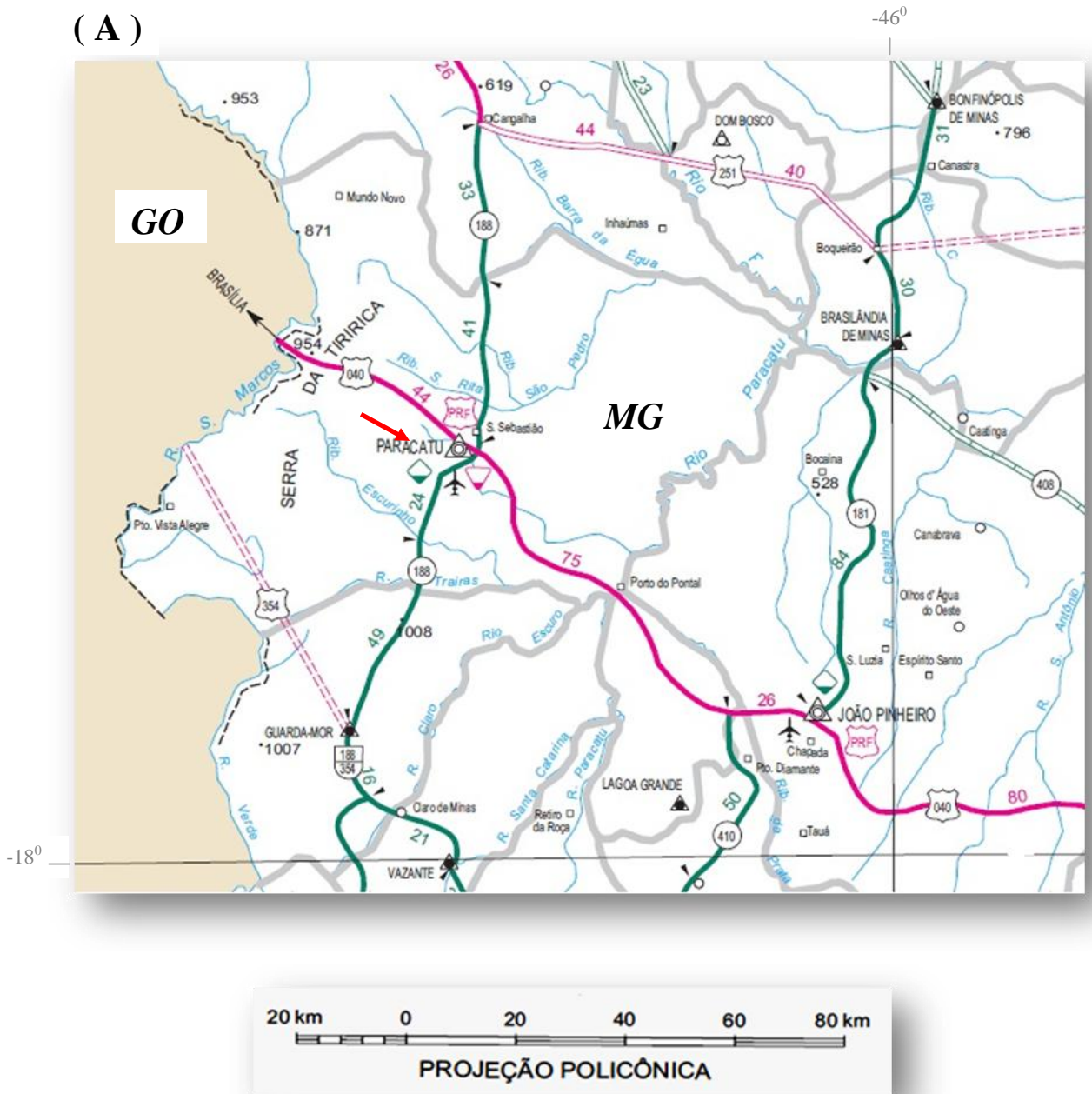


Figura 1.1 - (A) Localização do município de Paracatu, seta vermelha, e as principais rodovias para acesso à área de estudo, BR-040 e MG-188. Estradas federais estão em rosa e estaduais em verde. Extraído do Mapa Rodoviário do Estado de Minas Gerais (DNIT 2002). (B) Mapa de situação.

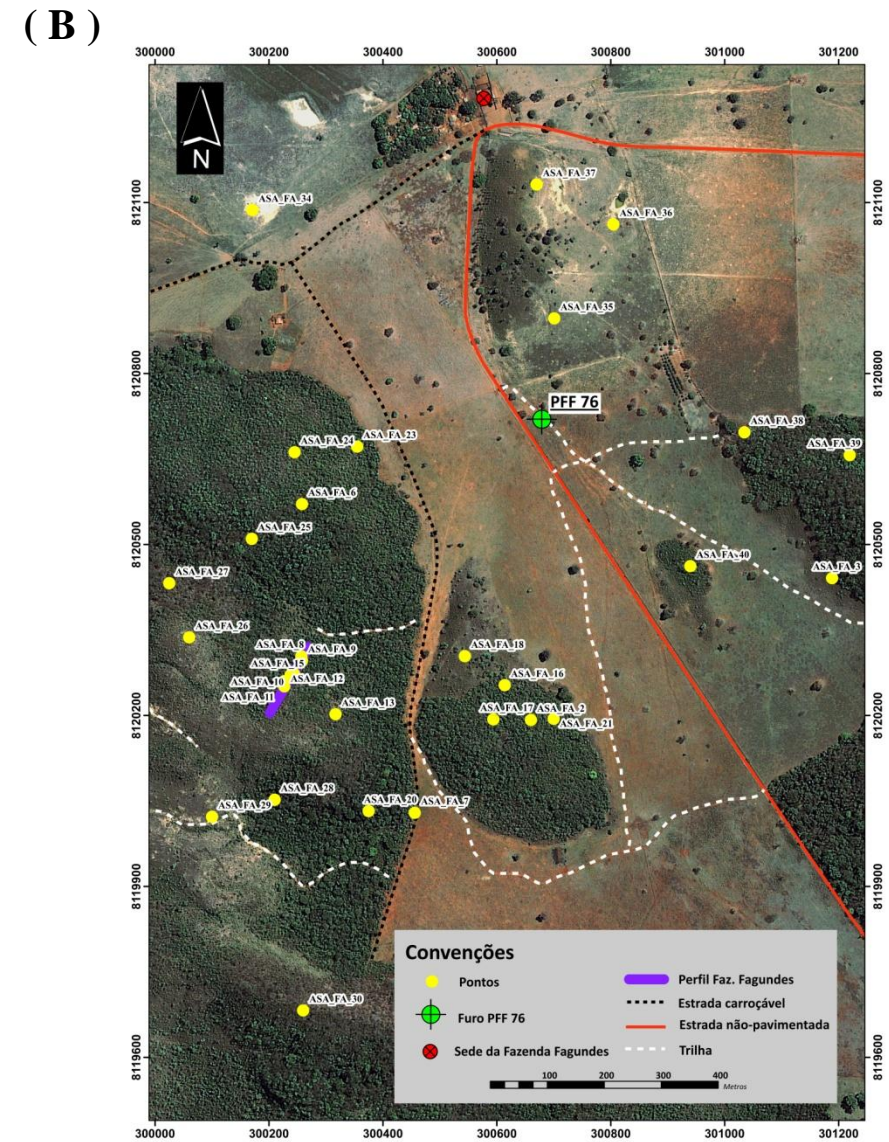
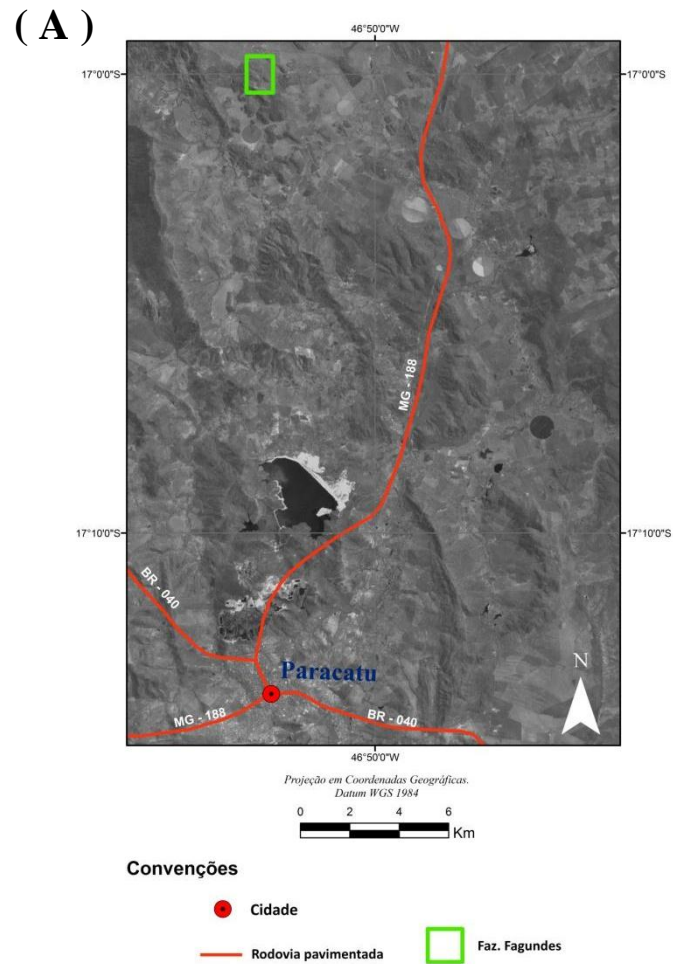


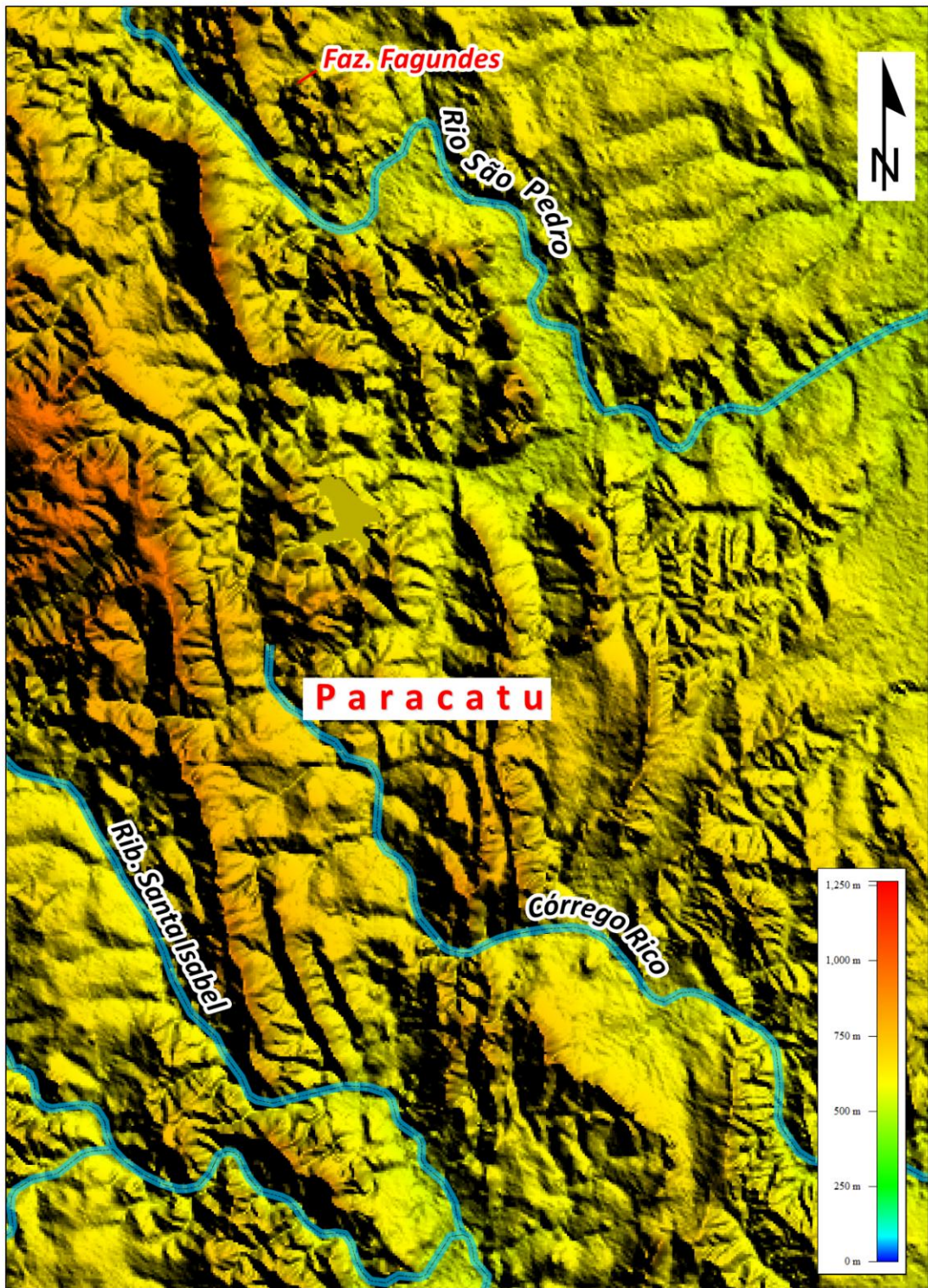
Figura 1.2 - (A) Localização da região da Faz. Fagundes. Imagens SRTM e LANDSAT. (B) Localização do furo PFF-76 e do perfil descritos nesse estudo. Imagem QUICKBIRD.

1.7 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS


O município de Paracatu está inserido no bioma Cerrado. Este bioma representa a mais extensa savana tropical do planeta (Silva & Bates 2002) e é um dos mais ameaçados, sob os aspectos de bio e geodiversidades. É composto por formações vegetais campestres, savânicas e florestais (MMA 2007).

As drenagens do município de Paracatu pertencem às bacias hidrográficas do rio São Francisco e do rio Parnaíba. O principal rio, Paracatu, é um dos importantes afluentes da primeira. Quanto ao domínio climático, de acordo com a classificação Köppen-Geiger (Peel *et al.* 2007), há o predomínio do tipo A_w caracterizado como clima tropical de savana, com chuvas de verão e inverno seco. Neste caso, 95% da precipitação incidem no período chuvoso.

A temperatura média anual é de 22,6° C e o índice pluviométrico médio, por ano, é de 1438,7 mm. A altitude máxima registrada é de 1008 m, na serra da Mata, e a mínima é de 498 m. Há o predomínio de relevo do tipo ondulado, associada aos pelitos e arenitos (unidade geomorfológica Cristas de Unaí) e, associado às rochas carbonáticas, há relevo cárstico com formação de cavernas e dolinas - (IGA 2011). A Figura 1.3 ilustra o modelo de elevação do terreno, obtido a partir dos dados topográficos do SRTM (JPL 2004), e a distribuição dos principais rios da região que deságuam no rio Paracatu.



Convenções

 Drenagens principais

0 5 10 Km

Projeção em Coordenadas Geográficas.
Datum WGS 1984

Figura 1.3 - Modelo digital do terreno (MDT) com altitudes médias e os principais rios da região.

CAPÍTULO 2

GRUPO VAZANTE: TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO

Diversos estudos concordam com a assertiva de que o Grupo Vazante é constituído por depósitos sedimentares detrítico-carbonáticos, incluindo pelitos, dolomitos, quartzitos, ardósias e conglomerados, entretanto, o contexto geotectônico ao qual esta unidade está vinculada, e sua evolução tectônica, ainda é fruto de severas discussões.

A maioria dos autores engloba o Grupo Vazante na Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) - Fuck *et al.* 1993, Fuck 1994, Fuck *et al.* 1994, Dardenne *et al.* 1998, Dardenne 2000, Fuck *et al.* 2005, dentre outros - tendo como base sua disposição estrutural (sistemas de *nappes* e cavalgamentos, alguns com significativa extensão) e a presença, ainda que pontual, de metamorfismo de baixo grau. Entretanto, outros autores associam o Grupo Vazante ao contexto cratônico, mais precisamente como parte integrante das coberturas do Cratón do São Francisco (Alckmin *et al.* 1993, 1996; Alckmin & Martins-Neto 2001). Para estes autores, o limite entre a FDB e o Cratón do São Francisco é assinalado por uma mudança de estilos tectônicos: enquanto as faixas de dobramentos têm o embasamento envolvido na deformação (com deformações tipo *thick-skinned*), no interior cratônico as coberturas proterozóicas, quando deformadas, registram apenas deformações do tipo epidérmicas (*thin-skinned*). Romeiro-Silva & Zalán (2005) e Zalán & Romeiro-Silva (2007), suportados por seções sísmicas regionais, concordam com esta proposta. Os limites oeste do Cratón São Francisco, o atual e o proposto nos trabalhos citados, são apresentados na Figura 2.1.

Nesta pesquisa optou-se por incluir o Grupo Vazante como associado à FDB (*sensu* Almeida 1967) uma vez que mesmo não havendo registros de envolvimento do embasamento na deformação, o estilo tectônico é similar às demais unidades metassedimentares regionais (grupos Paranoá, Canastra, Araxá e Ibiá). Este contexto concorda com a geologia e tectônica regional verificadas em Bizzi *et al.* (2001) e Valeriano *et al.* (2004).

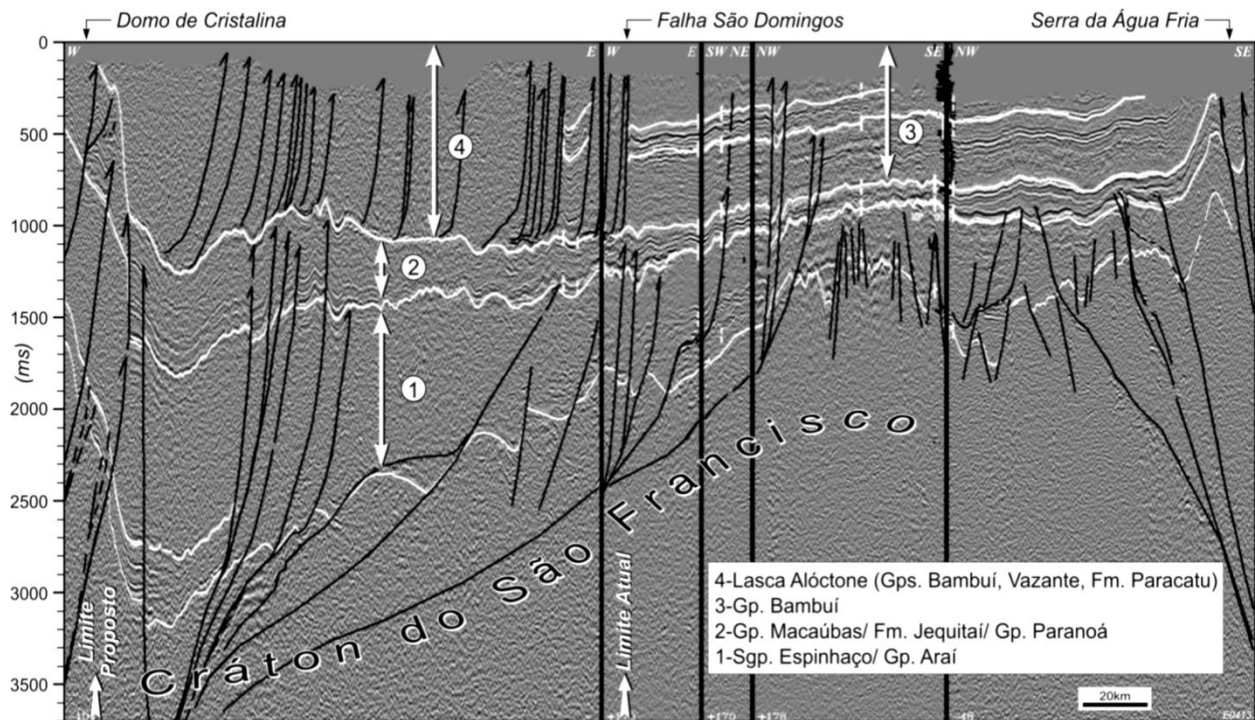
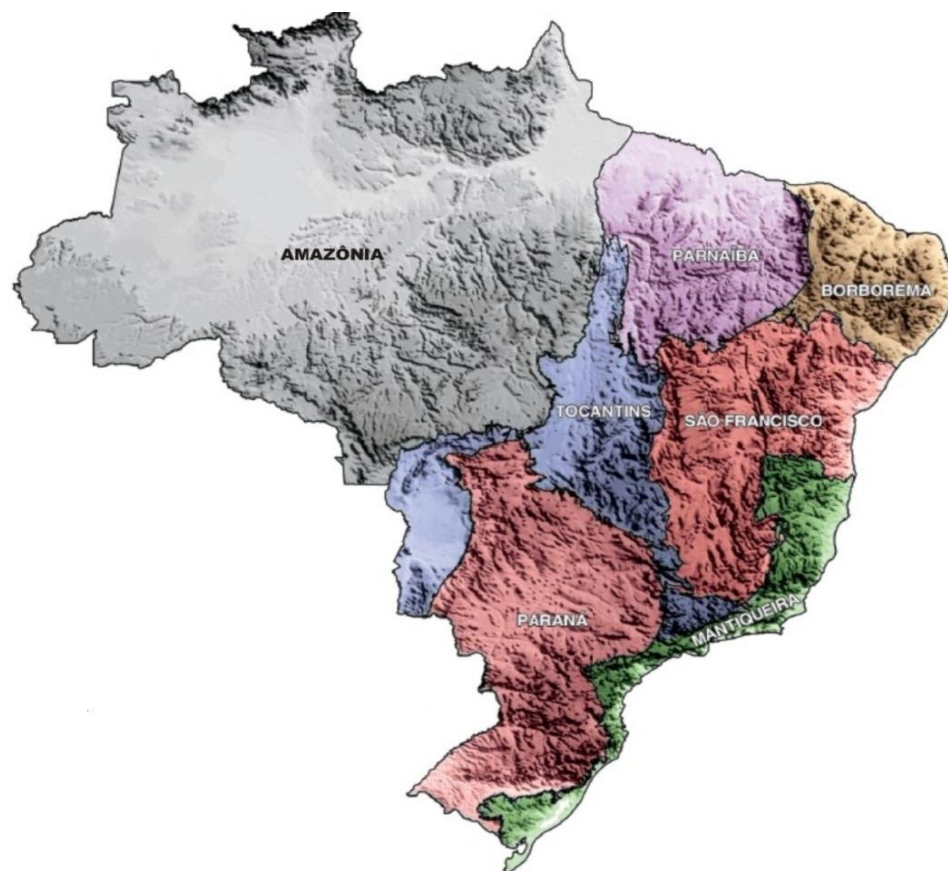


Figura 2.1 - Interpretações sísmo-estratigráficas na seção sísmica regional da Bacia do São Francisco. Atentar para os limites do cráton, atual e proposto. Extraída de Zalán & Romeiro-Silva (2007b).

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Conforme a sua aceção original, a FDB é parte integrante da Província Tocantins (Almeida 1977 e Almeida *et al.* 1981), possui estrutura aproximadamente norte-sul e está associada a um complexo conjunto de dobramentos e lascas de empurrão com vergência para o Cráton do São Francisco. A Figura 2.2 exibe um esboço tectônico do Brasil Central, com destaque para o posicionamento da FDB.

De acordo com Dardenne (2000), a Província Tocantins representa um orógeno de grandes dimensões desenvolvido no Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico) em resposta a aglutinação de três importantes áreas cratônicas: o Cráton Amazônico, a noroeste, Cráton do São Francisco, a leste, e o suposto Cráton do Parapanema (ou Rio de La Plata), encoberto pela bacia do Paraná, a sudoeste. Além da FDB, a Província Tocantins engloba a Faixa Araguaia, a leste do Cráton Amazônico, e a Faixa Paraguai, a sul do Cráton Amazônico.



(B)

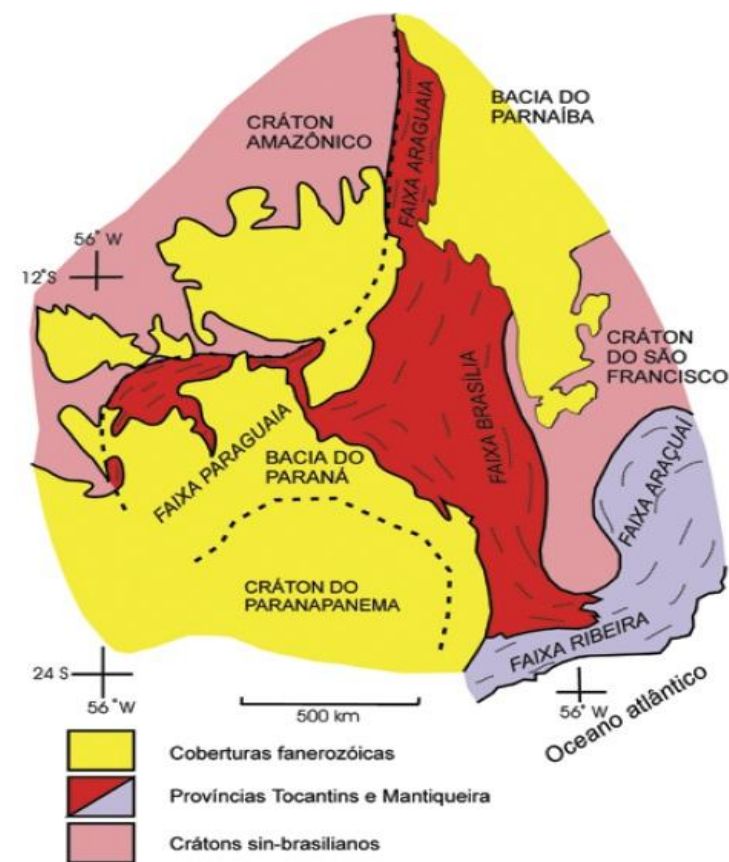


Figura 2.2 - (A) Províncias estruturais do Brasil, *sensu* Almeida *et al.* (1981) - extraído de Bizzi *et al.* (2003). Em (B), esboço tectônico do Brasil Central, com destaque para Província Tocantins. Simplificado de Almeida *et al.* (1981) e extraído de Valeriano *et al.* (2004).

A trafogênese Toniana (*ca.* 900 Ma) responsável pela fragmentação do supercontinente Rodínia - tem sido considerada como o estopim desse movimento acrescionário que produziu o amalgama de terrenos arqueanos a mesoproterozóicos, sequências supracrustais diversas, além de rochas magmáticas oriundas de arco de ilhas, presentes na FDB e faixas contíguas à época da formação do supercontinente Gondwana.

A FDB apresenta metamorfismo e deformação mais intensos a oeste e, baseados neste fato, Fuck *et al.* (1994) dividiram a faixa em duas zonas denominadas de “Externa” - margeando o cráton - e “Interna”, a oeste. Contudo, Fuck *et al.* (2005) propõem uma nova divisão em que denominam unidades tectônicas e subdividem as zonas anteriormente definidas. Assim, por exemplo, a zona interna foi subdividida em duas unidades tectônicas: Maciço de Goiás e Núcleo Metamórfico (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 - Correlação entre a compartimentação da FDB em zonas e unidades tectônicas. Extraída de Marques (2009).

Zonas (Fuck <i>et al.</i> 1993, Fuck 1994)	Unidade Tectônica (Fuck <i>et al.</i> 1994, Fuck <i>et al.</i> 2005)
Arco Magmático de Goiás	Arco Magmático de Goiás
Interna	Maciço de Goiás
	Núcleo metamórfico
Externa	Cinturão de dobras e empurrões
Cratônica	

A Sintaxe dos Pirineus, presente na região central da FDB, divide a faixa em dois segmentos, norte e sul, com características estruturais e metamórficas distintas. Trata-se de uma mega estrutura, orientada aproximadamente no sentido WNW-ESE (Araújo Filho 2000). Segundo esta divisão, o Grupo Vazante representa uma das unidades metassedimentares do segmento sul da FDB - comumente referido na literatura como FDB Meridional. Pimentel *et al.* (2001) verificam que há neste segmento um maior incremento no metamorfismo e deformação, fato que pode dificultar o estabelecimento de relações estratigráficas. Regimes de deformação transpressivos - dextral, na FDB setentrional, e sinistral, na região meridional - estão associados à cinemática deformacional mais tardia - Alckmin *et al.* (1993) e Valeriano *et al.* (2004). O atual entendimento da compartimentação da FDB, e as unidades que a compõem, são abaixo

sintetizados a partir dos trabalhos de Fuck *et al.* (1994), Dardenne (2000), Pimentel *et al.* (2001), Valeriano *et al.* (2004), Fuck *et al.* (2005):

» ***I - Cinturão de Dobras e Empurrões***

O Cinturão de Dobras e Empurrões é dividido, a partir da Sintaxe dos Pirineus, em segmentos setentrional e meridional e ocupa o domínio leste da FDB. O segmento setentrional é composto principalmente por sequências de supracrustais com baixo grau metamórfico. Estas rochas, e trechos das unidades que compõem seu embasamento, estão envolvidas num sistema de empurrões com transporte tectônico em direção ao CSF. Em geral, as relações estratigráficas permaneceram bem preservadas (Dardenne 2000). As sequências supracrustais são representadas pelos grupos Araí, Natividade, Serra da Mesa, Paranoá e Bambuí, enquanto o embasamento siálico é composto pelo Complexo Granito-Gnáissico, Sequências vulcano-sedimentares, Formação Ticunzal, Suíte Aurumina e granitos Tipo A da Província Estanífera de Goiás.

O segmento meridional, quando comparado ao segmento norte, apresenta deformação e metamorfismo mais intensos, fato que oblitera as relações estratigráficas das diversas unidades (Dardenne 2000). As principais unidades deste segmento são o Grupo Araxá (metassedimentos plataformais e restos de edifícios ofiolíticos e *melange* ofiolítica) e os grupos Ibiá, Canastra, Vazante, Paranoá e Bambuí - formados por rochas metassedimentares. Com exceção do Grupo Bambuí, todos os demais estão envolvidos num complexo de *nappes* e cavalgamentos que mostra transporte tectônico de grande amplitude, da ordem de dezenas até centenas de quilômetros (Dardenne, *op cit*). A Figura 2.3 mostra uma seção esquemática da disposição estrutural do cinturão de dobras e empurrões na região meridional da FDB.

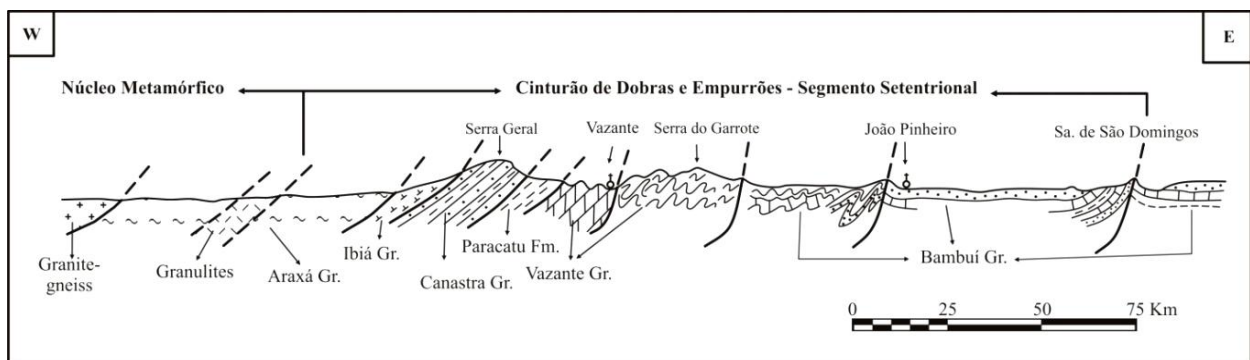


Figura 2.3 - Seção esquemática mostrando a relação entre o Núcleo Metamórfico, a W, e o Cinturão de Dobras e Empurrões na região meridional da FDB. Desenho adaptado a partir de Dardenne (2000). Geologia e relações estruturais extraídas de Dardenne (1978).

» **II - Núcleo Metamórfico**

O Núcleo Metamórfico é representado pelos complexos Anápolis-Itaçu e Uruaçu e, ainda, pelos complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados associados às sequências vulcano-sedimentares. Quanto aos litotipos, há predomínio de rochas de alto grau do Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu formados há *ca.* 640 Ma. São ortogranulitos de composição máfica-ultramáfica e tonalítica a granodiorítica, rochas metassedimentares associadas à granulitos aluminosos, leptinitos e granada gnaisses, rochas metavulcano-sedimentares e intrusões de granitos.

Há registro de pico de metamorfismo em 650 ± 10 M.a, obtido por zircões metamórficos em granulitos de ultra-alta temperatura com paragênese de quartzo, plagioclásio, biotita, ortopiroxênio, cordierita, granada, espinélio, silimanita, safirina e rutilo. De acordo com Piuzana (2001) e Piuzana *et al.* (2003ab), as idades modelo (T_{DM}) dos paragrulitos estão em dois intervalos, 2,3 - 1,9 G.a e 1,7 - 1,4 G.a, o que indica fontes Paleoproterozóicas a Mesoproterozóica para sua geração. Parte destas rochas parece representar um arco magmático continental cujo embasamento está representado pelo granito Jurubatuba e Sequência Silvânia - ambos de idade Paleoproterozóica - Fuck *et al.* (2005).

Os Complexos Máficos-Ultramáficos Acamadados são denominados, de sul para norte, de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, e estão, ao oeste, em franca associação com sequências vulcano-sedimentares.

» **III - Maciço de Goiás**

O Maciço de Goiás é composto pelos terrenos granito-*greenstone* alóctones acrescidos à FDB durante a Orogênese Brasileira e por um embasamento granito-*greenstone* arqueano metamorfizado em fácies xisto verde, com idades entre 2.8 e 2.6 Ga (Queiroz *et al.* 1998). Picos de metamorfismo em 630 Ma e 2.0 Ga e idade Paleoproterozóica para os terrenos alóctones são descritos em Fortes *et al.* (2003). Os terrenos subdividem-se, de oeste para leste, nos Complexos Anta, Caiamar, Bloco Moquém, Hidrolina, e no sul, Caiçara e Uvá, enquanto as sequências tipo *greenstone belts* são denominadas, de oeste para leste, de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás e, ao sul, de Faina e Santa Rita. Os litotipos possuem assinatura geoquímica típica de TTG (Tonalito-Trondjhemito-Granodiorito).

» *IV - Arco Magmático de Goiás (AMG)*

O Arco Magmático de Goiás representa um segmento de crosta juvenil, de idade Neoproterozóica. É subdividido em Arco Magmático de Mara Rosa, ao norte, e Arco Magmático de Arenópolis, ao sul, e está localizado no extremo oeste da FDB. Dados diversos indicam que o magmatismo pré-colisional teve início por volta de *ca.* 900 Ma e se estendeu até, aproximadamente, *ca.* 640 Ma, quando o AMG foi totalmente acrescido à FDB. O magmatismo tardi a pós-colisional ocorreu no intervalo entre 600 e 480 Ma (Valeriano *et al.* 2004).

De acordo com Pimentel *et al.* (1997, 1999, 2000, 2004), a evolução do AMG tem início com a implantação de arcos de ilha intra-oceânicos, representada por rochas metaplutônicas (*ca.* 900-850 Ma) e rochas de composição riolítica (*ca.* 920 Ma), que ocorrem principalmente no seu trecho mais meridional. No intervalo de 770 a 760 Ma há indícios de metamorfismo de alto grau relacionados por diversos autores à acreção dos arcos ao maciço de Goiás.

Os principais litotipos são rochas graníticas sin-tectônicas, sequências vulcanossedimentares e granitos sin, tardi e pós-tectônicos. Destes, aqueles representantes típicos de arco intra-oceânico concentram-se na região sul do AMG e na região norte há registros de representantes associados às rochas ácidas e intermediárias, com características geoquímicas cordilherianas. Intrusões máfico-ultramáficas, algumas diferenciadas e acamadadas (*e.g.*, complexo de Americano do Brasil), marcam os últimos pulsos ígneos correlacionáveis ao desenvolvimento do AMG.

A Figura 2.4 ilustra a distribuição espacial das unidades da FDB.

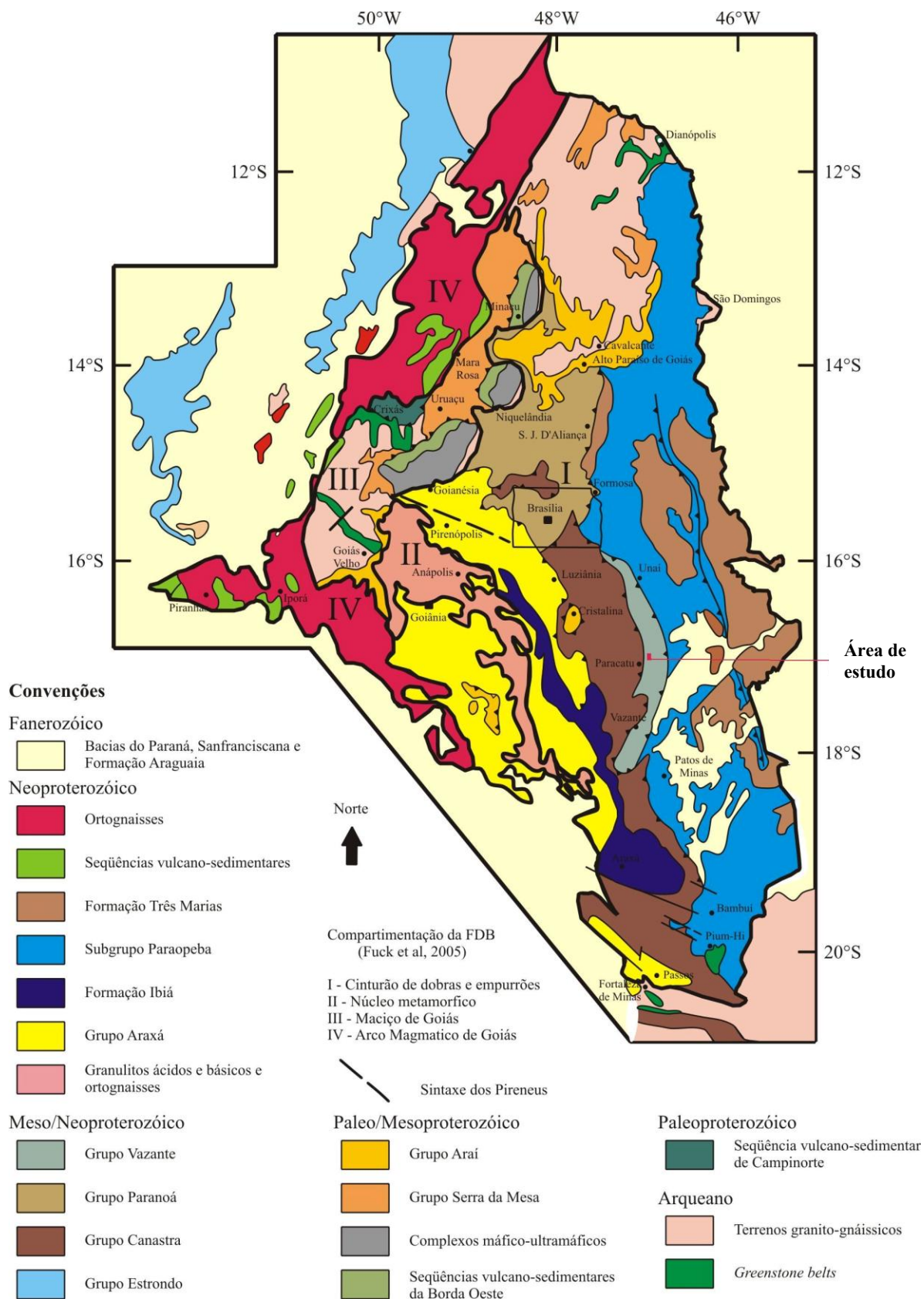


Figura 2.4 - Mapa geológico da Faixa de Dobramentos Brasília, simplificado e adaptado de Dardenne (2000). A compartimentação em unidades tectônicas é aquela proposta por Fuck *et al.* (2005). O retângulo em vermelho mostra a localização aproximada da área de estudo.

2.2 BACIA DO SÃO FRANCISCO

A definição de “Bacia do São Francisco” adotada neste trabalho decorre dos trabalhos de Chang *et al.* (1988), Chemale *et al.* (1993), Alckmin *et al.* (1996), Alckmin & Martins-Neto (2001), no entanto, cabe registrar, que outras definições continuam em voga. Dominguez (1993), por exemplo, associa como “Bacia do São Francisco” toda área, cratônica ou não, em que houve deposição do Grupo Bambuí. Fatores como a escassez de dados geocronológicos tornam plausível a afirmação que discussões sobre o *locus* deposicional da referida bacia, e qual deve ser sua correta definição e delimitação, demorarão a cessar.

De acordo com a definição aqui adotada, a Bacia do São Francisco é uma bacia intracratônica policíclica pouco deformada na parte central e deformada em suas bordas devido aos esforços compressivos do Ciclo Brasileiro. Seu preenchimento ocorreu predominantemente no Proterozóico, sobretudo no final, no entanto há remanescentes de depósitos do Fanerozóico. Os processos de subsidência atuantes foram ora mecânicos (rifte), ora termal e mecânicos – bacia do tipo flexural (Alckmin *et al.* 1996, Alkmim & Martins-Neto 2001, Romeiro-Silva & Zalán 2005, Zalán & Romeiro-Silva 2007ab).

Para explanar sobre o contexto regional dessa bacia, optou-se por ater aos trabalhos de Zalán & Romeiro-Silva (2007ab), que trazem boa síntese sobre o *status* do conhecimento atual. Com base em colunas estratigráficas anteriores, estes autores utilizam-se de dados isotópicos, para inferir sobre a idade absoluta de cada Supersequência, e de interpretações sismo-estratigráficas (linhas sísmicas do tipo 2D), para delimitar Supersequências.

Os limites considerados para a bacia são aqueles propostos por Alkmim & Martins-Neto (2001) e podem ser visualizados na Figura 2.5: a leste, a Serra do Espinhaço (composta no sul pela Faixa Dobrada Araçuaí e ao norte pelo Corredor de Deformação Paramirim); ao sul, o contato estratigráfico normal entre suas rochas e o embasamento metamórfico (mais velho que 1,8 Ga); a oeste, a porção autóctone (*thick-skinned*) da Faixa de Dobramentos Brasília; e a noroeste, o Arco de São Francisco (Faixa Dobrada Rio Preto). Para Alkmim & Martins-Neto (2001) e Zalán & Romeiro-Silva (2007ab), como mencionado anteriormente, a parte alóctone epidérmica (*thin-skinned*) da FDB é considerada como pertencente à bacia.

A abrangência areal da BSF é de 350.000 km² e a sua localização geográfica cinge a parte central do Brasil, em regiões associadas geologicamente ao Cráton do São Francisco - o que representa grandes áreas dos estados de Minas Gerais e Bahia e pequenas partes de Goiás, Tocantins e Distrito Federal.

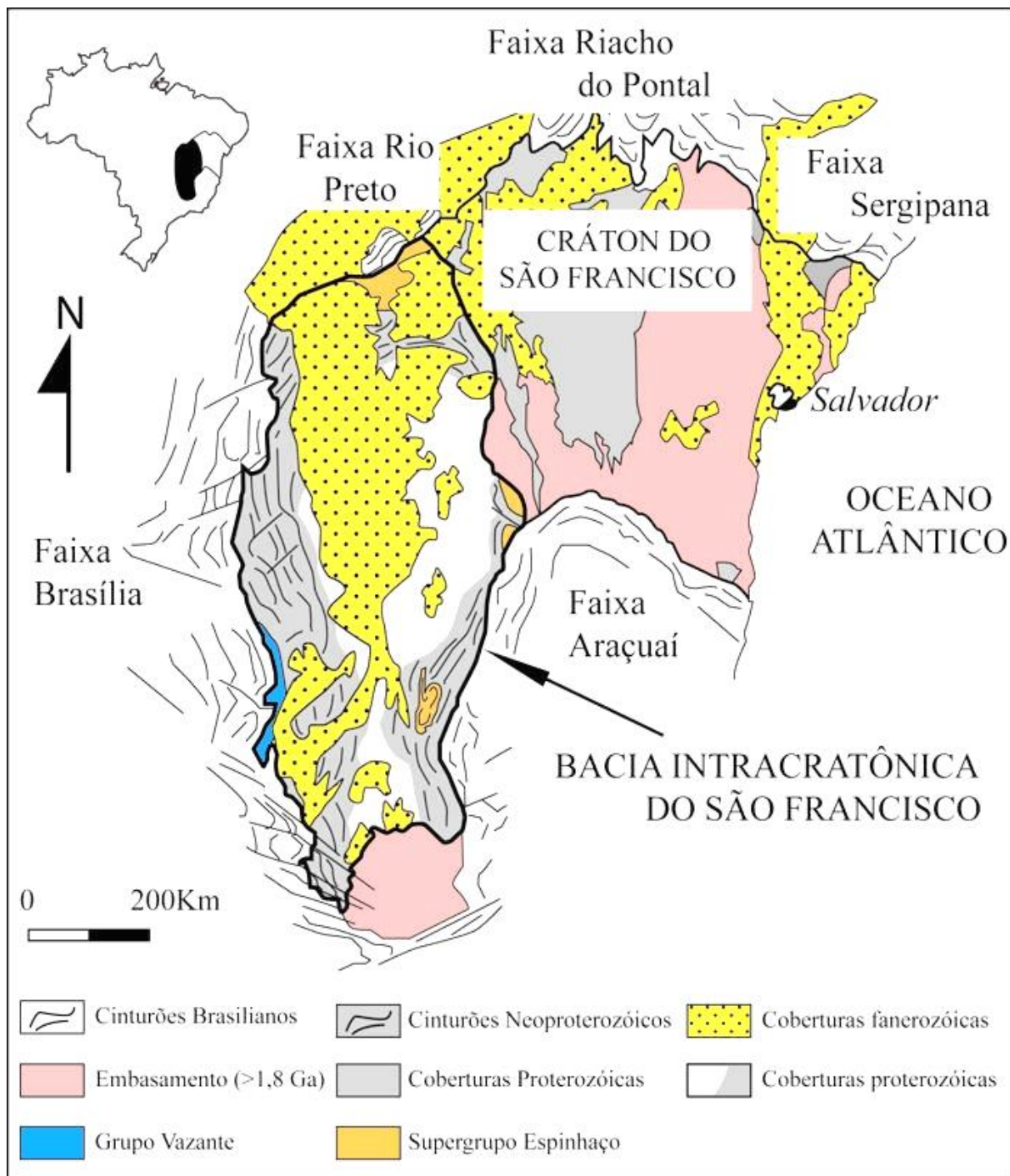


Figura 2.5 - Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco com a localização geográfica e delimitação da Bacia do São Francisco, conforme Alkmim & Martins-Neto (2001), a partir de modificações de Alckmin *et al.* (1996). Figura extraída de Tonietto (2010).

A seguir é apresentado o sumário das principais unidades constituintes da bacia. A Figura 2.6 ilustra a coluna estratigráfica proposta para a Bacia do São Francisco.

» ***Embasamento***

É representado por rochas arqueanas e paleoproterozóicas (gnaisses, granitos e rochas metamórficas de alto grau), com idades maiores que 1,8 Ga (critério adotado por Alkmim & Martins-Neto 2001). Dentro da bacia, aflora na borda sul (a noroeste de Belo Horizonte) e em esparsos afloramentos em sua parte central (nos estados da Bahia e Goiás). Geralmente está associado aos antigos altos, como o Alto Cratônico Central (Romeiro-Silva & Zalán 2005) e evidenciado por importantes anomalias gravimétricas.

» ***Supersequência Rifte***

As rochas metassedimentares da supersequência basal apresentam feições tectônicas de deposição em um rifte de grandes dimensões com falhas normais de grande rejeito, atuação de intenso magmatismo, sedimentação continental e marinha. O Supergrupo Espinhaço, aflorante ao longo da feição geomorfológica homônima (Serra do Espinhaço) é o representante desta unidade na borda oriental da bacia. Na borda oeste, Martins-Neto & Alkmim (2001) sugerem o Grupo Araí como representante desta Supersequência. Ambos têm gênese associada à Tafrogênese Estateriana (1,75-1,5 Ga), processo inicial dos movimentos distensionais que culminaram com a desagregação do supercontinente Atlântica.

Martins-Neto (1998, 2000) propõe que o rifte iniciou-se com deposição continental, acompanhada de magmatismo bimodal (1,73 Ma), durante a fase de subsidência mecânica, e evoluiu para sedimentação marinha nos depósitos de subsidência térmica superiores.

» ***Supersequência Intracratônica***

Corresponde aos depósitos originados a partir da Tafrogênese Toniana (1.000 Ma e 950 Ma). O Grupo Macaúbas apresenta sedimentação glacial e vulcanismo bimodal, datado em 930-912 Ma - é o primeiro referenciado nesta Supersequência. Segundo Alkmim & Martins-Neto (2001), neste momento há o início do desenvolvimento de margem passiva. A espessura do pacote varia

continuamente, de delgada (poucas dezenas de metros - na borda leste) para moderadamente espessa (na borda oeste pode alcançar até 2000 m, segundo dados sísmicos).

A partir de interpretação das seções sísmicas, infere-se que o contato basal do Grupo Macaúbas, seja representado por uma discordância angular. O topo é representado por uma discordância erosiva, formadora de incisões significativas em certos locais, e raramente de natureza angular (Romeiro-Silva & Zalán 2005). Os depósitos glaciais *sensu stricto* gradam lateralmente para outros, típicos de ambientes marinhos, fato atribuído à aproximação da antiga margem passiva correlata.

Carbonatos são encontrados acima e abaixo dos tilitos no Grupo Macaúbas na região do médio/alto Jequitinhonha (Schöll 1976 *apud* Romeiro-Silva & Zalán 2007). Este autor descreveu estromatólitos do tipo *Conophyton* nos dolomitos basais do Grupo Macaúbas, com idades de deposição sugeridas entre 1.350 e 950 Ma. O Grupo Paranoá, por sua vez, é constituído de uma sucessão de pelitos e arenitos e, da mesma maneira que o Grupo Macaúbas, à medida que se aproxima da suposta margem passiva ocidental correlata, os ambientes passam a apresentar intercalações clástico-carbonáticas, portadoras de estromatólitos do tipo *Conophyton* (Martins-Neto & Alkmim 2001 e Valeriano *et al.* 2004).

Com este dado, infere-se 1000 Ma como idade máxima de deposição do Grupo Paranoá. Por analogia, o Grupo Vazante - que contém afloramentos de dolomitos com *Conophyton* (Cloud & Dardenne 1973) - teria uma idade deposicional também neste intervalo. Por isto alguns autores advogam a correlação temporal entre estes grupos já que o Grupo Bambuí é totalmente desprovido desse tipo de registro microbial.

Esta interpretação condiz com aquelas sugeridas por Campos Neto (1984) e Fuck *et al.* (1994). Contudo, alternativamente, existem outras propostas para evolução tectônica do Grupo Vazante. Misi *et al.* (2005), por exemplo, advogam uma evolução conjunta com o Grupo Bambuí e Dardenne (2000) defende que a evolução do Grupo Vazante ocorreu numa fase intermediária em relação à evolução dos grupos Paranoá e Bambuí.

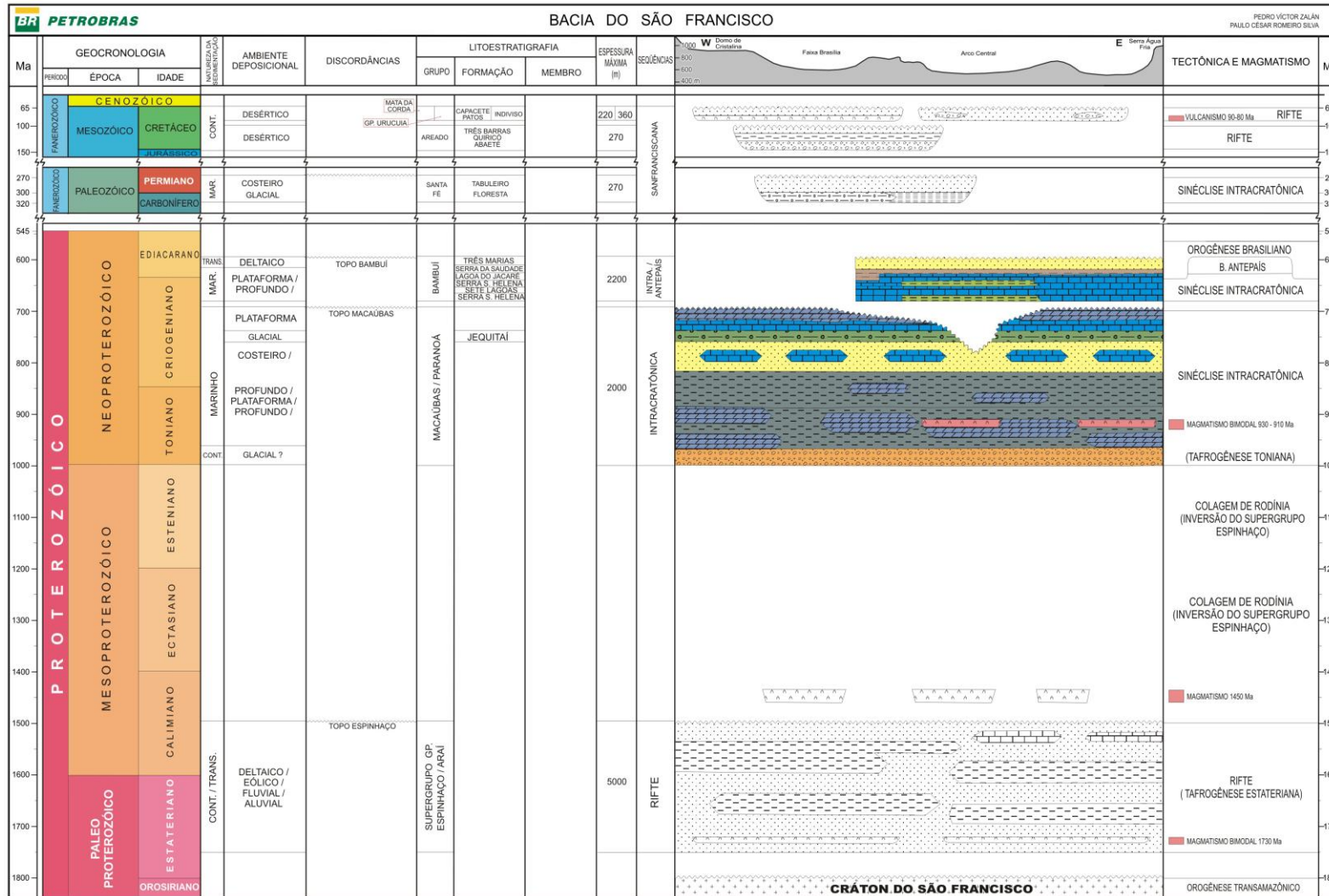


Figura 2.6 - Coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco. Extraída de Zalán & Romeiro-Silva (2007b). Para estes autores, o Grupo Vazante é parte integrante da Sequência Intracratônica.

Quanto à idade deposicional para o Grupo Vazante, Azmy *et al.* (2008) publicaram resultados de datações Re-Os em folhelhos e U-Pb em zircões detríticos de folhelhos/arenitos do Grupo Vazante que permitiram a estes autores estimar em torno de 1.100-1.000 Ma como idade máxima para deposição da unidade. Rodrigues (2008) realizou estudos de proveniência sedimentar no referido grupo e, a partir de análises isotópicas de U/Pb em zircões detríticos das suas formações, concluiu que, de maneira geral, os terrenos de 2,1 Ga constituem a principal fonte de sedimentos para o grupo e, com base nas populações de zircões disponíveis, indica 930 Ma como a idade máxima para deposição. Neste mesmo trabalho, e em Pimentel *et al.* (2001), resultados isotópicos de Sm/Nd sugerem que a Formação Lapa, unidade de topo do Grupo Vazante, recebeu contribuição pelítica de fonte juvenil.

» *Supersequência Intracratônica/Antepaís*

A Supersequência Intracratônica/Antepaís é composta, litoestratigraficamente, pelo Grupo Bambuí e a sua idade varia de 680 Ma a 600 Ma (Valeriano *et al.* 2004). O ambiente deposicional defendido para este grupo é do tipo marinho onde rampas carbonáticas proximais (das bordas da bacia) interdigitam-se, em direção ao centro da bacia, com pelitos de fácies distais (Martins 1999).

De acordo com proposta de Dardenne (2000), em parte adaptada de Branco & Costa (1961), o grupo é composto por cinco formações: Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

A Formação Sete Lagoas, é composta por uma unidade essencialmente carbonática, com dolomitos, finos níveis argilosos, dolomitos laminados, estromatolíticos, brechas intraformacionais, dolarenitos e calcários oolíticos. A Formação Serra de Santa Helena é constituída por folhelhos e siltitos laminados. Localmente ocorrem níveis de arenitos muito finos. São encontradas estruturas sedimentares do tipo estratificações cruzadas e plano-paralelas. A Formação Lagoa do Jacaré, por sua vez, engloba siltitos esverdeados calcíferos e margosos com intercalações finas de calcários, laminações argilosas e bancos de calcários oolíticos e pisolíticos.

Quando comparada às demais, a Formação Serra da Saudade apresenta significativa diferença no registro sedimentar, pois tem crescente incremento no conteúdo de silte/areia. É composta por folhelhos, argilitos, siltitos argilosos verdes e raras lentes de calcário cinza claro. Este

incremento é evidente e ascende até predominar nos estratos mais superiores, então associados à Formação Três Marias, unidade composta exclusivamente por arenitos arcoseanos, impuros e micáceos.

Este fator - incremento de material clástico, grosso - tem sido interpretado por vários autores como indicativo de uma deposição associada a uma bacia de ante-país devido à Orogênese Brasileira (640-570 Ma). Assim, a fase final de deposição dessa supersequência pode ser associada como sendo em uma bacia de antepaís.

De forma divergente, Chang *et al.* (1988), Castro & Dardenne (2000), Dardenne (2000) e Martins-Neto & Alkmim (2001) defendem uma fase de bacia de antepaís para toda a deposição do Grupo Bambuí. Kuchenbecker (2011) corrobora com esta hipótese: em pesquisa recente, analisa a porção basal do grupo - região de Arcos, MG - e também encontra evidências para uma fonte juvenil como provedora de sedimentos na fração pelítica. No entanto, segundo Romeiro-Silva & Zalán (2005), as características geométricas da supersequência em seções sísmicas são típicas de uma bacia intracratônica que foi deformada por tectônica compressional *thin-skinned* e *thickskinned* após a sua deposição.

Romeiro-Silva & Zalán (2005) acreditam ser plausível a associação da fase final às influências de cavalgamentos marginais somente por haver sedimentos com aspectos texturais e mineralógicos que favorecem esta interpretação. Contudo, afirmam que esta sedimentação não mostra evidências típicas de bacias de antepaís, tais como subsidência flexural assimétrica ou bipolar acompanhada de crescimento sin-tectônico nos estratos, com variações faciológicas marcantes das bordas ricas em materiais clásticos grossos para o centro da bacia marcado por material fino ou carbonático.

» ***Supersequência Sanfranciscana***

É formada pelo Grupo Santa Fé (diamictitos/tilitos/fácies tilóides e folhelhos com *dropstones* basais/ambiente predominantemente glacial); Grupo Areado (lamitos lacustres, arenitos flúvio-deltaicos, depósitos fluviais e eólicos); Grupo Mata da Corda (vulcanismo alcalino máfico a ultramáfico) e o Grupo Urucua (vulcanoclásticas associadas e arenitos/siltitos depositados em paleoambientes que variaram de desértico na base para lacustres, no topo). Sgarbi *et al.* (2001) consideram este grupo contemporâneo ao vulcanismo (em parte) e à seção superior do Grupo Mata da Corda.

Quanto à idade deposicional, o vulcanismo “Mata da Corda” tem datações no range de 90-80 Ma. O registro glacial do Grupo Santa Fé pode ser correlacionado com àquele do Grupo Itararé da Bacia do Paraná, pois datações neste intervalo apontam para idade permo-carbonífera. Na literatura estes depósitos mais recentes são referidos comumente como pertencentes à “Bacia Sanfranciscana” (Sgarbi *et al.* 2001).

2.3 ESTRATIGRAFIA DO GRUPO VAZANTE

O Grupo Vazante ocorre como uma estreita faixa de, aproximadamente, 40 km de largura e 250 km de comprimento, orientada segundo a direção N-S. Os melhores afloramentos encontram-se nas cercanias dos municípios mineiros de Coromandel, Lagamar, Paracatu, Unaí e Vazante (Dardenne *et al.* 1998, Dardenne 2000 e Valeriano *et al.* 2004). Os contatos com o Grupo Canastra, a oeste, e com o Grupo Bambuí, a leste, são do tipo tectônico (falhas de empurrão) - Figura 2.7. De acordo com vários autores, em linhas gerais, o Grupo Vazante é uma sequência pelito-dolomítica composta de filitos, ardósias, quartzitos, metassiltitos, raros calcários e abundantes dolomitos de origem microbial (Marini *et al.* 1984, Dardenne *et al.* 1998 e Dardenne 2000).

Cabe ressaltar a presença de depósitos minerais de Zn, Pb e P inseridos neste grupo, em especial àqueles metálicos contidos nas formações dolomíticas. A região conhecida como “Vazante-Paracatu” atualmente representa o mais importante distrito zincífero do Brasil incluindo depósitos de zinco não-sulfetado (*Vazante hypogene non-sulfide Zn*), composto principalmente por willemita (Zn_2SiO_4) - Mina de Vazante, e depósitos de zinco sulfetado (*sphalerite-rich carbonate-hosted Zn-(Pb)*) com destaque para Mina de Morro Agudo e os depósitos de Fagundes e Ambrósia (Monteiro *et al.* 2005 e Monteiro *et al.* 2006). Este fato tem incitado pesquisas acadêmicas e de exploração mineral, de empresas públicas e privadas, por toda região.

As primeiras tentativas de formalizar a estratigrafia desta unidade resultaram em sua inclusão no Grupo Bambuí com sua correlação com as rochas da Formação Paraopeba (Braun 1968 - *apud* Monteiro 2002). O trabalho de Dardenne & Campos Neto (1976) a subdividiu em outras unidades, denominadas de A, B e C. Os estudos de Madalosso & Valle (1978), Madalosso (1979 e 1980) inserem análises faciológicas às subdivisões propostas. No entanto, a denominação de Formação Paraopeba prevaleceu até a publicação de Dardenne (1979) que, apesar de manter a

correlação regional com o Grupo Bambuí, individualiza e denomina a Formação Vazante subdividindo-a nos membros Morro do Calcário, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote.

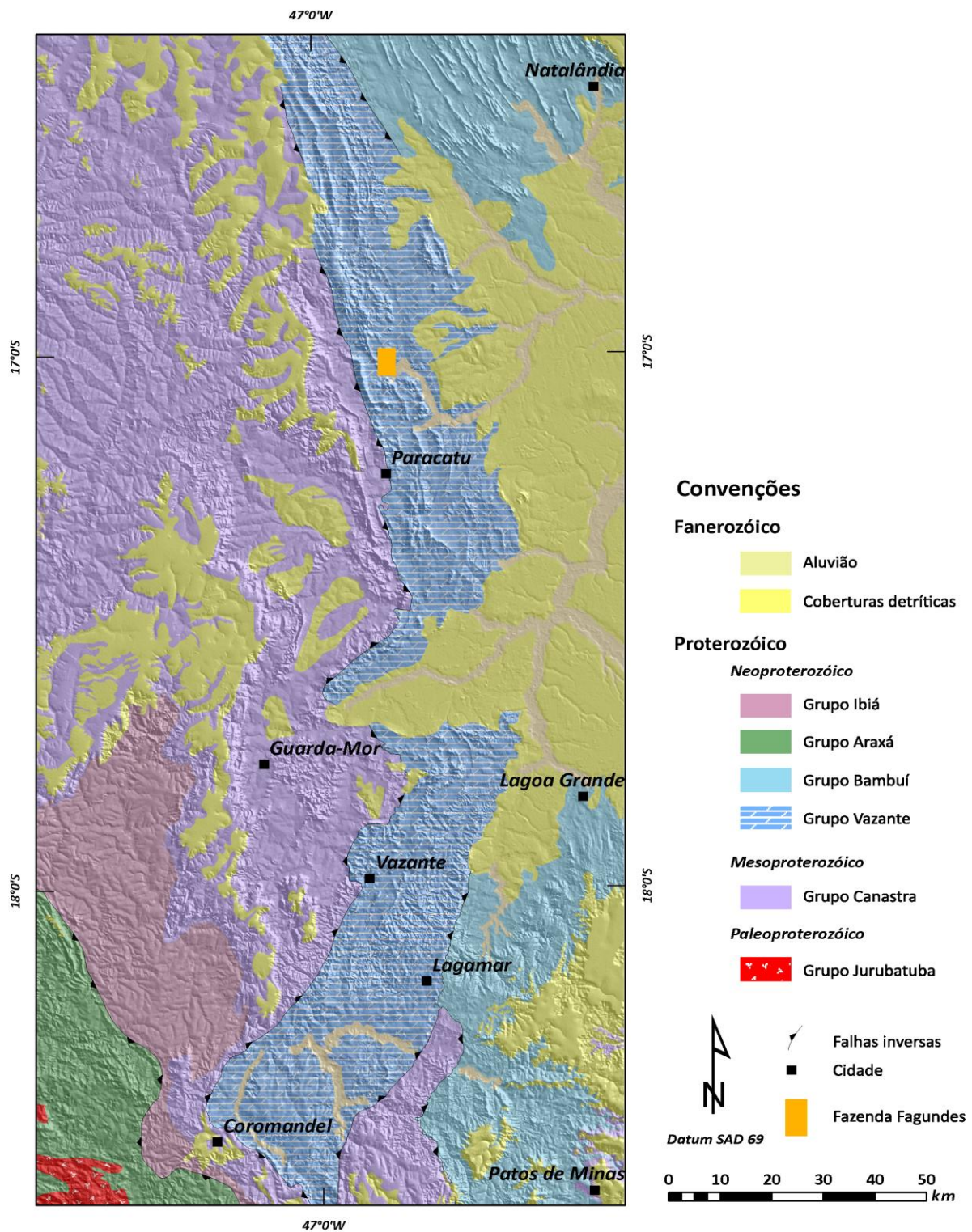


Figura 2.7 - Mapa geológico simplificado da região de Paracatu. Geologia de acordo com Bizzi *et al.* (2003) sobreposta a imagem do tipo SRTM (JPL 2004).

Conforme dados compilados em Oliveira (1998), para região ao norte de Paracatu, os geólogos da TERMERID Mineração S/A subdividiram a Formação Vazante, da base para o topo, nos membros Retiro, Mocambo e Santa Rita. Estes autores correlacionam as colunas litoestratigráficas e subdivisões propostas para as regiões de Paracatu (A) e Vazante (B) e associa as unidades informalmente definidas em Paracatu com aquelas formalmente estabelecidas. A Figura 2.8 reúne as diferentes propostas de divisão estratigráfica para unidades do Grupo Vazante.

	(A) Paracatú	(B) Vazante				
Formação Sa. da Lapa Formação Sa. do Velosinho	1 2	3 4 5	1 - Ardósia, quartzito, lentes de dolomito 2 - Folhelho preto carbonoso	3 - Dolorudito 4 - Dolarenito 5 - Bioherma estromatolítico	Membro Pamplona Superior	Formação Morro do Calcário
Membro Santa Rita	3 4 5 6	6 7	3 - Dolorudito e dolarenito 4 - Folhelho preto com pirita 5 - Bioherma estromatolítico 6 - Dolomito com laminação algal	6 - Dolomito cinza claro com laminação algal e lentes de dolarenito 7 - Ardósia cinza a verde, marga, dolomito cinza a róseo com laminação algal	Membro Pamplona Médio	Formação Serra do Poço Verde
Membro Mocambo	7	8a	7 - Folhelho carbonático, arenito e lentes de dolomito	8a - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes", marga, folhelho preto carbonoso com pirita	Membro Morro do Pinheiro Superior	
Membro Retito	8	8b	8 - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes" e intercalações de dolomito cinza claro à róseo	8b - Dolomito bege a rosa com laminação algal, dolarenito e brecha lamelar	Membro Morro do Pinheiro Inferior	
Formação Sa. do Garrote	9	9	9 - Folhelho preto com lentes de arenito e ardósia	9 - Folhelho preto com lentes de arenito e ardósia	Formação Serra do Garrote	Formação Serra do Garrote
TERMERID MINERAÇÃO	OLIVEIRA (1998)		RIGOBELLO et al. (1998)	DARDENNE et al. (1998)		Grupo Vazante

Figura 2.8 - Colunas litoestratigráficas e subdivisões propostas para as regiões de Paracatu (A) e Vazante (B) e correlação das unidades informalmente definidas em Paracatu com aquelas formalmente estabelecidas, de acordo com Oliveira (1998). Figura extraída de Monteiro (2002).

Braun (1968)	Almeida (1968)	Dardenne (1976)	Madalosso & Valle (1976)			Dardenne (1978)	Madalosso (1979)	Rigobello <i>et al.</i> (1988)			Dardenne <i>et al.</i> (1998)																		
Formação	Formação	Formação	Unid	Formação	Unid	Fácies	Formação	Membro	Formação	Fácies	Formação	Membro	Fácies	Grupo	Formação	Membro													
PARAOPEBA	PARACATU	PARAOPEBA	A	PARAOPEBA	A		PARACATU		PARACATU		PARACATU			CANASTRA	PARACATU	Serra da Anta													
	PARAOPEBA		PARAOPEBA		B	B	Dolomítica-grafitosa-arenosa-silitica	VAZANTE	Morro do Calcário	VAZANTE	Mo. Agudo	LAPA	LAPA		Serra do Landim	Serra da Lapa	Serra do Landim	SERRA DO LANDIM	Morro do Ouro										
							Carbonato-Filitica				Sa. do Landim							Sa. da Lapa	Sa. Velosinho	LAPA									
							Dolomito carbonoso, metarrilito				Sa. Velosinho Superior							Sa. Velosinho	Cerca do	MORRO DO CALCÁRIO	Pamplo-na Superior								
							Filito carbonoso				Sa. Velosinho Inferior							Pamplona	Sup.	SERRA DO POÇO VERDE	Pamplo-na Médio								
							Filitosa-arenosa carbonática				Morro do Calcário								Médio		Pamplo-na Inferior								
							Recifal											Serra do Garrote	Inf.		Mo. do Pinheiro Superior								
							C				C								C		C	Serra do Garrote	VAZANTE	SERRA DO GARROTE	Serra do Garrote	SERRA DO GARROTE	Mo. Pinheiro	Sup.	Inf.

Figura 2.9 - Quadro comparativo com divisões estratigráficas propostas par a área de Vazante-Unaf. Adaptado de Oliveira (1998) e Monteiro (2002). Destaque para a coluna elaborada por Dardenne *et al.* (1998). Todas as formações propostas nesta coluna afloram na região ao norte de Paracatu.

Nos trabalhos de Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2000) a Formação Vazante é elevada ao *status* de Grupo, composto por sete formações, da base para o topo, assim dispostas: Retiro (posteriormente denominada de Santo Antônio do Bonito), Rocinha, Lagamar, Serra do Garrote, Serra do Poço Verde, Morro do Calcário e Lapa.

Importante registrar que esses trabalhos foram embasados em pesquisas diversas - Madalosso & Valle (1978), Madalosso (1980), Campos Neto (1984), Rigobello *et al.* (1988), Pinho (1990), Nogueira (1993), Dardenne *et al.* (1997, 1998) & Souza (1997) - que permitiram a atualização da coluna estratigráfica no final da década de 90, porém há significativas diferenças faciológicas entre as rochas aflorantes na região de Vazante, local das seções-tipo, e aquelas aflorantes ao norte de Paracatu.

Em fase recente, alguns autores têm aventado a possibilidade de haver descontinuidades tectônicas nas formações basais do grupo suportados, sobretudo, por novos dados isotópicos e geocronológicos (*e.g.*, Rodrigues 2008 e Misi *et al.* 2010), mas não há formalmente uma nova proposição de coluna estratigráfica para o grupo.

A Figura 2.10 ilustra a coluna estratigráfica vigente para o Grupo Vazante. As formações basais - que não afloram na região norte - são predominantemente pelíticas e apresentam concentrações de fosfato, relacionadas a corpos de fosforitos. A síntese das formações do Grupo Vazante a seguir apresentada foi extraída de Dardenne (2000) e também baseada em observações de campo.

» ***Formação Retiro/Santo Antônio do Bonito***

Quartzito branco, localmente conglomerático, intercalado com níveis ardosianos. Horizontes restritos de diamictitos afloram nos rios Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio. Neles há seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, metassiltitos e rochas graníticas. A matriz é pelítica e, às vezes, fosfatada.



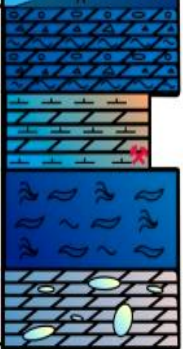
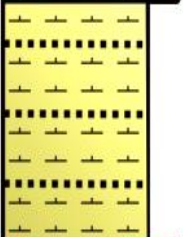
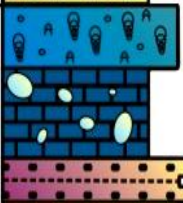
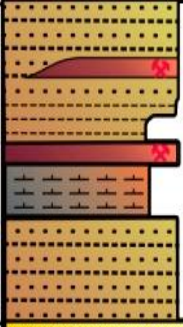
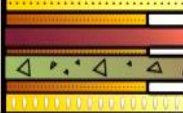
Grupo	Formação	Membro	Descrição e depósitos/ocor- rências minerais associadas	
VAZANTE	Lapa	Serra da Lapa	Ardósias carbonatadas cinzas Lentes de dolomitos	
		Serra do Velosinho	Ardósias carbonatadas pretas	
	Morro do Calcário	Pamplona Superior	Bioherma estromatolítico, fácies de brechas e dolarenitos Depósitos minerais: MORRO AGUDO, Fagundes e Ambrósia	
	Serra do Poço Verde	Pamplona Intermediário Pamplona Inferior	Dolomitos rosados com esteiras estromatolíticas, nódulos de barita e gretas de ressecamento	
			Ardósias cinza a verde com intercalações de dolomitos rosados Depósito mineral: Vazante	
		Morro do Pinheiro Superior	Dolomitos cinza-escuros com esteiras estromatolíticas e <i>birds eyes</i>	
		Morro do Pinheiro Inferior	Dolomitos cinza-claros a rosados com intercalações de brechas e dolarenitos	
	Serra do Garrote		Ardósias cinzas com lentes de quartzitos esporádicas	
	Lagamar	Sumidouro	Bioherma estromatolítico Calcários cinza-escuros Brechas dolomíticas	
		Arrependido	Conglomerados	
Rocinha		Ritmitos Depósito mineral: Lagamar - fosforito		
		Ardósias cinza-escuras, piritosas e fosfatadas Depósito mineral: Rocinha - fosforito		
		Ritmitos		
Santo Antônio do Bonito		Intercalação de quartzitos, fosforitos, diamictitos e ardósias Ocorrência mineral: Coromandel - fosforito		

Figura 2.10 - Coluna estratigráfica do Grupo Vazante (Dardenne *et al.* 1998 e Dardenne 2000). Extraída de Paniaggio (2011).

» ***Formação Roçinha***

Na base há (meta) ritmito, espesso pacote de ardósias e metassiltitos intercalados. No intervalo mediano predominam ardósias cinza escuras, carbonáticas e piritosas, com finas laminações fosfáticas e, em menor proporção, fosfarenitos ricos em intraclastos e *pellets* (depósito de Rocinha - Souza (1997), Dardenne *et al.* (1998)). Nos ritmitos do topo (siltito e quartzito) há níveis fosfareníticos que originaram o depósito de Lagamar (Nogueira 1993).

» ***Formação Lagamar***

Conglomerados, quartzitos, metassiltitos e ardósias - na base - e brechas intraformacionais dolomíticas, calcários cinza escuros, estratificados, com intercalações de brechas lamelares, no intervalo mediano. No topo há dolomitos estromatolíticos biohermais do gênero *Conophyton metula* (Cloud & Dardenne 1973). Lateralmente esses biohermas interdigitam-se com metassiltitos carbonáticos e metapelitos ardosianos.

» ***Formação Serra do Garrote***

Espesso pacote de ardósias cinza escura a cinza esverdeada, às vezes rítmicas, carbonosas e piritosas, com finas intercalações de quartzitos (Madalosso & Vale 1978, Dardenne 1978, Campos Neto 1984 e Dardenne *et al.* 1998). Na região norte de Paracatu, são comuns ritmitos arenito/pelito e arenito. Em geral, apresentam-se com deformação superposta.

» ***Formação Serra do Poço Verde***

A subdivisão desta formação é a proposta por Rigobello *et al.* (1988). Da base para o topo é representada por:

- Dolomitos laminados cinza a rosa, maciços ou com laminações microbiais, e dolarenitos, brechas lamelares e lentes de estromatólitos, litofácies associadas ao ***Membro Morro do Pinheiro Inferior***;
- Dolomitos cinza-médios a escuros, com *bird eyes*, dolarenitos, margas e filitos carbonos com pirita - ***Membro Morro do Pinheiro Superior***;

- Folhelhos carbonáticos, ardósia carbonosa e dolomitos, com laminações microbiais, que compõem o ***Membro Pamplona Inferior***;
- Dolomitos cinza-claros e róseos com laminações algais intercalados com níveis de dolarenito, brechas lamelares, estromatólitos colunares e lentes de folhelho compõem o ***Membro Pamplona Médio***.

Na região enfocada nessa dissertação afloram litotipos das formações Morro do Calcário e Lapa (Figura 2.11), abaixo descritos. Estruturalmente sobressaem lineamentos NNW e NE (Figuras 2.12 e 2.13). O depósito de Fagundes e outros contíguos apresentam forte controle estrutural (Monteiro *et al.* 2006).

» ***Formação Morro do Calcário***

Sequência predominantemente dolomítica constituída por biostromos e biohermas com laminações convexas, doloruditos, dolarenitos oolíticos e oncolíticos. Pode alcançar espessuras de 900m. Ao norte de Paracatu predominam doloruditos interpretados como possível retrabalhamento dos biohermas estromatolíticos (Dardenne *et al.* 2010 e Tonietto 2010).

Na região da Fazenda Fagundes essa formação tem expressiva ocorrência areal. Nota-se que muitos morros, destaques no relevo cárstico comumente arrasado, são por vezes estruturados em dolomitos, dolarenitos e doloruditos (brechas), invariavelmente silicificados. Esta silicificação é bastante pervasiva e compromete sobremaneira o reconhecimento de estruturas primárias. Na região de Fazenda Fagundes, da base para o topo, essa formação é representada por dolomito microbial com estruturas estromatolíticas e laminação, intercalações centimétricas a métricas de dolarenitos, passando para brechas intraformacionais (com clastos predominantemente de dolomito microbial estromatolítico), níveis quase sempre contínuos de dolomito microbial e, no registro final, prevalecem doloruditos e brechas, com intercalações métricas de dolarenito.

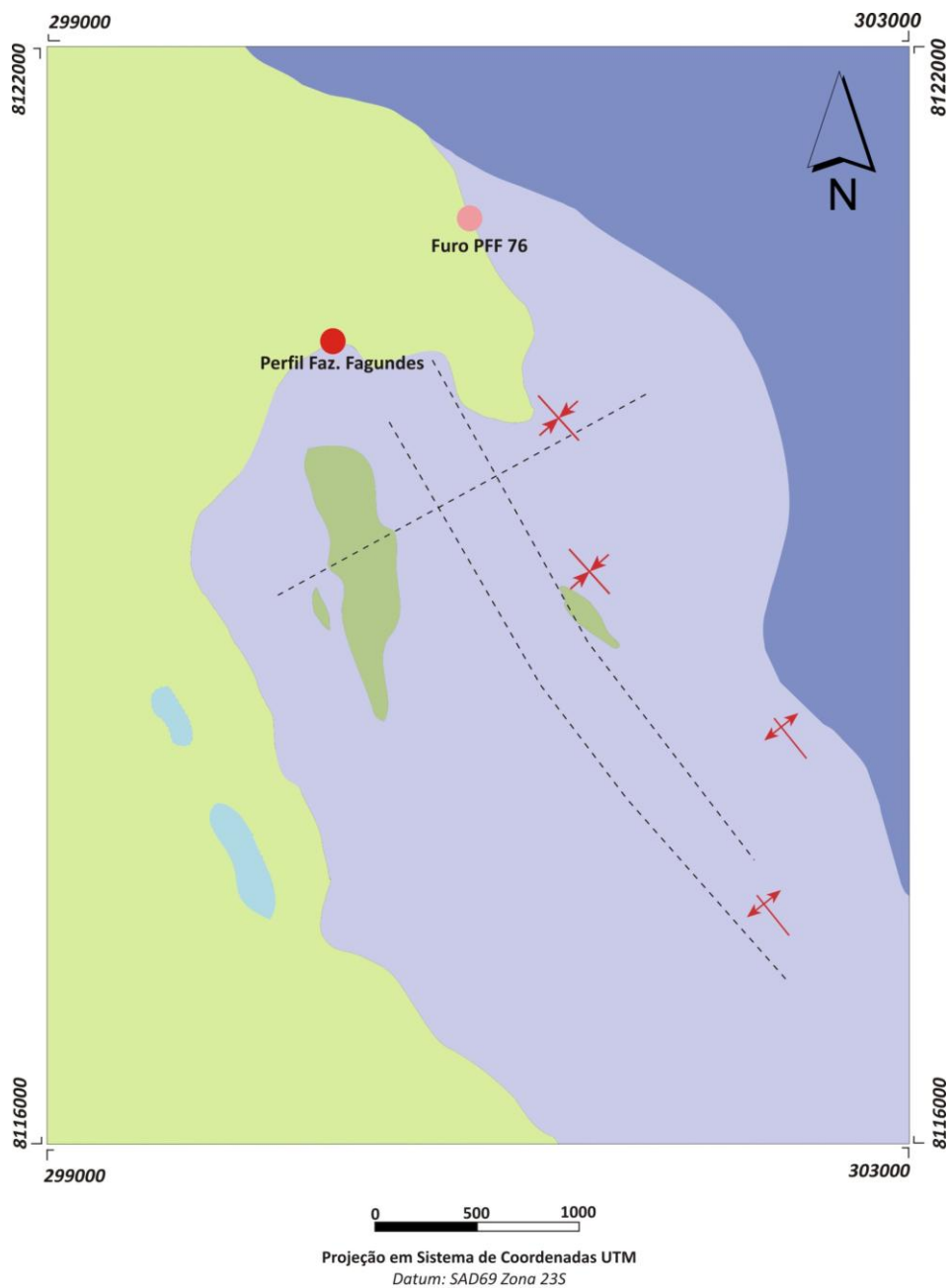
» ***Formação Lapa***

Equivale à Formação Serra da Lapa (Dardenne 2000). Quanto aos litotipos, é bastante diversa em composição. São descritos filitos carbonosos, metassiltitos carbonáticos, lentes de dolomitos com laminação microbial, estromatólitos colunares, quartzitos e brechas intraformacionais na

região de Vazante. Em Unaí, esta formação é composta por arenitos e conglomerados líticos intercalados com ardósias escuras (Laranjeira 1992). Na área de estudo ocorrem pelitos, arenitos, diamictito e níveis de dolomito associados a essa formação.

O Membro Serra do Velosinho, ardósia carbonatada preta, e o Membro Serra da Lapa (ardósia e lentes de dolomito) são individualizações idealizadas para área ao norte de Paracatu. A fácies Serra do Landim, anteriormente também associada a esta formação - Rigobello *et al.* (1988) - foi elevada à categoria de Formação por Dardenne *et al.* (1998) e por estes autores, inclusa no Grupo Canastra. Sobre esta fácies específica há discussão se, na verdade, trata-se de uma tectonofácies da formação Lapa ou deve ser mesmo individualizada conforme proposto por Dardenne *et al.* (1998). Esta fácies - ou formação (?) - é composta de sericita-clorita-filitos intercalados com metapelitos rítmicos, cálcifilitos com porfiroblastos de ankerita, níveis de calcário e de dolomito.

Segundo Dardenne (1981), as rochas do Grupo Vazante correspondem a um megaciclo regressivo, resultado de sedimentação inicialmente em ambiente marinho sublitorâneo, passando a perilitorâneo carbonatado, seguido por um conjunto recifal litorâneo e finalmente a um ambiente de planície de maré. Sobre as diferenças entre a litoestratigrafia do Grupo Vazante na região norte de Paracatu e no município homônimo, Dardenne (2000) sugere que a espessura anormal da formação Morro do Calcário represente uma deposição contínua das formações Morro do Calcário e Serra do Poço Verde, não permitindo as individualizações comuns na região de Vazante.



Grupo Vazante

Formação Lapa

- Dolomitos indiferenciados
- Margas

Formação Morro do Calcário

- Margas
- Brechas carbonática
- Dolomitos indiferenciados

Convenções

- Falha inferida
- Anticlinal inferido
- Sinclinal
- Furo PFF 76
- Perfil Faz. Fagundes

Figura 2.11 - Mapa geológico simplificado da região de Fazenda Fagundes (cedido pela Votorantim Metais). Localização aproximada do Perfil Faz. Fagundes e do furo PFF-76. Adaptado a partir de Tonietto (2010).

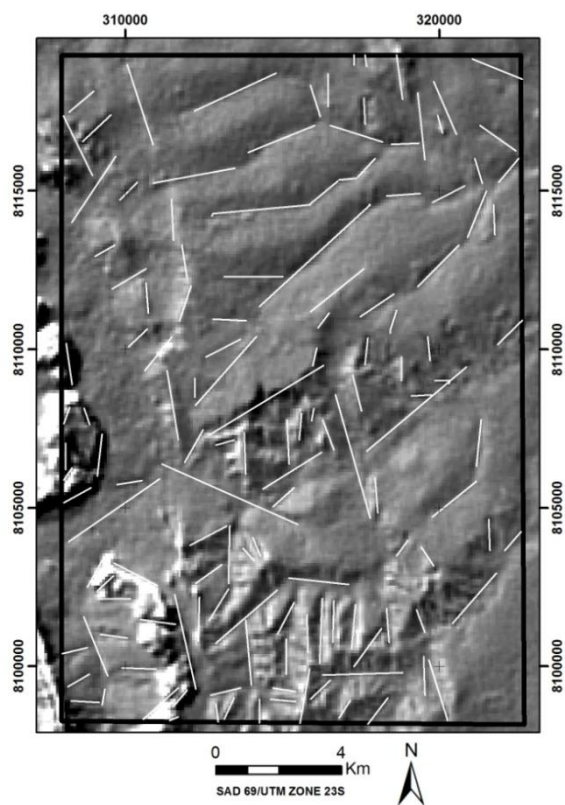


Figura 2.12 - Principais lineamentos estruturais da região ao norte de Paracatu interpretados a partir de imagem SRTM (JPL 2004).

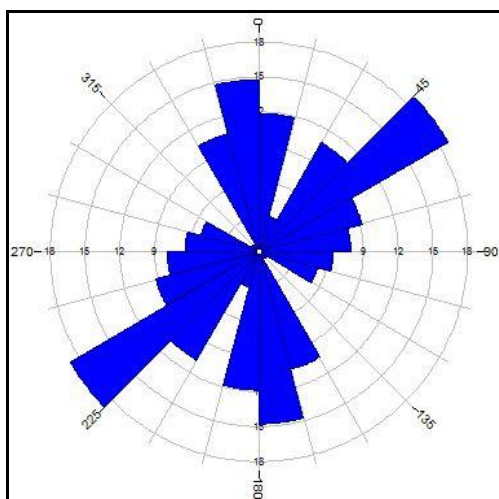


Figura 2.13 - Diagrama de rosácea para os principais lineamentos estruturais da região ao norte de Paracatu.

CAPÍTULO 3

SEDIMENTAÇÃO EM TALUDE E BACIA: ANÁLISE COM ÊNFASE EM SISTEMA MISTO

Em sedimentologia, entende-se por sistema misto, ou híbrido, aquele em que há deposição simultânea de sedimentos siliclásticos e carbonáticos. Este tipo de sedimentação é tido por muitos autores como mutuamente excludente, ou seja, havendo deposição de siliclástico, limita-se, inibe-se ou cessa a fábrica carbonática. Lógica coerente para carbonatos microbiais de águas rasas que necessitam de águas límpidas e quentes para um ótimo desenvolvimento. No entanto, em se tratando de águas profundas, é bastante comum coexistirem fácies carbonáticas e siliciclásticas, interdigitadas ou não. Trabalhos recentes advogam que sedimentação mista siliclástica-carbonática ocorre em vários subsistemas, em escalas diversas, e tem registro amplo na história geológica da Terra, porém ainda é pouco debatida no meio acadêmico (discussão em Mount 1984 e Lomanto & Harrys 1991).

De acordo com Mount (1984) existem quatro tipos de mistura possíveis de ocorrer em sistema carbonato-siliciclástico: pontual, faciológica (*mixing facies*), *in situ* e de áreas fontes. Cada tipo é caracterizado por processos e agentes específicos (Tabela 3.1). A mistura pontual envolve a transferência de sedimentos durante raros eventos de alta energia, como tempestades e tsunamis; a mistura de fácies é possível nos limites difusos entre fácies diferentes; a mistura *in situ* ocorre através da produção autóctone de carbonato no contexto de domínio dos siliciclásticos e a mistura de áreas fontes é viabilizada, por exemplo, a partir da erosão de rocha emersa ou submersa e deposição em área de fácies contrastantes. Estudos em depósitos recentes verificam que os vários tipos de mistura não são exclusivos às zonas individuais e determinada zona, ou subsistema, pode apresentar mais de um tipo de processo de mistura (Testa & Bosence 1998 e Moissette *et al.* 2010).

Tabela 3.1 - Tipos e processos de misturas entre grãos carbonáticos e siliciclásticos, de acordo com Mount (1994). Exemplos de agentes são citados a partir de trabalhos desenvolvidos em sistemas mistos do Recente (Testa & Bosence (1998) e Moissette *et al.* (2010)).

Tipo de Mistura	Processo de Mistura	Exemplo de agente
Pontual	Transferência de sedimento entre ambientes deposicionais contrastantes em eventos de alta energia	Tempestades; marés extremas
Faciológica	Sedimentos misturados ao longo dos limites difusos entre fácies diferentes	Sedimentos de áreas protegidas transportados por correntes oceânicas, ondas e marés
<i>In situ</i>	Geração de carbonatos biogênicos <i>in situ</i> e depositados em conjunto com siliciclásticos	Fragmentos de carapaça calcária (<i>Halimeda Sp.</i> , moluscos, foraminíferos dentre outros) depositados em conjunto com areia de <i>off shore</i>
De áreas fontes	Erosão de diferentes áreas fontes e depósito em um mesmo <i>locus</i>	Erosão costeira de afloramentos de carbonatos e de siliciclásticos; Erosão de rochas siliciclásticas submersas

James & Kendall (1992), Terra (2001), entre outros, enumeram alguns parâmetros deposicionais e comparam a resposta de um e outro grão (Tabela 3.2). Ainda que os fatores que determinam a eficiente implantação de um sistema carbonático apresentem-se de forma mais restritiva, é sabido que, em ambientes de água profunda, os processos atuantes são os mesmos presentes em sistemas siliciclásticos e, de maneira similar, as respostas, ou produtos, tendem a refletir a intensidade e tipo destes processos que, por sua vez, dependerão de fatores externos como extensão da plataforma, morfologia (em rampa, rampa distalmente escarpada, plataforma rasa limitada por barreira de recifes); paleobatimetria, padrões de correntes etc. (Lomanto & Harrys 1991).

Neste capítulo será apresentada uma breve revisão conceitual sobre processos atuantes e produtos litológicos em dois subsistemas específicos: talude e bacia. Estes subsistemas são parte da divisão de Wilson (1975) para sistema carbonático desenvolvido sob configuração de plataforma com bordas, morfologia advogada para a deposição do Grupo Vazante na região de Morro Agudo, Paracatu (Braga *et al.* 2010 e Dardenne *et al.* 2010).

Para este estudo foram feitas compilações e ilustrações com base nas seguintes referências: Wilson (1975), Fritz & Moore (1988), Tucker & Wright (1991), Bouma (2000), Faugères *et al.* (2000), Pratson *et al.* (2000), Lomas & Joseph (2004), Posamentier & Walker (2006), D'Ávila *et al.* (2008), Lowe (2008), Playton *et al.* (2010) e outras.

Tabela 3.2 - Comparação entre a resposta de grãos siliciclásticos e carbonáticos a diferentes parâmetros. Com exceção do último, todos são discutidos em James & Kendall (1992). Sobre composição, há discussão em Pereira (2000) e Terra (2001). Tabela adaptada de Terra (2001).

<i>Tipo de sedimentos</i> Parâmetros analisados	CLÁSTICOS TERRÍGENOS	CARBONATOS
Condições climáticas	Não constitui restrição. Há ocorrência de sedimentos desta natureza em todo planeta	É restritiva. A maioria dos sedimentos ocorre em ambientes sub-aquoso e quente
Ambiente deposicional	Marinho e continental	Principalmente marinho
Tamanho do grão	Em geral, diretamente proporcional à energia hidráulica do ambiente	Reflete o tamanho dos esqueletos e dos grãos precipitados
Presença de partículas tamanho argila	Indica deposição por suspensão	Comumente indica crescimento prolífico de organismos produtores de pequenos cristais
Formação de corpos de areia em águas rasas	As ondas e as correntes formam corpos de areia de águas rasas	Muitos corpos de areia carbonática formam-se por produção localizada por ação biológica ou precipitação físico-química de carbonatos
Mudanças ambientais	São induzidas por grandes variações no regime hidráulico	Podem ser induzidas por crescimentos localizados de carbonatos, sem que haja variações no regime hidráulico
Cimentação	Os sedimentos permanecem inconsolidados no ambiente deposicional	Os sedimentos são comumente cimentados no ambiente marinho
Exposição subaérea	A exposição periódica não altera os sedimentos	A exposição periódica resulta em intensa diagênese
Lei de Walther	A Lei de Walther se aplica à maioria dos depósitos	A Lei de Walther se aplica a muitos, mas não a todos os depósitos
Composição	A composição dos sedimentos terrígenos independe do período geológico no qual se formaram	Os sedimentos carbonáticos são influenciados em sua composição pelo período geológico no qual se formaram

3.1 SEDIMENTAÇÃO EM ÁGUA PROFUNDA

De acordo com D'Ávila *et al.* (2008), sob o ponto de vista da sedimentologia, considera-se que os ambientes de águas profundas são aqueles situados abaixo do nível base das ondas de tempestade, ou seja, um patamar de profundidade abaixo do qual as ondas não interagem mais com os sedimentos. Em sistemas siliciclásticos esta condição é normalmente verificada nas regiões de talude (quebra da plataforma) e de bacia. Aspectos sobre valores batimétricos ainda são muito discutíveis na literatura e não há uma delimitação consensual. Para exemplificar, Dumas & Arnot (2006) realizam experimentos sobre estruturas geradas supostamente por ondas de tempestade (tipo *hummocky*) e atribuem um intervalo de 13 a 50m de profundidade para geração destas estruturas, assim, de acordo com a definição colocada no início deste parágrafo, profundidades superiores a 50m já seriam classificadas como “água profunda”.

Para sistemas carbonáticos, em configurações de plataforma com borda, alguns autores defendem que a atuação de tempestade se dá no talude e no início da margem de plataforma (*deep shelf margin, sensu* Wilson 1975) - Figura 3.1 - e, para configurações do tipo rampa, conforme disposto em Tucker & Wrigth (1990), o efeito oscilatório das tempestades é registrado na rampa intermediária (ou externa) - Figura 3.2. Neste trabalho, o talude (aí inclusos os subsistemas *foreslope* e *deep shelf margin*) será considerado como subsistema de “água profunda”, a fim de facilitar as discussões de processos e produtos.

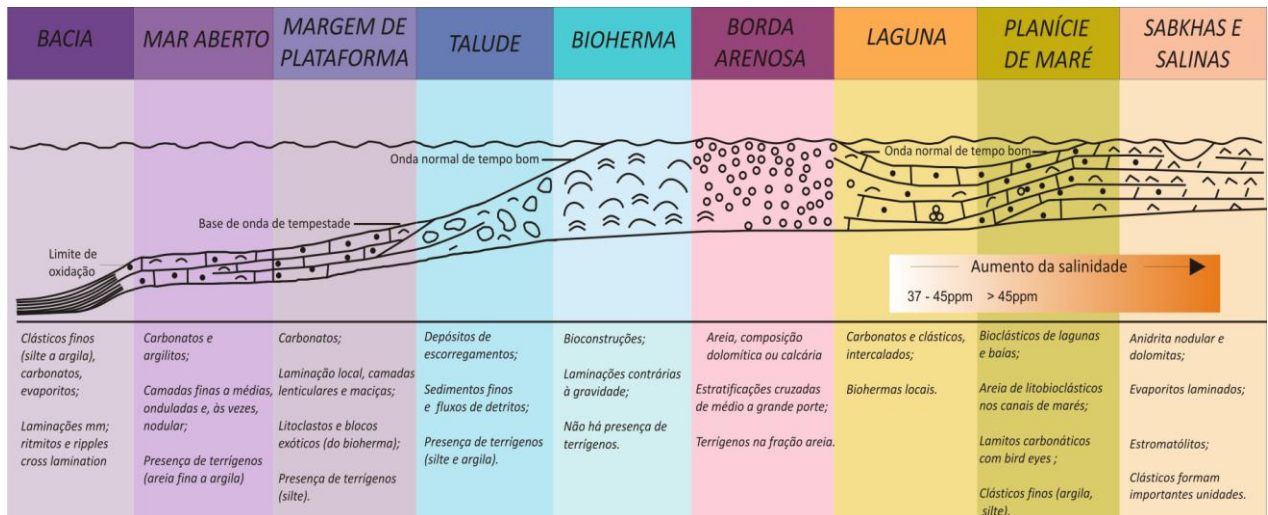


Figura 3.1 - Divisões idealizadas para sistemas carbonáticos com morfologia de plataforma com borda e suas principais características. Figura adaptada de Wilson (1975) e Nassir Alnaji (2002).

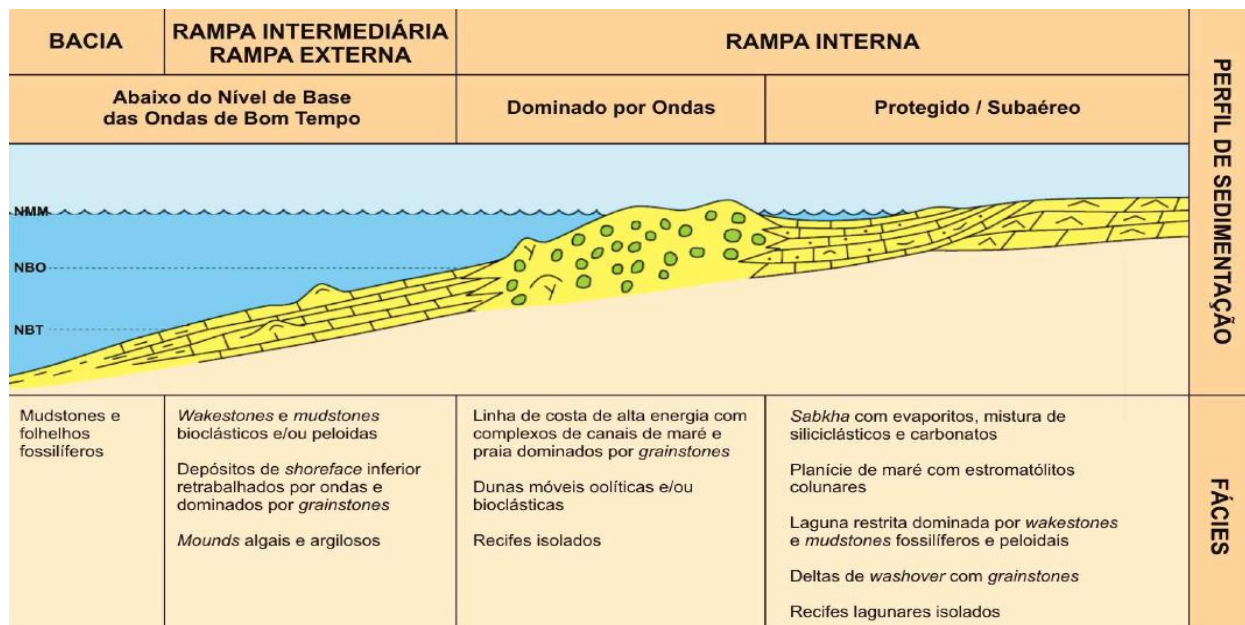


Figura 3.2 - Divisões propostas para sistemas carbonáticos com morfologia em rampa, Tucker & Wrigth (1990). Na rampa intermediária, ou externa, há formação de fácies com influência de tempestades (*storms deposits*). Figura extraída de Terra (2001).

3.2 PROCESSOS E PRODUTOS

Os processos sedimentares que predominam em regiões de talude e bacia são do tipo gravitacional, corrente de fundo e decantação (sedimentação pelágica). Aqueles que agem devido à gravidade, e serão aqui melhor discutidos, atuam em conexão gerando uma diversidade de fluxos, com propriedades que variam bastante entre si: fluidos altamente densos a correntes de turbidez de baixa densidade. Podem ser divididos em fluxos gravitacionais de massa e de sedimento (Fritz & Moore 1988).

Os fluxos gravitacionais de massa equivalem a processos de ressedimentação, no entanto, no geral, há preservação das características do depósito original (área fonte). Dividem-se em queda livre de blocos (*rockfalls*), de *creeping*, de deslizamento (*sliding*) e de escorregamentos (*slumping*). O volume maior ou menor de depósitos oriundos destes processos depende de quão íngreme é o talude, se está sujeito a sismicidade, litotipos do substrato, etc.. Os principais depósitos, e mais comuns no registro sedimentar, são de deslizamento (*slides*) e de escorregamento (*slump*). O primeiro mantêm as características do material deslizado, sem deformação interna. Envolve blocos de tamanho variados, litificados ou não, que deslizam e, às vezes, rotacionam sobre a superfície do talude. Normalmente têm planos de cisalhamento interestratal, sobretudo na superfície basal. O segundo, *slump*, apresenta clastos e blocos com deformação pervasiva. Feições como dobras e rompimentos de camadas são comuns. Em relação aos *slides*, há um aumento de desagregação de massa e a superfície de contato dos clastos com substrato geralmente é côncava.

Os fluxos gravitacionais de sedimentos constituem uma gama de fluxos formadores de misturas de sedimento + fluido que fluem com comportamento dinâmico diverso. Os fluxos são ora mais plásticos, ora mais fluidos, fator que os diferem dos fluxos hidrodinâmicos, que “carregam” sedimentos. Ocorrem em diversos tipos de sistemas, em ambientes subaéreos e subaquosos, e são os de maior importância na transferência de sedimentos para o ambiente marinho profundo. É comum encontrar produtos destes processos de forma interdigitada, atestando a coexistência destes fluxos.

Os mecanismos de transporte são suporte dos grãos pela viscosidade da matriz (coesão), interação direta entre os grãos, fluxo intergranular ascendente dos fluidos, suspensão (devida à turbulência), saltação e tração. Todos têm em comum a presença de ignição a partir da própria

carga sedimentar, em diferentes situações: transporte “seco”, ou seja, grão a grão, ou denso, com participação significativa de fluidos.

A classificação dos fluidos gravitacionais de sedimentos a partir do comportamento reológico e principais mecanismo de suporte pode ser vista em Lowe (2008). A partir da análise do comportamento reológico/dinâmico do material (se fluido, plástico ou intermediário, do tipo transicional), este autor elencou os principais mecanismos de suporte de sedimentos e o tipo de fluxo daí gerado (Tabela 3.3). As características gerais de cada tipo de fluxo serão apresentadas em seguida.

Tabela 3.3 - Classificação dos fluidos gravitacionais de sedimentos a partir do comportamento reológico. Adaptado de Lowe (2008).

Comportamento dinâmico	Mecanismo de suporte de sedimento	Tipo de fluxo	
Fluido	Turbulência	Corrente de turbidez	
	Movimento ascendente de fluidos	Fluidos liquefeitos e/ou fluidizados	
Transicional	Transicional	“Slurry Flow”	
Plástico	Colisão entre os grãos (por fricção)	Fluxo de detritos	Fluxo de grãos
	Coesão entre os grãos tamanho argila		Fluxos de detritos coesivos

» *Correntes de Turbidez*

Ocorrem em áreas subaquosas, com declive acentuado. Resultam sobretudo da turbulência desencadeada a partir de fenômenos naturais, em geral, de curta duração como deslizamentos e/ou escorregamentos de blocos com grandes dimensões. Muitas destas quedas são provocadas por terremotos e há muitos exemplos no Recente que suportam esta tese, já que demonstram que existe ligação direta entre instabilidades de áreas mais proximais, nos taludes, e a geração de turbulência e, por conseguinte, correntes de turbidez bacía afora. Tempestades também têm sido apontadas como um dos fatores de impulsão para tais correntes.

No caso de plataformas carbonáticas, Lima (2008) sugere que taludes com perfis muito íngremes e carga sedimentar excessiva facilitam a incisão de colapsos. Posamentier & Walker (2006) e Mutti *et al.* (2003, 2007) ressaltam a importância de outros estopins para as correntes de turbidez. Segundo estes autores, dinâmicas de cheias fluviais são responsáveis por correntes de turbidez de grandes proporções volumétrica e com ampla ocorrência areal.

Sob a ótica de configurações do tipo talude/bacia, admite-se que, havendo a ignição em algum ponto proximal da bacia, a turbulência é mantida declive abaixo, num movimento contínuo, com direção às regiões mais bacinais, e promove uma “mistura” de sedimentos e água. Quanto mais sedimentos finos houver nesta mistura, maior será a densidade da corrente e o deslocamento do sedimento na bacia, pois isto acarreta em maior turbulência na camada superior do fluxo e redução de atrito na camada basal. Diz-se então que esta é uma “mistura” eficiente, visto que o conceito de eficiência aí embutido diz respeito à habilidade da corrente em carregar determinado volume de sedimentos gradiente abaixo e segregar sua população de grãos em diferentes fácies.

Análises dessa natureza permitiram deduzir que, na realidade, a corrente de turbidez deve ser estudada como um fluxo bipartido, com diferentes densidades e eficiências (Tinterri *et al.* 2003). A camada basal é mais densa e menos eficiente enquanto a superior apresenta baixa densidade e maior eficiência. A Figura 3.3 sintetiza o comportamento do fluxo bipartido que caracteriza as correntes de turbidez.

Os depósitos originados por correntes de turbidez respondem ao tipo de fluxo e os processos associados: variam de fácies com granulação grossa e com estruturas de tração e suspensão por turbulência a fácies com granulação fina a muito fina, depositadas por decantação. O primeiro modelo de fácies para depósitos turbidíticos foi proposto por Bouma (1962) - Figura 3.4. Trata-se de uma sequência idealizada, dividida em cinco fácies, que fora baseada em turbiditos de baixa densidade que afloram nos Alpes franceses. Atualmente a distribuição fácies/processos de correntes de turbidez mais aceita é a de Mutti (1992) - *in* Della Fávera (2001) - Figura 3.5. Os diferentes tipos de sistemas turbidíticos (*foredeep*, prodelta, misto, canal meandrante, canal-*levee*) refletem o volume de sedimentos disponíveis, controles tectônicos, além de aspectos como, por exemplo, composição textural. Assim, têm íntima relação com a área fonte de que se originam (Mutti *et al.* 2003).

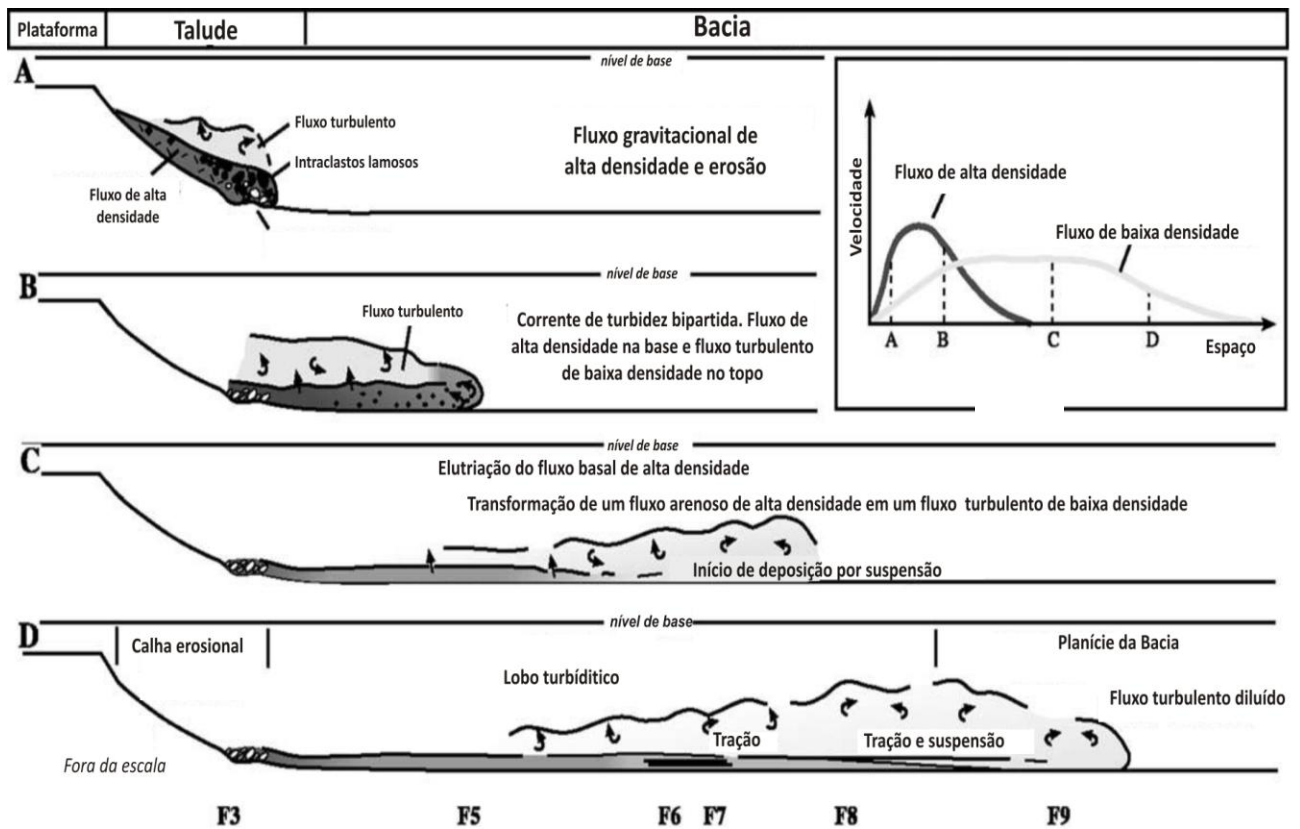


Figura 3.3 - Principais processos erosivos e deposicionais associados com a curva descendente de evolução de uma corrente de turbidez ideal. Em A, fluxo de alta densidade erode o substrato. A ilustração B, representa a corrente de turbidez bipartida que evolui para o cenário C, em que há a transformação de fluxos densos em fluxos com menor densidade. Em D, tem-se representada a distribuição de fácies depositadas devido à desaceleração da corrente. Figura extraída de Mutti *et al.* (2003).

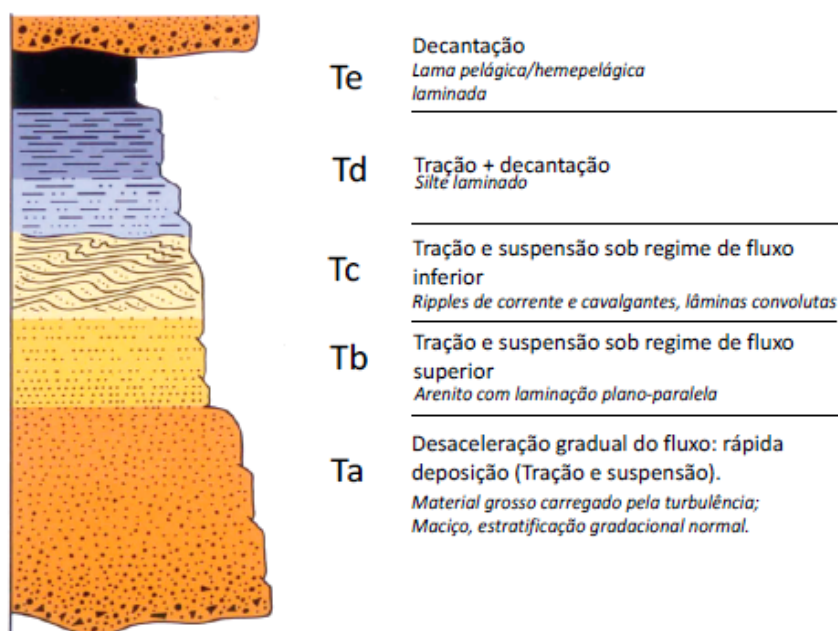


Figura 3.4 - Sequência idealizada por Bouma (1962): fácies associadas (Ta - Te), produtos e processos principais. A interpretação dos processos está baseada em Mutti (1992) - *apud* Della Fávera (2001). Figura extraída de Posamentier & Walker (2006).

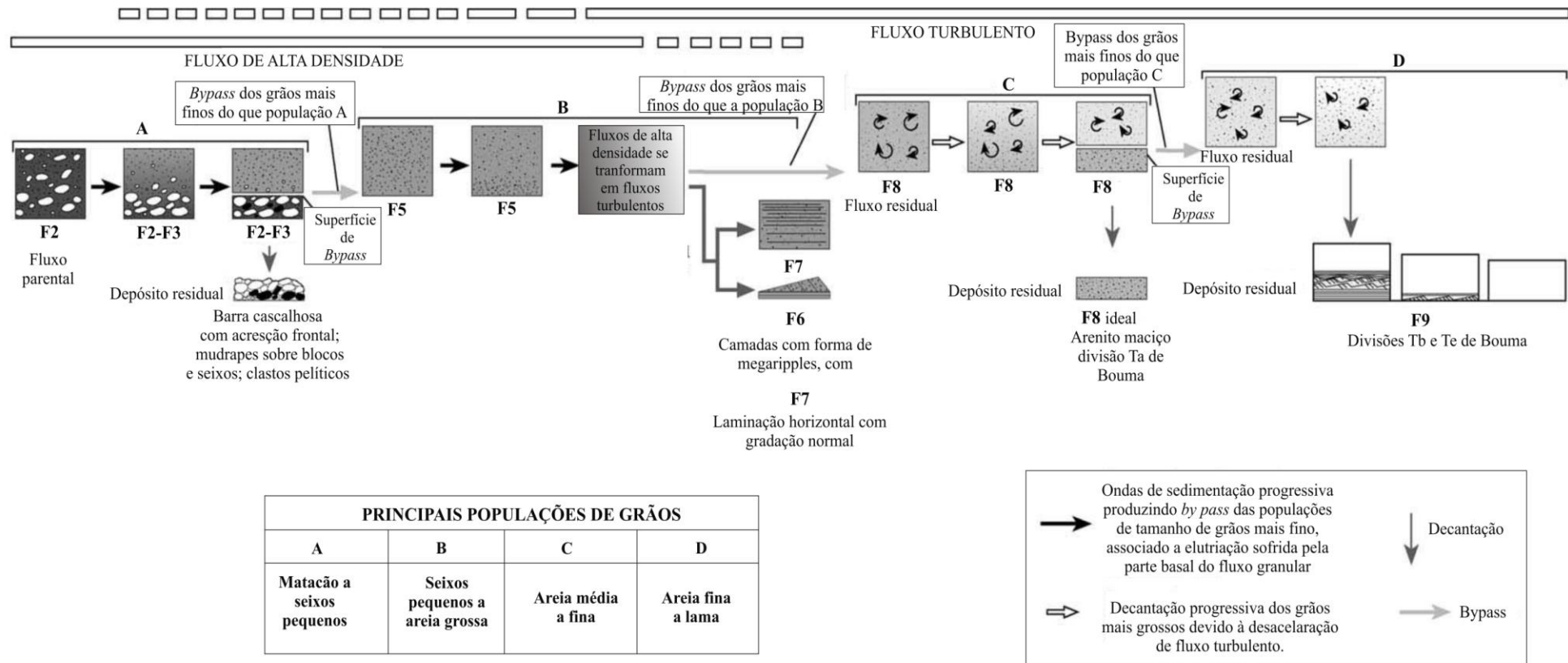


Figura 3.5 - Fácies turbidíticas e principais populações de grãos em resposta a uma corrente de turbidez ideal. As fácies F2 a F5 estão associadas com fluxos densos e as fácies F6 a F8 resultam da transição de fluxos de alta densidade para os de baixa densidade, agrupadas em F9 (Mutti 1999 *in* Mutti *et al.* 2003).

» ***Fluxos fluidizados/liquefeitos***

Lowe (1982) - *in* D'Ávila *et al.* (2008) - subdivide fluxos em fluidizados e liquefeitos, conforme o suporte dos grãos pelos fluidos intersticiais, se total ou parcial. No entanto, em geral, no registro sedimentar é muito difícil distinguir entre um processo e outro, por isso comumente são tratados sob uma mesma designação, “fluidizados/liquefeitos”.

Este tipo de fluxo ocorre quando o principal mecanismo mantenedor, ou de suporte, resulta do movimento ascendente de fluidos através de sedimentos que apresentam elevada concentração de fluidos. Esta ascensão é viabilizada por instabilidades no substrato, como sismo e sobrecarga sedimentar, e pode incidir inclusive em regiões com declives muito suaves (~3 a 10°). Os depósitos resultantes são maciços e comumente exibem estruturas de escape de fluidos como convolutas, chaminés e vulcões de areia, *dish* e *pillar*, que se formam quando colunas de água se movem através do sedimento, durante a desidratação. Conforme Fritz & Moore (1988), sedimentos grossos (areias e cascalhos) não se fluidizam facilmente, devido à grande quantidade de poros conectados, à boa compactação e às próprias dimensões dos grãos, por isto somente fácies com granulação areia fina a média podem estar associadas com este tipo de fluxo.

» ***“Slurry Flow”***

Fluxos que apresentam caráter transicional entre comportamento dinâmico fluido e plástico são chamados de *Slurry Flow* (Lowe & Guy (2000) - *in* D'Ávila 2008). Estes fluxos têm tanto o efeito da turbulência quanto da coesão da matriz e seus produtos exibem feições de correntes de turbidez e de fluxo de detritos coesivos.

Um modelo esquemático de depósito do tipo *Slurry* foi proposto por Lowe (2008): A base de o registro sedimentar é formada por conglomerado clastos-suportado enquanto fácies do tipo matriz-suportada predominam no topo (Figura 3.6). De acordo com D'Ávila *et al.* (2008) e Lowe (2008), existem três tipos de fluxos tipo *Slurry*:

1) Associado a fluxo de detrito que se torna turbulento. Neste caso, clastos grandes são suportados pelo fluxo turbulento e depositados como uma camada basal, em consequência do declínio do fluxo;

2) Associado a fluxos gerados junto à cabeça de uma corrente de turbidez, que gradam, em direção a cauda, para fluxos com comportamento similar ao fluxo de detritos rico em lama, dominados pela coesão da matriz;

3) Associado a fluxos turbulentos que propiciam a desagregação de fragmentos lamosos e produz um fluxo laminar e coesivo próximo à carga de fundo.

De acordo com Lowe (2008), quando os períodos de deposição de correntes de turbidez alternam com intervalos de atividade de fluxos de detritos, muitas vezes há obliteração dos elementos deposicionais da fase de turbulência, por isto D'Ávila *et al.* (2008) supõem que muitos *Slurry flows* tratam-se, de fato, de depósitos de correntes de turbidez que erodiram material lamoso pouco consolidado.

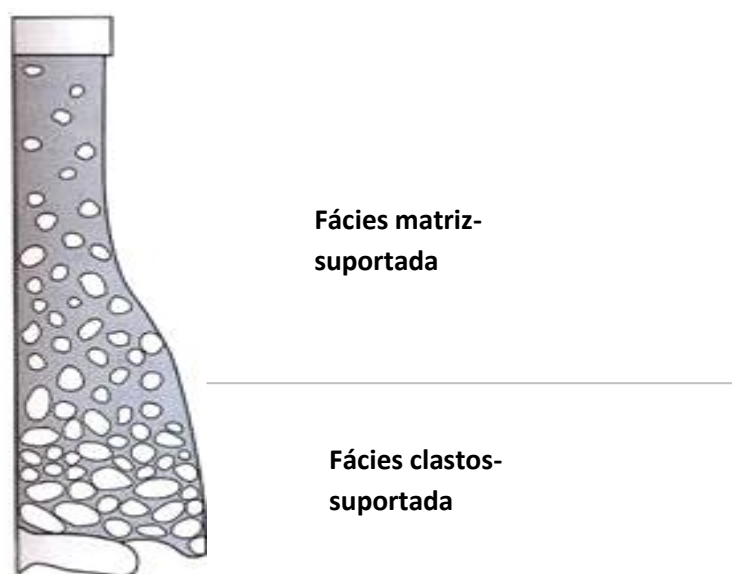


Figura 3.6 - Modelo esquemático de distribuição de fácies em depósito do tipo *Slurry flow*. A base é formada por conglomerado clastos-suportado enquanto fácies do tipo matriz-suportada predominam no topo. Figura extraída de D'Ávila *et al.* (2008).

» *Fluxos de detritos*

Conforme Lowe (2008), a partir do mecanismo de suporte do sedimento, fluxos de detritos podem ser subdivididos em fluxos de grãos e fluxos de detritos. ***Fluxos de grãos*** resultam da interação entre partículas viabilizada em fluxos com elevado grau de concentração. As colisões entre os grãos geram uma pressão dispersiva, que mantêm o fluxo e os fluidos intersticiais (ar ou água), presentes nos poros entre os grãos, facilitam o movimento das partículas. Como estes fluidos são “invisíveis”, este mecanismo é denominado de fluxo grão-a-grão. A presença de

materiais finos entre os grãos dificulta este processo por isto este tipo de fluxo é exclusivo de sedimentos muito bem selecionados. Resultam em depósitos com pouca espessura (< 5 cm), amalgamados, muitas vezes associados às correntes de turbidez de alta densidade. Os principais litotipos são arenitos e conglomerados, sem matriz, e com gradação inversa. São acionados quando os sedimentos estão acumulados acima do ângulo de repouso - que varia de acordo com ambiente - subaéreo ou subaquoso - e tamanho dos grãos.







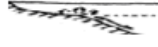

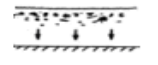

Os *Fluxos de detritos* têm como mecanismo de suporte a força coesiva da matriz. Clastos maiores, de dimensões métricas a decamétricas, são suportados pela alta viscosidade e densidade da matriz formada por uma “mistura” de sedimentos e água. De acordo com Fritz & Moore (1988), podem ser do tipo fluxo de lama e fluxo de detritos, propriamente ditos. No primeiro caso, a matriz é formada por volume substancial de sedimentos na granulação argila e silte que, misturados à água, “carregam” partículas mal selecionadas (grânulos a clastos). Formam depósitos matriz-suportados (diamictitos, paraconglomerados), geralmente maciços devido à ausência de turbulência ou processos trativos, mas também podem conter importantes superfícies de cisalhamento.

Os fluxos de detritos se formam quando a concentração de clastos na matriz é suficiente para que haja contato entre eles, porém a matriz continua agindo como agente transportador. Teores muito baixos de argila (~3%) já permitem a redução do atrito e possibilitam a sustentação dos fluxos por coesão. Os depósitos normalmente são clasto-suportados (ortoconglomerados, brechas). Conforme D’Ávila (2008), estruturas trativas podem ocorrer no topo de depósitos de fluxos de detritos como resultado do retrabalhamento por fluxos aero ou hidrodinâmicos. Estes depósitos não são eficientes em erodir o substrato.

Amiúde os depósitos de matriz gravitacional são retrabalhados por correntes de fundo oceânico e interatuam diretamente com processos de sedimentação pelágica e hemipelágica, muitas vezes de forma concomitante (Stow & Mayall 2000). A Tabela 3.4 reúne os principais parâmetros de taludes carbonáticos como padrão deposicional, declividade máxima, etc., e os compara com taludes dominados por grãos siliciclásticos e a Figura 3.7 ilustra as principais fácies e distribuição em sistema carbonático no contexto de plataforma com borda.

Tabela 3.4 - Comparação entre taludes carbonáticos e siliciclásticos. Extraído de Playton *et al.* (2010).

<i>Tipo de sedimento</i> <i>Características do Talude</i>	SILICICLÁSTICO	CARBONÁTICO
Granulação dominante	Argila a areia (μm - mm)	Argila a matacão (μm - m)
Características dos grãos tamanho areia	Formas angulares - esféricas. Porosidades intragranular primária e microporosidade não são comuns	Formas irregulares - esféricas. Porosidades intragranular primária e microporosidade comuns
Características dos grãos tamanho argila	Formas micáceas, lamelares. Alta coesão	Cristais de aragonita e restos biológicos de organismos plantônicos. Menor coesão
Proveniência predominante	Continental	Topo, borda e talude de plataforma
Processos predominantes	Correntes de turbidez, decantação e, em menor proporção, fluxo de detritos e fluxos concentrados	Queda de blocos, fluxo de detritos, fluxo (hiper) concentrado, correntes de turbidez, decantação
Litificação precoce	Rara	Comum. Cimentação marinha
Potencial para comportamento frágil (rúptil) e/ou colapsos gravitacionais	Baixo: Ausência de litificação e fragmentos mais grosso são incomuns	Alto: Litificação precoce e altos gradientes. Presença de fragmentos grossos (matações, blocos)
Máxima declividade	Ressedimentação: 3 - 6°	Ressedimentação: 35 - 40° Autóctone: 90°
Dispersão dos sedimentos	Fonte pontual modificada a partir do retrabalhamento da linha de costa	Múltiplas fontes/linear alimentando a bacia
Padrão deposicional	Descontínuo ao <i>Strike</i> . Complexos de leque submarinos são comuns no sopé do talude e bacia. Predomínio de grãos finos	Contínuo ao <i>Strike</i> . Sedimentos finos a grossos em geometria do tipo <i>slope-aprons</i> . Complexos de leque submarinos são pouco comuns

	Processos <i>Ressedimentação</i>	Características	Depósitos	Principais fácies e estruturas típicas em sistemas carbonáticos/mistos do tipo plataforma com borda*	Locais com maior incidência *
1	Queda de blocos		Olistolitos Depósitos de avalanche ou Olistostomas	Cisalhamento interestratal Megabrechas com blocos exóticos Dobras e rompimentos de camadas são comuns "Lamitos" Brechas sedimentares com clatos de recife. Rochas com granulação areia	A
	<i>Creep</i>		Depósitos de <i>Creep</i>		
	De deslizamento (<i>sliding</i>)		Depósitos de deslizamento (<i>slides</i>)		
	De escorregamento (<i>slumping</i>)		Depósitos de escorregamento (<i>slump</i>)		
2	Fluxo de detritos (<i>Debris Flow</i>)		Debritos De fluxo de grãos De fluxo fluidizado	Diamictito, coesivo ou não.	B
	Correntes de turbidez (Alta e baixa densidades)		Depósitos associados a sistemas turbidíticos		
3	Correntes de fundo		Depósitos com estruturas trativas (<i>Normal current deposit</i>)	Rochas com granulação fina a muito fina. Laminação horizontal ou cruzada de baixo ângulo. Ritmito.	C
	Corrente de contorno		Contornitos		
4	Decantação e peletização		Pelagitos Hemipelagitos	<i>Black-shale</i> ou siltito com carbonatos de granulação muito fina (calcisiltito, e.g.). Laminações milimétricas e ritmicas. <i>Ripples cross lamination</i> .	D
	Processos autigênicos		Depósitos químico e biogênicos		

Processo dominante

Ressedimentação

- 1** Fluxo gravitacional de massa
- 2** Fluxo gravitacional de sedimento

- 3** Correntes de fundo
- 4** Sedimentação pelágica

Locais de maior incidência

* De acordo com Wilson (1975); Terra (2001); Lima (2008)

- A** Piemonte do Talude (*Foreslope*)
- B** Margem de plataforma profunda (*Deep shelf margin*)
- C** Mar aberto (*Open sea shelf*)
- D** Bacia (*Basin*)

Figura 3.7 - Processos dominantes em sedimentação de águas profundas. Principais fácies e distribuição em sistema carbonático no contexto de plataforma com borda. Adaptada de Stow *et al.* (1996). Fácies e locais de incidência estão de acordo com Wilson (1975), Terra (2001), Lima (2008).

CAPÍTULO 4

FÁCIES, ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES, SISTEMAS E SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

4.1 INTRODUÇÃO E ASPECTOS METODOLÓGICOS

Fácies é um termo latino que significa um complexo de caracteres exteriores que distinguem os indivíduos. Na acepção geológica, de maneira análoga, o seu emprego imputa à rocha características, de natureza genética ou não, que servirão de parâmetros para sua diferenciação. A utilização deste termo em estudos estratigráficos remonta ao século XIX, quando foi introduzido por Gressly (1838 *apud* Walker 2006) e tem sido de grande valia na individualização de rochas sedimentares.

A definição mais usual para fácies é aquela verificada em Reading (1996). Para este autor, fácies é um corpo de rocha (camada ou múltiplas camadas) com características específicas. Estas características são representadas por parâmetros diagnósticos como cor, tamanho do grão, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis e paleocorrentes. A correta descrição destes parâmetros, o estado de conservação da rocha sob análise e o volume de dados disponíveis darão maior ou menor confiabilidade à análise sedimentológica.

Nessa pesquisa, o código usado para diferenciar as fácies é similar à metodologia proposta por Miall (1996), no entanto, a primeira letra, maiúscula, indica o litotipo - e não o tamanho do grão - enquanto as letras adicionais, em minúsculo, reportam alguma característica conspícua à fácies analisada. Assim, por exemplo, um arenito fino com estratificação plano-paralela é referido como *Ap*. O arcabouço para as análises sedimentológicas/estratigráficas foi obtido utilizando-se da sistemática estabelecida em Walker & James (1992) - Figura 4.1. Para este autor, a individualização de fácies deve incluir a descrição dos parâmetros diagnósticos anteriormente citados, o que irá permitir inferir sobre os processos atuantes durante a deposição.

Definidas as fácies, e entendidos os processos, estabelece-se um agrupamento de fácies co-genéticas, ou seja, uma associação de fácies com correlação lateral e/ou vertical e implicações ambientais possíveis. O conceito de associação de fácies foi originalmente discutido no trabalho de Collinson (1969 *in* Walker & James 1992) e, desde então, tem sido largamente empregado em estudos sedimentológicos/estratigráficos.

Sistema deposicional, *sensu* Brown & Fisher (1977) e Posamentier *et al.* (1988), denota uma assembléia tridimensional de fácies, geneticamente relacionadas por processos ativos (modernos) ou inferidos (antigos) e por ambiente deposicional comum. Dessa forma, estabelecidas as associações de fácies, pode o intérprete sugerir um sistema deposicional para o registro sedimentar analisado.

Muitas vezes, determinada associação faciológica contém informações *sui generis* que poderão facultar a subdivisão morfológica de um determinado sistema deposicional. Como exemplo, cita-se o “canal fluvial”, que tem uma combinação faciológica típica e geométrica característica (Miall 1985). Nestes casos, falar-se-á em elemento arquitetural ou subsistema (discussão em Walker & James 1992).

O conceito de elemento arquitetural enfatiza a geometria tridimensional das associações de fácies e tem uma aplicação mais universal: “*morphological subdivision of a particular depositional system characterized by a distinctive assemblage of facies, facies geometries, and depositional processes*” - Walker & James (*op cit*).

A inferência de um modelo deposicional, por sua vez, resulta da síntese de todas as relações e análises genéticas e tridimensionais das fácies. Estas relações são baseadas em dados do Recente e registros sedimentares antigos. O modelo fornecerá um arcabouço geral, comumente em forma de blocos-diagrama, e permitirá a observação da relação entre os diferentes paleoambientes. O modelo deposicional para as formações Morro do Calcário e Lapa, na área estudada, será apresentado e discutido no Capítulo 6, pois a sua proposição baseia-se nos dados aqui apresentados e em informações adicionais presentes no próximo capítulo.

O fluxograma que norteou as análises sedimentológicas e estratigráficas realizadas nesse trabalho pode ser visualizado na Figura 4.1.

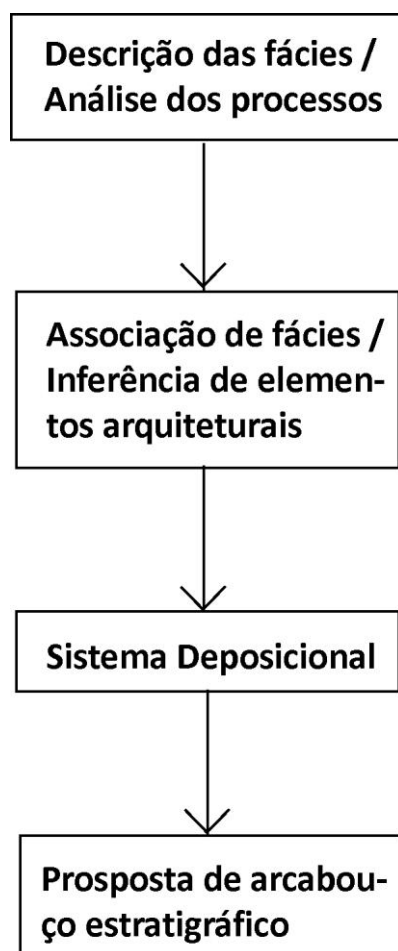


Figura 4.1 - Fluxograma adotado nas análises sedimentológicas e estratigráficas.

O arcabouço estratigráfico sugerido no final desse capítulo tem como base os preceitos da Estratigrafia de Sequências (ES) e utiliza o modelo de sequência “T-R” (ciclos transgressivos-regressivos), proposto por Embry & Johannessen (1992). Vale ressaltar que, apesar de usual entre geocientistas na academia, indústria e organizações governamentais, a ES não possui, até a presente data, definições formalizadas em guias ou códigos estratigráficos (Catuneanu *et al.* 2009) sendo plausível afirmar que o método está em fase de consolidação. As discussões para formalizar, ou não, a ES no âmbito das Geociências estão sendo dirigidas pela International Commission on Stratigraphy (IUGS) e International Working Group on Sequence Stratigraphy (IWGSS).

De uma maneira geral, as premissas básicas da ES firmam-se na admissão do caráter cíclico das sucessões estratigráficas (ciclos transgressivos-regressivos) e que o preenchimento de uma bacia

é controlado pelas variações do nível de base ao longo do tempo. Desta forma, o método estratigráfico ES analisa a resposta de o registro sedimentar às variações do nível de base e os padrões de empilhamento estratais dali resultantes (balizados por um controle cronológico). Padrões de empilhamento estratal, por sua vez, são construídos em resposta à interação da acomodação (espaço disponível) e sedimentação, e refletem a combinação de tendências deposicionais (*trends* deposicionais). As definições e conceitos da ES em vigor estão amplamente discutidos em Catuneanu (2006) e Catunenau *et al.* (2009).

Catuneanu (2006) considera as superfícies estratigráficas como chaves da Estratigrafia de Sequência (superfícies-chave) pois estabelecem fronteiras entre diferentes tipos genéticos de depósito. No modelo “T-R”, as superfícies delineadas são a superfície de máxima regressão (SMR), superfície máxima de transgressão (SMT) e o limite de sequência (LS), que irá coincidir com a SMR. Uma sequência inicia-se com padrão de empilhamento retrogradacional, representado pela incursão da transgressão marinha, a partir da SMR. A SMT representa uma modificação na disposição dos estratos que, a partir desta superfície, assume caráter progradacional - Embry & Johannessen (1992).

Conforme Brown & Fisher (1977), tratos dos sistemas “*são um conjunto de sistemas deposicionais contínuos e contemporâneos*”. No modelo “T-R” são propostos dois tratos: **Trato do Sistema Regressivo** e **Trato do Sistema Transgressivo**. O primeiro engloba todos os depósitos com *trend* deposicional progradacional, enquanto o segundo está associado ao desenvolvimento de depósitos com assinatura tipicamente retrogradacional. A Figura 4.2 elenca os principais eventos, trato de sistemas e superfícies-chave associadas, de acordo com o modelo de sequências “T-R”.

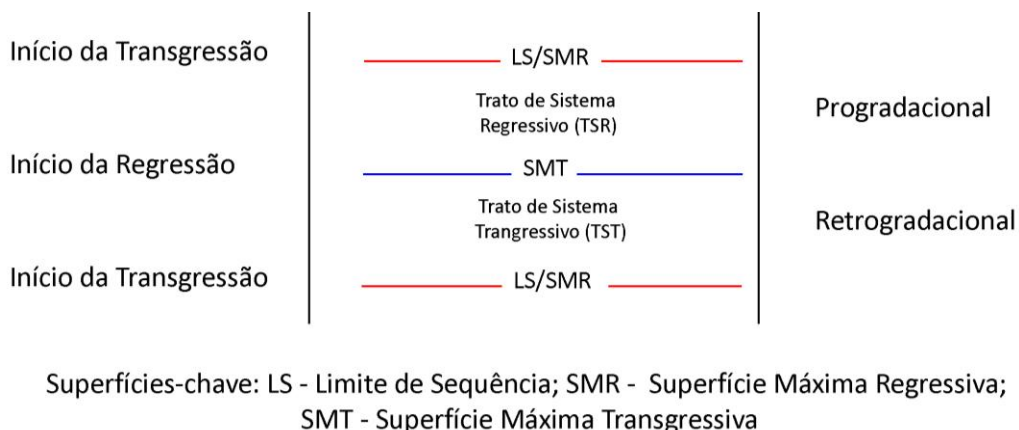


Figura 4.2 - Eventos, tratos de sistemas e superfícies-chave associadas, de acordo com o modelo de seqüências “T-R”. Figura modificada de Embry (2002).

4.2 RESULTADOS

Foram descritas 10 fácies que, agrupadas em 3 associações de fácies, forneceram informações para vínculo a 2 sistemas deposicionais diferentes. Para melhor compreensão, fácies que têm caráter essencialmente carbonático, ainda que com presença local de terrígenos, serão tratadas em separado daquelas que têm maior interação entre componentes terrígenos e carbonáticos (fácies com maior caráter misto).

A despeito de feições diagênicas, hidrotermais e deformacionais estarem presentes na área de estudo, e em variados graus de intensidade, admitiu-se nesta pesquisa algumas premissas:

- 1) Textura microespática é associada originalmente à micrita, que fora neomorfizada;
- 2) Rochas com deformação superposta (fácies tectônicas, propriamente ditas), mas em que ainda é possível o reconhecimento do protólito e textura dos grãos, foram incluídas no rol das fácies deposicionais.

A descrição das fácies foi realizada em testemunho de sondagem, furo PFF-76, e em afloramentos. As espessuras das camadas em testemunho foram obtidas com o auxílio de trena e têm maior precisão do que aquelas procedentes de seções, que foram estimadas por diferença de altitude relativa, régua estratigráfica e visadas.

A localização do furo PFF-76 e de perfil Fazenda Fagundes está na Figura 1.2, Capítulo 1, e o contexto geológico local pode ser visualizado na Figura 2.11, Capítulo 2.

4.2.1 ARCABOUÇO FACIOLÓGICO

» FÁCIES CARBONÁTICAS

Brecha carbonática maciça (Bm)

Descrição

Esta fácies ocorre em 92,50m do furo de sondagem PFF-76 e aflora nos pontos da base do perfil Fazenda Fagundes. Em afloramentos, há muita silicificação e feições de carstificação que dificultam o reconhecimento de estruturas. Por isto, a descrição abaixo está baseada sobretudo no *log* do furo.

A fácies **Bm** é caracterizada pela presença de intraclastos carbonáticos angulosos a subangulosos, localmente subarredondados, de tamanho que varia de areia a matacão, dispostos comumente de forma caótica (Figuras 4.3 - A e B - e 4.4 - A, B e C). No entanto, em alguns trechos do testemunho, há granodecrescência ascendente, com ciclos finalizando em grãos tamanho areia. A composição dos intraclastos é predominantemente de dolomito microbial, ora estromatolítico, do tipo colunar com laminações convexas, ora com estrutura grumosa (trombólitos?) - Figura 4.5 - e de dolomito maciço. Clastos de dolarenito, dololutito, laminado e maciço, e silexito também foram observados. Exceto o silexito, que apresenta cor vermelha e preta, todos os clastos descritos têm cores nas tonalidades cinza, claro a escuro, e rósea. A matriz é carbonática - micrítica na maior parte do trecho descrito e dolarenítica em trechos isolados -, apresenta cor cinza e contém grãos de quartzo angulosos, de tamanho areia a silte. Cristais finos de pirita são comumente visualizados dispersos na rocha ou formando aglomerados.

Cabe registrar que os clastos que apresentam maiores dimensões são os de dolomito microbial (intervalos de 302,85 - 305,30m e 291,35 - 294,15m). Outro quesito característico desta fácies é a ocorrência de vênulas com sulfetos (esfarelita (Sp), galena (Gn) e pirita (Py)) nos trechos de mais intenso fraturamento (Figura 4.4 A). Nestes trechos a rocha adquire aspecto brechóide.

As estruturas mais comuns são àquelas de dissolução, por vezes preenchidas com material de cor preta (betume e/ou sulfetos?). Sobressaem-se os estilólitos dispostos de forma horizontal, vertical

ou inclinados, em relação ao eixo do testemunho (Figura 4.4 C). Sob o microscópio, mais uma vez, o destaque é a presença dos estilólitos e filmes de dissolução. Por vezes essas feições delimitam o contato do clasto com a matriz ou com outro clasto, como na Figura 4.6 B.

Silicificação e dolomitização ocorrem difusas e em intensidades variadas. Em testemunho e em lâminas, a sílica substitui total ou parcialmente intraclastos, está em “bolsões” na matriz ou na forma de cimento, em poros e fraturas. Nos trechos mineralizados em Sp e Gn, a silicificação é mais intensa (Figura 4.4 A).

Em lâmina, a sílica descrita é constituída principalmente por microquartzo e quartzo com bordas irregulares, com distribuição não uniforme. Há também sílica preenchendo poros ou fraturas, como cristais de quartzo com bordas regulares, calcedônia - Figura 4.6 C e D - e, mais raramente, quartzo microcristalino.

Os cristais de dolomita (Dol) apresentam texturas variadas: desde dolomita fina a muito fina àquelas de cristalinidade maior, que preenchem fraturas. Em geral têm bordas irregulares mas formas regulares (hábito romboédrico) também foram observadas.

Interpretação

A inexistência de boas exposições que permitissem análise da geometria deposicional e aferição de continuidade lateral limita a interpretação dos processos atuantes durante a deposição desta fácies. Porém, com base nas principais características descritas anteriormente (brecha mal selecionada, baixa maturidade textural, composição dos intraclastos, etc.), no conhecimento da autora a partir de estudos regionais - que atestam a continuidade lateral desta fácies, inclusive com expressivas ocorrência areal e de espessura -, é possível inferir: 1) Esta fácies é produto de retrabalhamento de um bioherma; 2) Sua deposição se deu sob condições ambientais de alta energia; 3) Os processos responsáveis por isto possivelmente correspondem a um complexo de fluxos gravitacionais de sedimentos e de massa, ou seja, processos de ressedimentação.

As feições de dissolução descritas evidenciam compactação química atribuída ao soterramento, durante a mesodiagênese, e relacionada à deformação pós-deposicional. Silicificação e dolomitização também estão associadas à mesodiagênese. Neste caso, a sílica ocorre substituindo intraclastos e matriz, representada por quartzo e microquartzo, e como cimento (quartzo e calcedônia) enquanto a dolomitização é verificada pela presença de dolomita com cristalinidade fina a muito fina, de forma irregular.

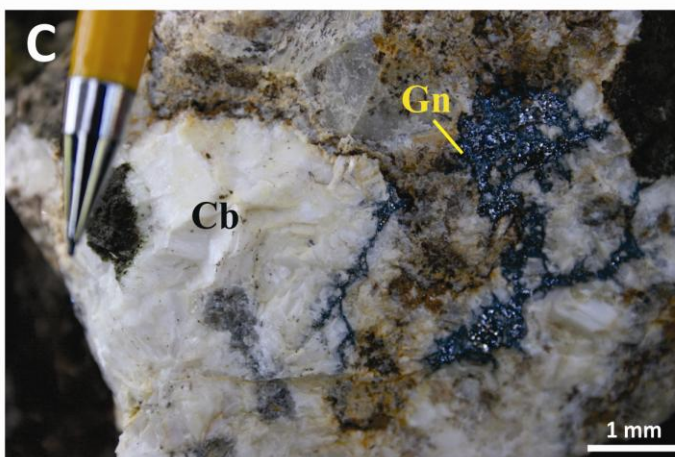
As mineralizações (Sp e Gn), minerais diretamente associados (Py, Dol de maior cristalinidade e formas regulares) e sílica contígua advêm de eventos epigenéticos relacionados com a deformação pós-deposicional, discutidos em Monteiro (2002) e Tonietto (2010).



A - Afloramento da fácies Bm.
Destaque para clasto subanguloso de dolomito microbial.



B - Matação de dolomito maciço
(seta amarela) e silicificação pervasiva (seta vermelha).



C - Vênulas com carbonato (Cb) e galena (Gn) são comuns.

Figura 4.3 - Aspectos da fácies brecha carbonática maciça (**Bm**) em afloramento.

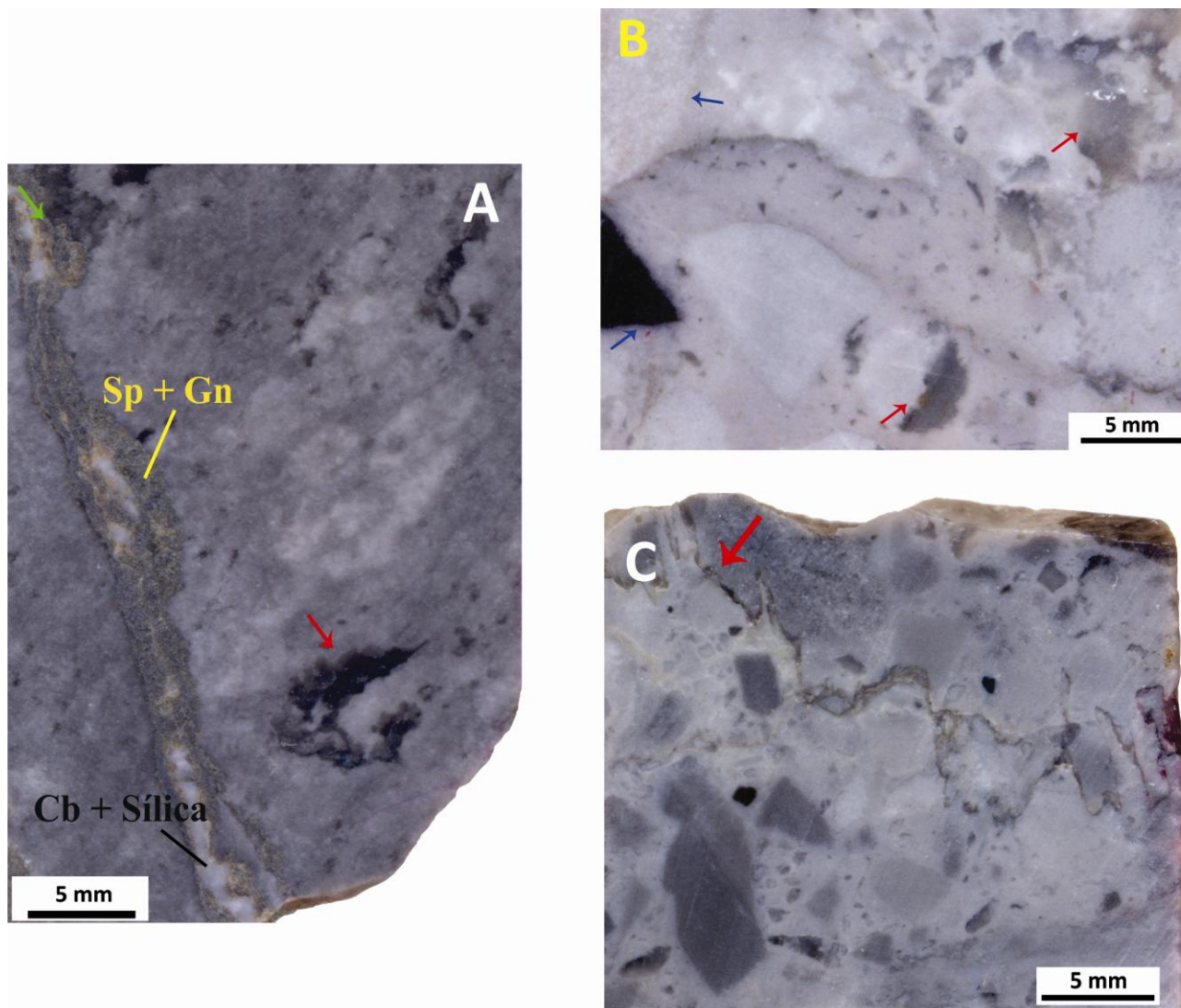


Figura 4.4 - Fotografias de detalhe da fácies brecha carbonática maciça (*Bm*) no furo PFF -76. A - Vênula mineralizada (seta verde). Esfarelita (Sp) e galena (Gn) concentram-se nas bordas e carbonato (Cb) e sílica, no centro. Nos trechos com minério há intensa silicificação (seta vermelha). Prof. 250,10m. B - Clastos variam de angulosos a subarredondados (seta azul). Silicificação é feição comum nas bordas dos clastos ou como “bolsão” (seta vermelha). Prof. 328,50m. C - Estilólitos cortam indiscriminadamente matriz e clastos (seta vermelha). Prof. 328,60m.

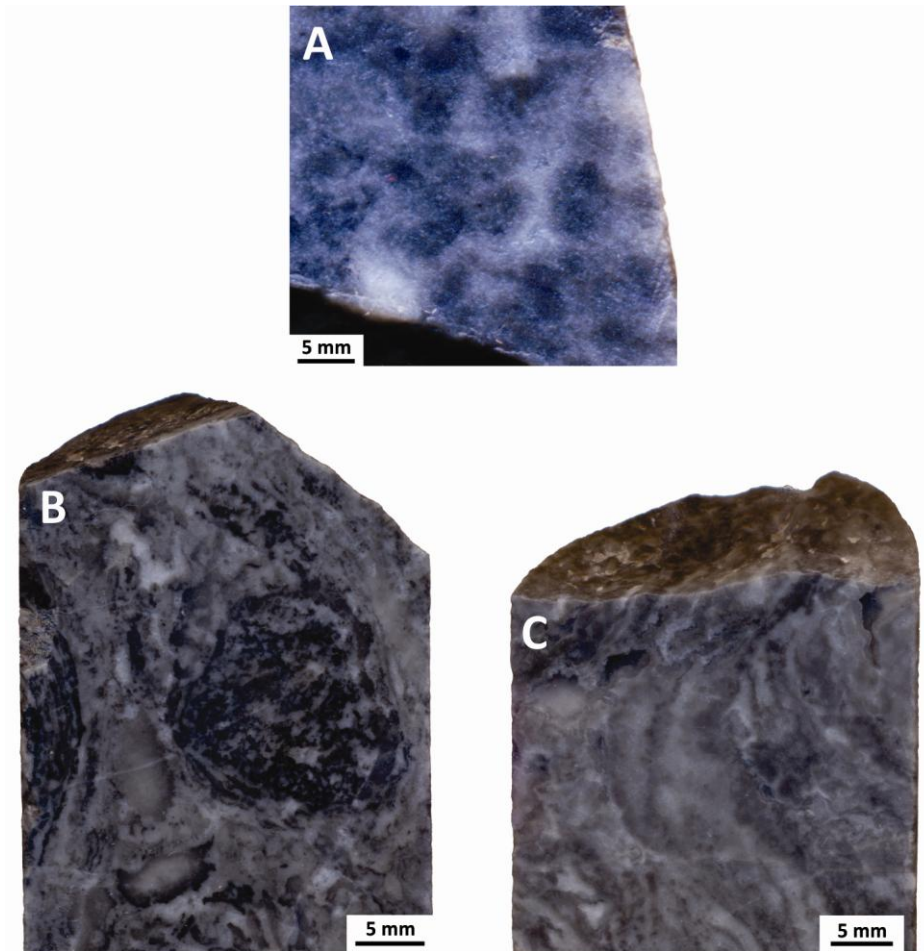


Figura 4.5 – Detalhes dos intraclastos de carbonato microbial da fácies brecha carbonática maciça (*Bm*) no intervalo de 303,10 – 302,85 metros do furo PFF-76. Em A, notar estrutura “grumosa”, possivelmente de origem microbial. Estrutura microbial do tipo estromatolito colunar é verificada em corte transversal (B) e longitudinal (C).

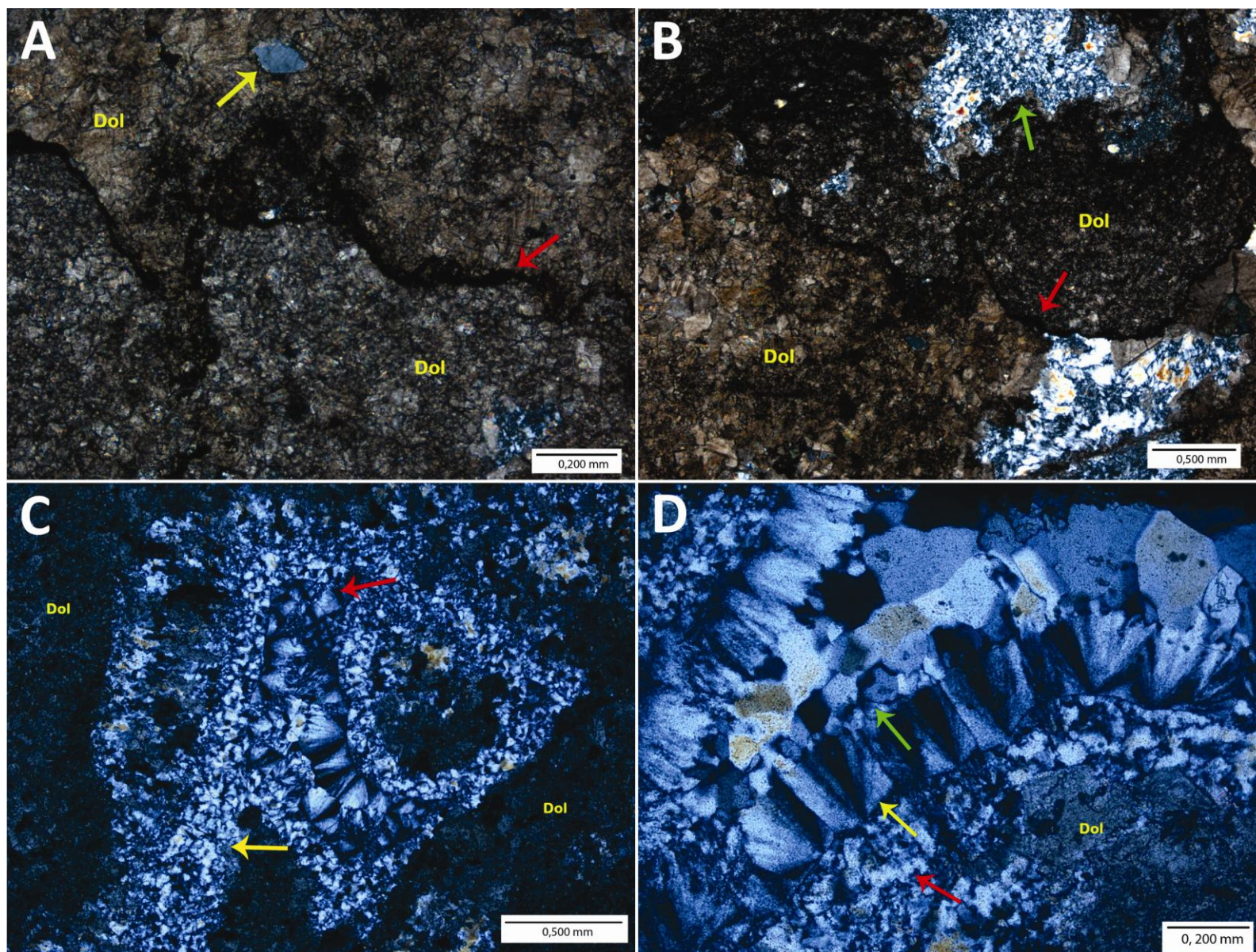


Figura 4.6 - Fotomicrografias da fácies brecha carbonática maciça (*Bm*) no furo PFF-76. **A** - Estilólito entre material dolomítico com diferentes cristalinidades (seta vermelha) e extraclasto de quartzo (seta amarela). Prof. 328,50m. NX; **B** - Estilólito no contato entre clasto de dolomito microbial, parte superior da fotomicrografia, e material dolomítico com cristalinidade grossa (seta vermelha). Espaço poroso cimentado por sílica (seta verde). Prof. 328,50m. NX; **C** - Detalhe do cimento na matriz: Cristais de calcedônia (seta vermelha) e de quartzo (seta amarela). Prof. 303m. NX; **D** - Diferentes fases de cimentação por sílica. Setas verdes e vermelhas indicam crescimento de quartzo e seta amarela indica calcedônia. Prof. 303m. NX.

Dolomito microcristalino maciço (Dmm)

Descrição

Ocorre no intervalo de 295,25 a 302,85m do furo analisado e corresponde à dolomito microcristalino, cinza claro e maciço. Em amostra de mão, as únicas estruturas distinguíveis são fraturas e feições de drusa (Figuras 4.7 - A e B). Silicificação e recristalização são intensas. Ao microscópio, nota-se a presença de filmes de dissolução, estilólitos e silicificação - representada por calcedônia (cerca de 15%), preenchendo poros e fraturas, e por quartzo. Os cristais de dolomita têm contato irregular, às vezes com embainhamentos, e cristalinidade fina a média. Cristais maiores, euédricos, têm tamanho variado (chegam a 0,3mm). Ocorrem como manchas, com forma não-planar, e desenvolvem mosaico do tipo grosso.

Interpretação

Intensa recristalização compromete a abordagem interpretativa dos processos atuantes durante a deposição desta fácies. Contudo, obedecendo à premissa assumida nessa pesquisa, considera-se que os cristais recristalizados correspondem originalmente à micrita e tiveram deposição por decantação.

As texturas de compactação química descritas têm interpretação similar à da fácies anterior: associadas a soterramento (mesodiagênese) e à deformação tectônica. A silicificação do espaço poroso pode corresponder à cimentação durante a mesodiagênese ou mesmo durante evento epigénético enquanto a dolomitização presente está associada à substituição e cimentação durante eventos mesodiagénéticos (dolomita fina a média) e epigenéticos (cristais maiores, euédricos).

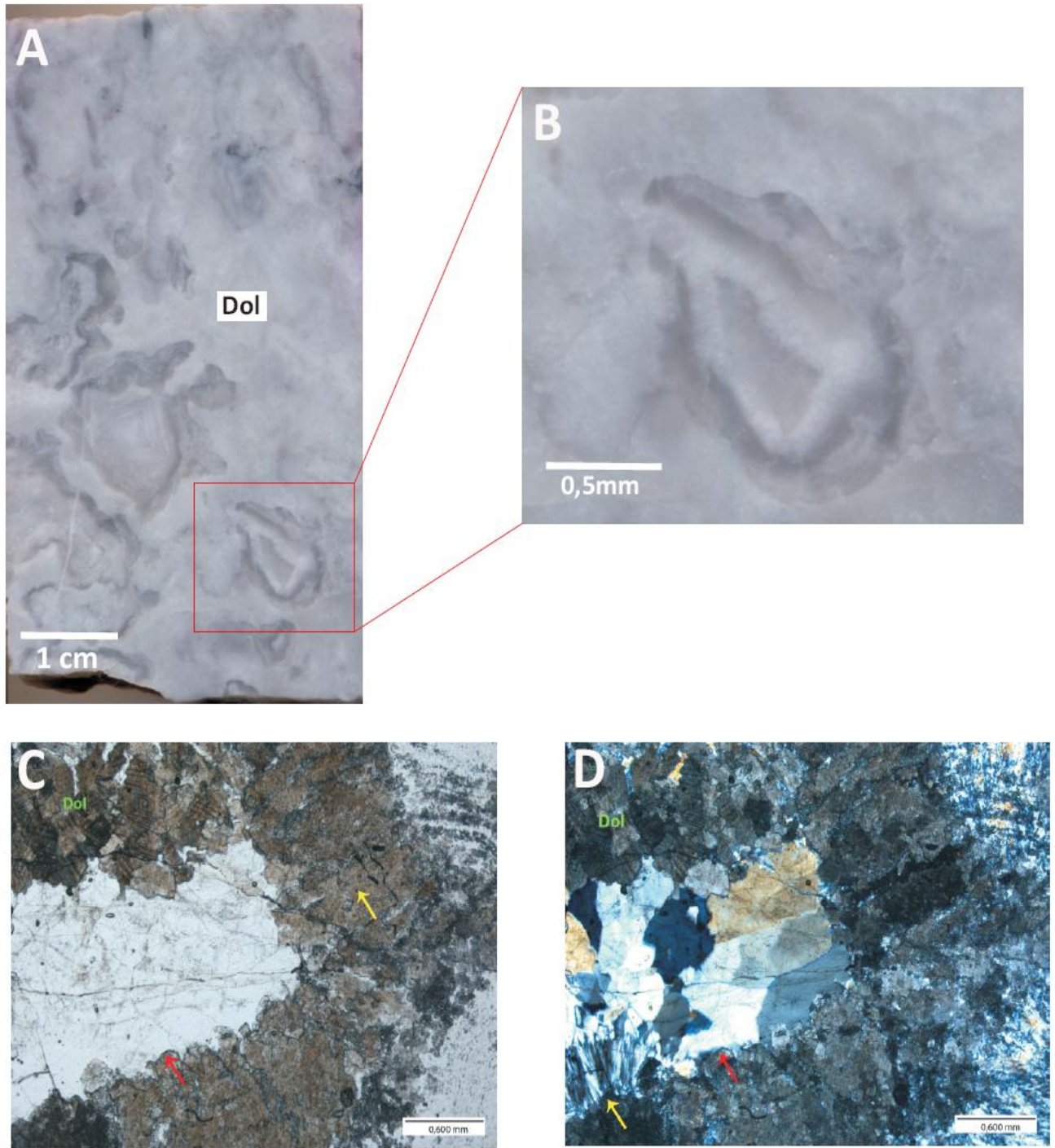


Figura 4.7 - Principais características da fácies Dolomito microcristalino maciço (*Dmm*). Destaque para feições do tipo drusa, associadas com intensa silicificação (A e B). Ao microscópio, observa-se sílica de cimentação, representada por calcedônia (seta amarela em D) e por quartzo, seta vermelha, em C e D. Fotomicrografias aos 299,55m do furo PFF-76. Em C, NP, e em D, NX.

Dololuto com intraclastos (Di)

Descrição

Presente no intervalo de 212,00 a 235,10m do furo PFF-76, esta fácies corresponde à dololuto maciço com intraclastos de carbonato, de cor cinza escuro, e de silixito, preto (Figuras 5.8 A e B). Os intraclastos estão dispersos na rocha e, em geral, são subangulosos e angulosos, centimétricos e milimétricos. Alguns são de difícil distinção, pois têm cor similar à da matriz.

Manchas brancas de dolomitas com cristalinidade grossa e contornos irregulares são feições comuns nesta fácies bem como os estilólitos dispostos de forma paralela, ou ortogonal, ao testemunho e preenchidos com material de cor preta (Figuras 5.8 A e B). Sedimento fino preenchendo cavidades (?) e associado à possível porosidade fenestral é descrito na profundidade de 212,20m (Figura 4.8 B). Sulfetos, principalmente Py, ocorrem associados às fraturas, em “bolsões” e como cristais euédricos. Nas bordas de vênulas de dolomita há Py, como cristais finos, e Sp, em pintas.

Sob o microscópio, é notável intensa dolomitização. Os cristais de dolomita são anédricos a subédricos, com predomínio de cristalinidade muito fina a fina, mas cristalinidade grossa ocorre localmente, associada a vênulas e fraturas. Os sulfetos, sobretudo Py, representam cerca de 3% da lâmina estudada, estão sob forma de cristais euédricos e, por vezes, encontram-se associados à estilólitos. As Figuras 5.8 C e D ilustram alguns dos aspectos petrográficos acima descritos.

Interpretação

Decantação é o processo atribuído para deposição da lama e geração de dololutos. No entanto, a presença de intraclastos denuncia que, mesmo imperando condições de baixa energia, pontualmente eventos de mais alta energia contribuiram na deposição da fácies **Di**. Sedimentos finos associados à porosidade fenestral, descritos na profundidade de 221,20m, são candidatos a estruturas geopetais. Assim sendo, indica que a deposição não fora *in situ* e evidencia a atuação de processos de ressedimentação.

Os sulfetos presentes (Py e Sp), em franca associação com dolomita grossa e sílica, são coevos com eventos epigenéticos atuantes na área (Monteiro 2002). Enquanto à intensa dolomitização representada por dolomita fina a muito fina, corresponde a eventos diagénéticos (mesodiagênese). As feições de compactação química são respostas aos eventos diagenéticos e à deformação tectônica.

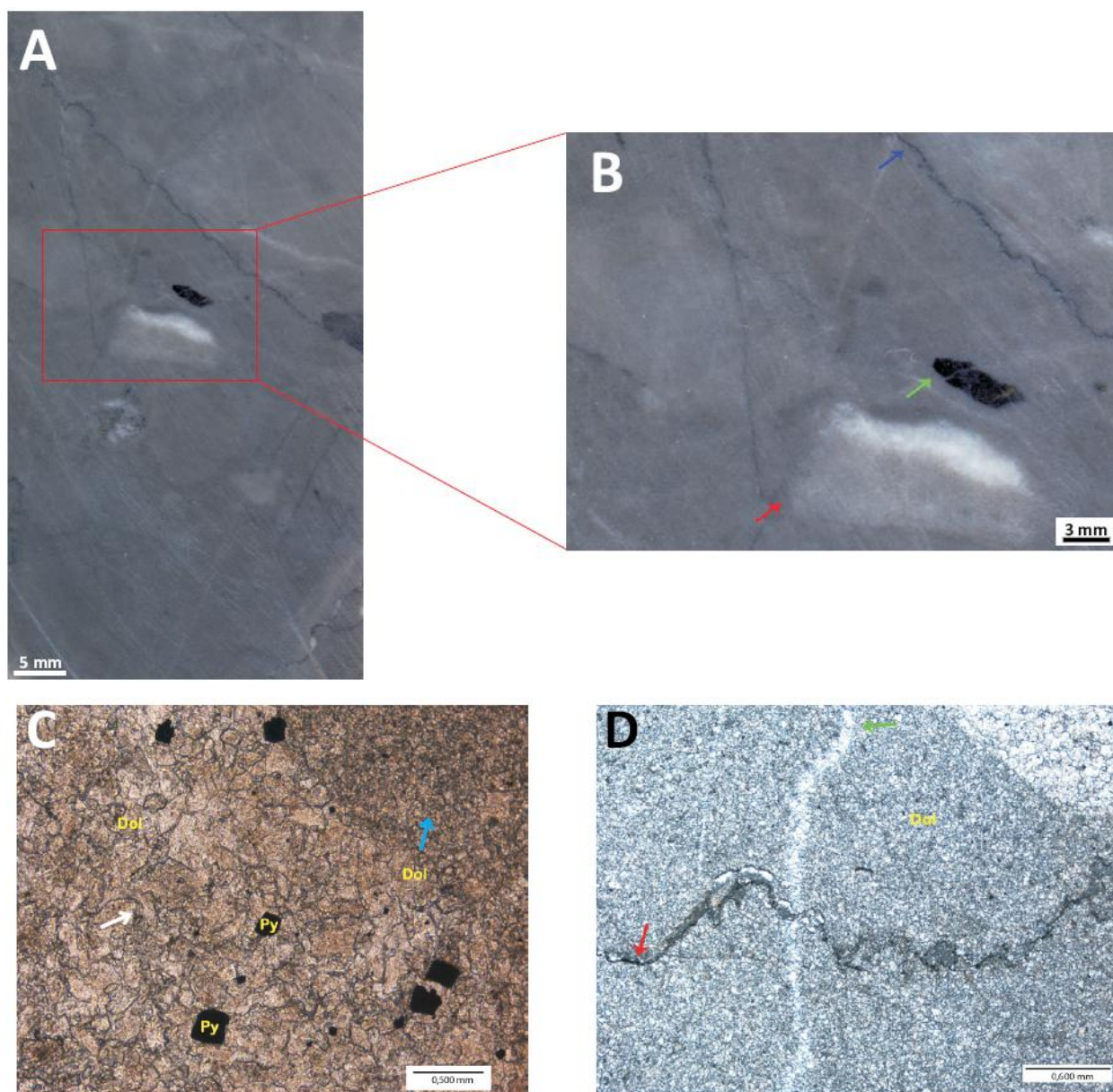


Figura 4.8 – Principais características da fácies Dolotutito com intraclastos (*Di*). Estilólitos são comuns em amostras de mão (A e seta azul em B) e na lâmina estudada (seta vermelha em D). As demais setas em B indicam intraclastos. Em C, destaque para cristais euédricos de pirita (*Py*) e dolomita (*Dol*) com cristalinidade ora fina, seta azul, ora média a grossa, seta branca. Em D, seta verde indica fratura preenchida com dolomita. Fotomicrografias aos 221,20m do furo PFF-76. Em C, NX, e em D, NP.

Dololuto laminado (DI)

Descrição

Esta fácies ocorre no intervalo de 175 a 212m do furo estudado. Corresponde à rocha de cor cinza escuro, com tons esverdeados, estrutura deposicional reconhecível, apesar de haver deformação superposta, e granulação muito fina, classificada como dololuto. Em análise macroscópica é clara a alternância entre lâminas com cores claras e escuras além de estruturas devido à deformação (micro-dobras em *kink*, falhamentos com deslocamento milimétrico). Às vezes, as lâminas estão arqueadas e, em alguns trechos, a rocha é maciça. Py em aglomerados com outro sulfeto (Gn?), às vezes paralelizados conforme a laminação, também é feição comum.

Sob microscópio, observa-se que grãos siliciclásticos são ordinários, notadamente quartzo, tamanho silte a areia fina, e mineral micáceo, de cor branca, por vezes, orientado. Py, na forma de cristais euédricos e finos, e minerais opacos - que substituem outro mineral com hábito prismático ripiforme incolor - também foram registrados. Os cristais de dolomita são anédricos e têm cristalinidade muito fina a fina.

Interpretação

Deposição por decantação de material fino é o principal processo deposicional para esta fácies. Trechos em que a rocha é maciça podem corresponder aos locais de mais intensa recristalização - que oblitera as laminações originais - e aqueles laminados em que há leve arqueamento das lâminas podem estar associados a deformações sin-deposicionais (escorregamentos, *p.e.*) ou pós-deposicionais - pois há deformação superposta. Porém, a análise pontual fornecida pelo furo não permite interpretações mais conclusivas.

Intensa dolomitização é o evento diagenético mais evidente em lâmina e provavelmente corresponde à cimentação mesodiagenética, pois é representada por dolomita fina, de forma irregular, substituindo grãos. A deformação pós-deposicional mencionada tem caráter epidérmico porque é representada por dobras do tipo *kink* e falhas com rejeito milimétrico. Esta deformação está relacionada ao ciclo tectônico do Brasiliano, estudado e discutido na área dessa dissertação por diversos autores (Monteiro (2002), Monteiro *et al.* (2009) e Tonietto (2010)), e gerou intensa circulação de fluidos hidrotermais na região. Na fácies em análise este hidrotermalismo é representado principalmente por piritização.

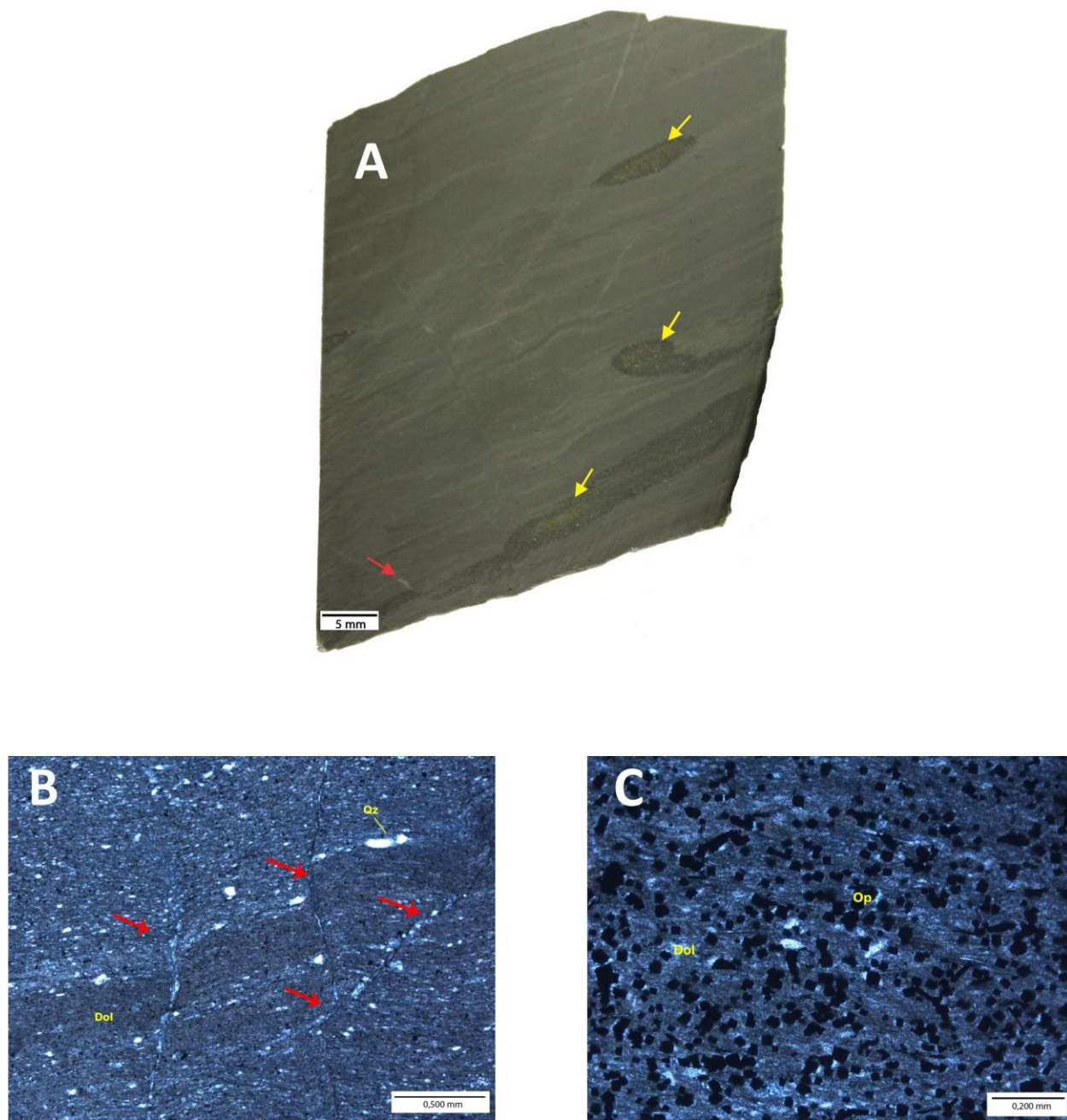


Figura 4.9 - Características macroscópicas e petrográficas da fácies dololuto laminado (*DI*). Piritização é representada por aglomerados de sulfetos (*Py + Gn*) - seta amarela em A - e cristais euédricos dispersos na rocha (*Op*) em C). A deformação superposta é verificada em amostras de mão (A) e em escala microscópica (B) - setas vermelhas. Prof. 209,70m do furo PFF-76. Fotomicrografias com NX.

Dololutito com estratificação cruzada tipo hummocky (Dh)

Descrição

Aflora apenas no perfil da fazenda Fagundes, com espessura estimada em 30m. Consiste em rocha carbonática de granulação fina a muito fina, com cores que variam de cinza-claro a cinza-escuro, quando a rocha não está alterada. As principais estruturas observadas são laminação plano-paralela e estratificação cruzada, com superfícies de truncamento de baixo ângulo ($< 10^\circ$). Laminações truncadas por onda, com baixa amplitude e, em geral, com alto comprimento de onda - estratificações cruzadas tipo *hummocky* - são descritas. Camadas com espessuras centimétricas (10 a 30 cm), amalgamadas, com topo ondulado (com convexidade para cima) e base plana a ondulada, sem evidências de erosão, mas com contato brusco (Figuras 4.10 A e B), com presença local de lentes de rocha carbonática maciça de dimensões centimétricas, também são descritas. Esta fácies apresenta geometria lobada e acamamento com mergulho médio de 10° , para SSW.

Em lâmina, corresponde a um dololutito, com filmes de dissolução e alguns grãos de quartzo, flutuantes. Estes grãos são subangulosos e subarredondados e têm tamanho silte. Cristais de dolomita têm cristalinidade fina a muito fina e são anédricos, com bordas irregulares (Figura 4.10 C). A Figura 4.10 D ilustra laminações truncadas por onda e a Figura 4.10 E mostra o detalhe destas laminações.

Interpretação

O aspecto textural da fácies denota que a deposição ocorreu em ambiente de baixa energia, enquanto a identificação de HCS sugere atuação periódica de fluxos combinados (unidirecionais e oscilatórios), com predominância de fluxos oscilatórios.

A dolomita descrita tipifica substituição e recristalização relacionadas a eventos diagenéticos durante a mesodiagênese.

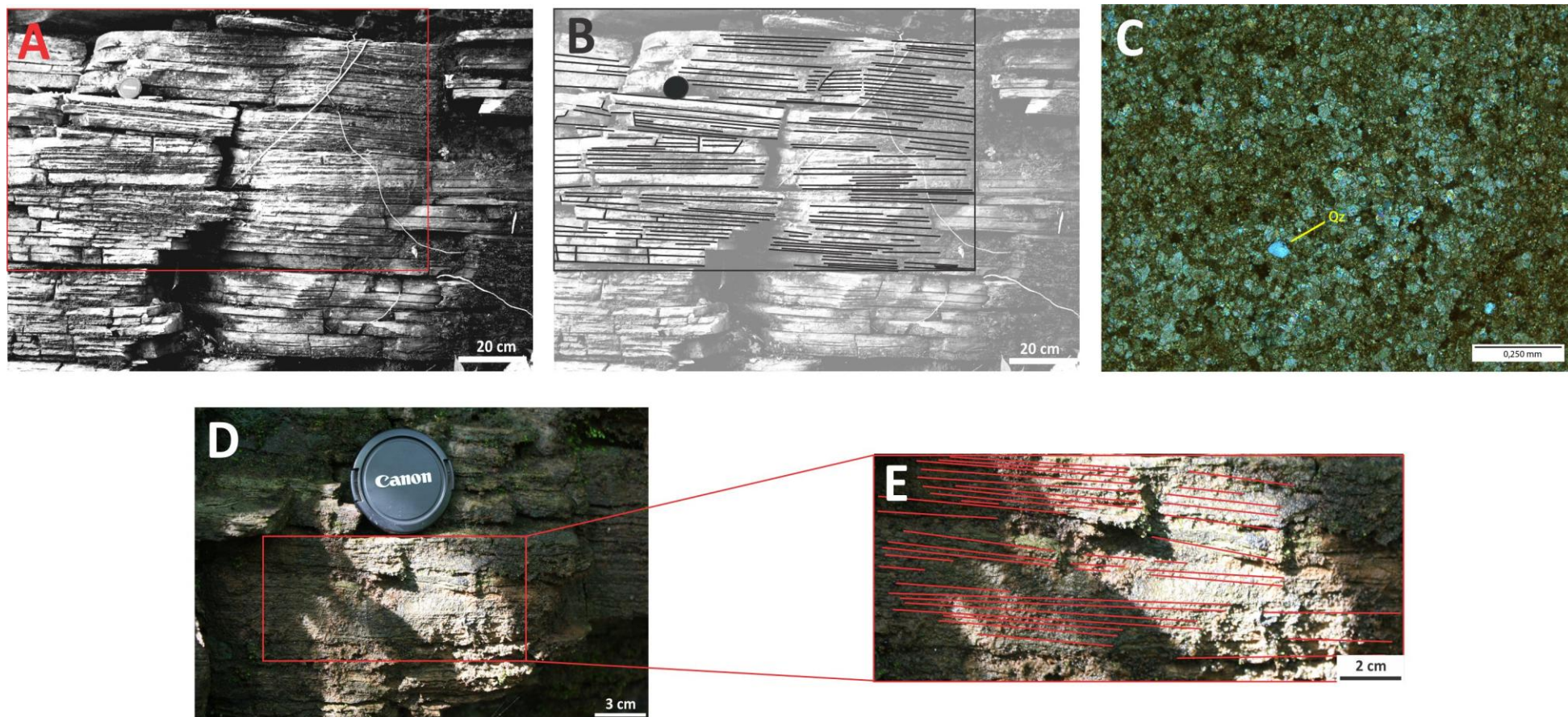


Figura 4. 10 - Estruturas e texturas da fácies Dololuto com estratificação cruzada tipo *hummocky* (HCS) - (*Dh*) . Em A, superfícies de truncamento de baixo ângulo que podem representar parte de uma estrutura tipo HCS. Em B, mesma fotografia, vetorizada. C: Aspectos texturais da fácies *Dh*: dolomita com cristalinidade fina a muito fina, opacos e grãos de quartzo flutuantes. D: Laminação truncada por onda. Em E, mesma estrutura, vetorizada.

» FÁCIES MISTAS

Pelito laminado (Pl)

Descrição

Presente no furo PFF-76, no trecho de 175 a 212m, a fácies **Pl** tem cor preta e apresenta deformação superposta. Nos trechos com estruturas primárias mais preservadas, nota-se laminação formada pela alternância de terrígenos e material muito fino, dolomitizado (?). Níveis milimétricos a centimétricos de areia fina e de brecha, com clastos milimétrico e base erosiva, são descritos. Localmente, há intensa venulação e deformações tectônicas, como micro-falhas e micro-dobras, do tipo *kink*. As vênulas são de Py, carbonatos e sílica e estão paralelas ou de forma discordante com o acamamento (Figura 4.11).

Ao microscópio, descrevem-se grãos de quartzo, cerca de 10% da lâmina, de muscovita (5%) e de feldspato potássico (1%). Todos têm tamanho médio de 0,2mm. Opacos perfazem 2% da lâmina. O difratograma de raio-X analisado em amostras dessa fácies, revela a ausência de carbonato e presença de K-feldspato e Albita - Apêndice B.

Interpretação

A laminação verificada é atribuída à alternância de processos trativos e de suspensão. Processos de fluxos gravitacionais de sedimentos podem estar relacionados com a ocorrência das brechas, no entanto, devido a pouca espessura, esta análise é meramente especulativa. A deformação superposta, que ocorre em alguns trechos, possivelmente é do tipo epidérmica, pois, no geral, há preservação de estruturas sedimentares primárias.

A dolomitização é pervasiva e atua sobretudo nos níveis com sedimento mais fino, podendo significar processos diagenéticos e/ou hidrotermais. Cristais de dolomita com cristalinidade mais grossa, preenchendo fraturas e associados à sílica, e cristais de pirita, estão associados a eventos epigenéticos.

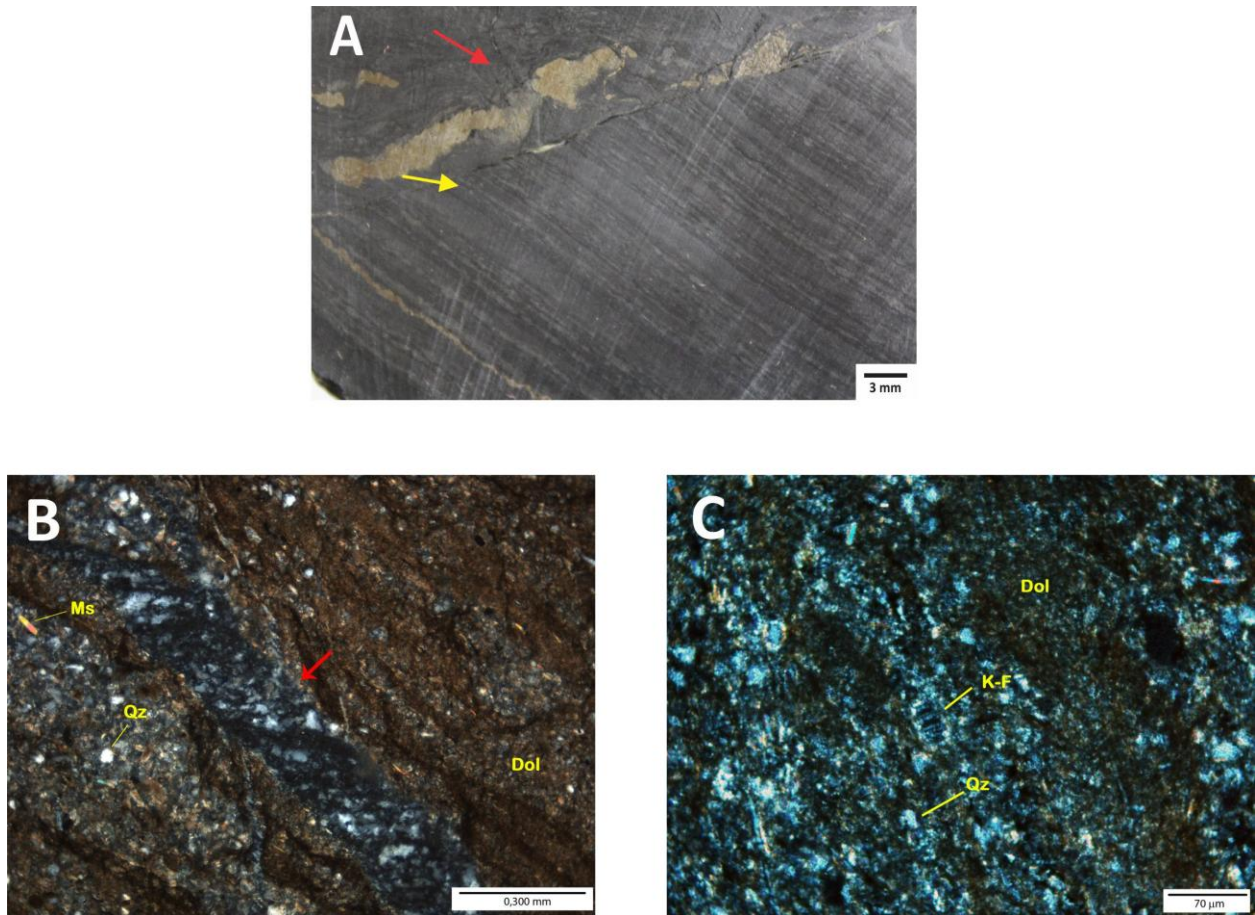


Figura 4.11 - Características macroscópicas e petrográficas da fácies pelito laminado (*PI*). A - Fotografia de detalhe da fácies *PI*. Seta amarela indica bandamento devido à deformação tectônica. Pirita epigenética é comum em vênulas e aglomerados (seta vermelha). Profundidade 167,55m. B - Vênula de carbonato e sílica – seta vermelha. Notar muscovita (Ms) orientada segundo o bandamento. Fotomicrografia aos 167,55m do furo PFF-76. NX. C - Grão de K-Feldspato ao centro da fotomicrografia. Furo PFF-76, 167,55m. NX.

Diamictito (Dia)

Descrição

É observada no perfil Fazenda Fagundes, com espessura estimada em 15m a 20m. Trata-se de brecha, geralmente matriz-suportada, com clastos milimétricos a métricos, angulosos, subangulosos e subarredondados, sem orientação preferencial (Figura 4.12). Em alguns pontos assemelha-se a um ortoconglomerado, mas a análise do conjunto confirma a predominância do caráter matriz-suportado, principalmente na base, e que a maioria dos clastos apresenta imaturidade textural. A composição dos clastos é predominantemente de rocha carbonática, bastante silicificada, maciça e/ou estratificada, e de rocha pelítica. Não há clastos de dolomito microbial estromatolítico. A matriz tem cor ocre, composição síltico-carbonática e, por vezes, encontra-se silicificada. É maciça, mas, localmente, exibe incipiente estratificação.

Esta fácies apresenta-se como corpos de formato irregular e amalgamados que parecem estar interdigitados com rocha pelítica e/ou carbonática. No entanto, não é claro se são clastos métricos/decamétricos ou se são realmente níveis interdigitados. Fraturas preenchidas com sílica são comuns sobretudo na parte mediana do afloramento. O contato basal com a fácies **Dh** é do tipo erosivo, mas sem incisão significativa. No topo, o contato com a fácies sobrejacente é marcado por uma superfície ondulada.

Para esta fácies, não há estudos petrográficos.

Interpretação

A não evidência da ação de correntes, como ocorrência de estruturas trativas, e critérios de maturidade (textural, sobretudo) corroboram para a inferência da atuação de processos de fluxo de detritos não-coesivo como principal responsável pela deposição desta fácies. Contudo, a interdigitação de depósitos ora matriz-suportado, ora clastos-suportado sugere que fluxos turbulentos podem ter agido, caracterizando assim a presença de um fluxo do tipo transicional (*slurry flow*), com fluxos ora sobre efeito de coesão da matriz, gerando os fluxos de detritos *sensu stricto*, ora sobre efeito de turbulência.

A superfície de contato entre os diferentes corpos amalgamados é responsável por gerar estratificação incipiente verificada em algumas camadas. O contato basal do tipo erosivo, mas sem significativa incisão, reforça a hipótese de ação de fluxos de detritos, que têm comportamento de fluxo laminar e, portanto, pouco poder de erosão do substrato.

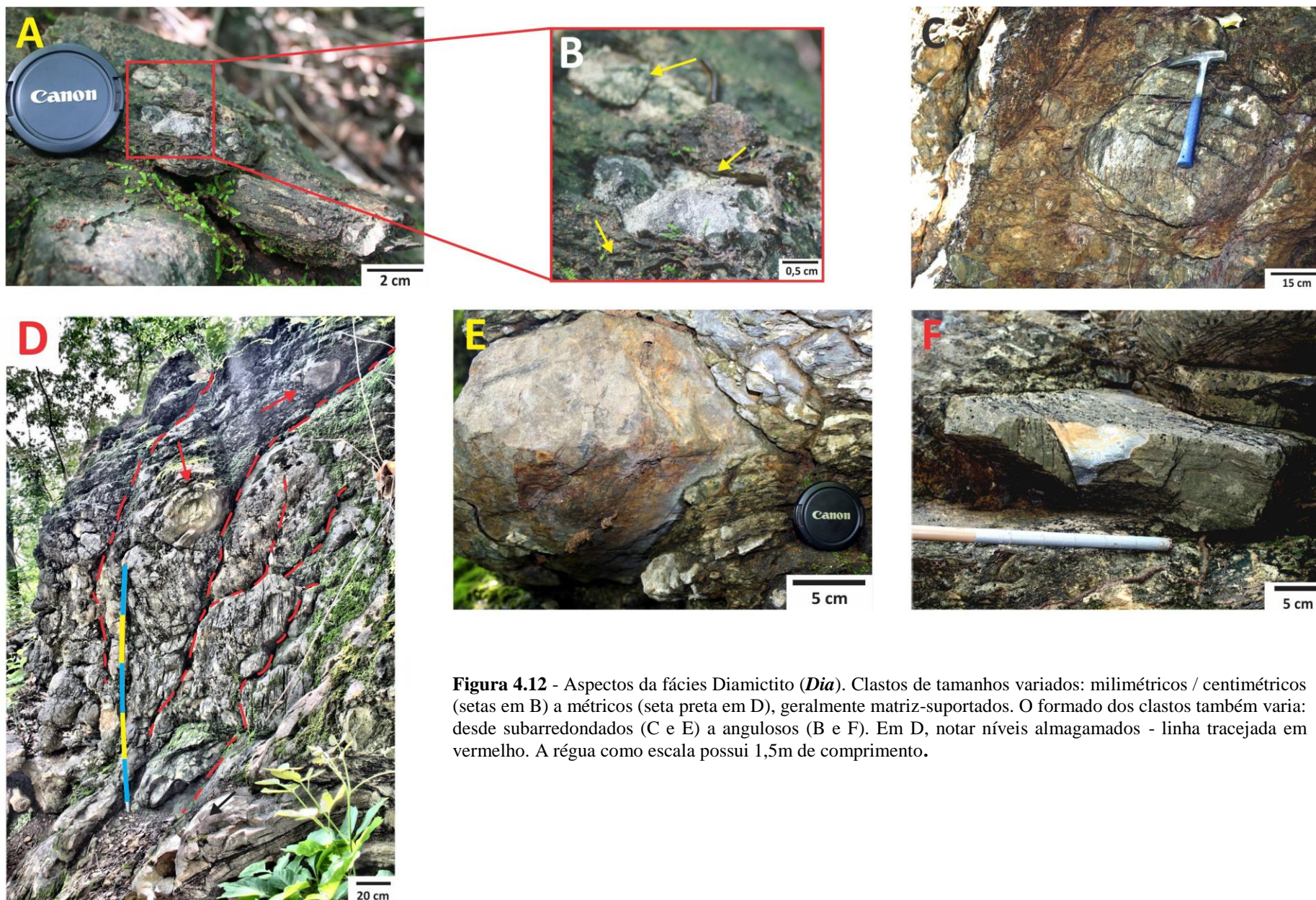


Figura 4.12 - Aspectos da fácies Diamictito (*Dia*). Clastos de tamanhos variados: milimétricos / centimétricos (setas em B) a métricos (seta preta em D), geralmente matriz-suportados. O formado dos clastos também varia: desde subarredondados (C e E) a angulosos (B e F). Em D, notar níveis almagamados - linha tracejada em vermelho. A régua como escala possui 1,5m de comprimento.

Ritmito arenito/pelito carbonático com ripples (Rr)

Descrição

Essa fácies é descrita apenas no perfil Fazenda Fagundes, sobreposta à fácies **Dia**. Tem aproximadamente 15 a 20 cm de espessura e apresenta cor cinza, quando não alterada, e tons de laranja na superfície aflorante. A granulação é areia, fina a média, e silte. As estruturas verificadas são laminações cruzadas em *ripples* assimétricas e estruturas de deformação pós-deposicional (Figura 4.13). Os *sets* das laminações cruzadas são centimétricos, têm geometria em cunha (trucam de forma assintótica a base do *set*) e no topo são limitados por superfícies planas. Laminações retorcidas e outras feições irregulares são comuns. Ocorrem abaixo e acima dos *sets* de laminações cruzadas e de forma aleatória no trecho analisado.

O contato basal é ondulado e brusco, aparentando que a fácies **Rr** preenche lacunas de uma superfície irregular gerada pela litificação da fácies **Dia**. O contato com a fácies subjacente é brusco.

Interpretação

Processos de tração e suspensão sob regime de fluxo inferior respondem pela deposição desta fácies. O retrabalhamento dos sedimentos na fração areia por tração geram as *ripples* de corrente sub-aquáticas enquanto as estruturas de deformação plástica - pós-deposicional - são geradas por carga exercida sob material fluidizado e significam que havia alta saturação em água nos sedimentos e alta taxa de sedimentação. De acordo com Nichols (2009), areias saturadas em água são comumente “pertubadas” por fluxo liquefeito/fluidizado.

Nesse estudo, interpreta-se a fácies **Rr** como depósitos residuais de correntes de turbidez diluídas (fácies F9 de Mutti/Tc de Bouma). As *ripples* descritas podem também decorrer de correntes associadas a ondas e/ou marés. No entanto, como nessa fácies há, além das *ripples*, estruturas de deformação plástica e, ainda, essas *ripples* ocorrem de forma localizada, provavelmente em locais confinados na superfície litificada da fácies **Dia** (escavações e/ou pequenos canais), a associação com correntes de turbidez parece a mais plausível.

Para esta fácies, não há estudos petrográficos. O difratograma de raio-X dessa fácies encontra-se no Apêndice B.

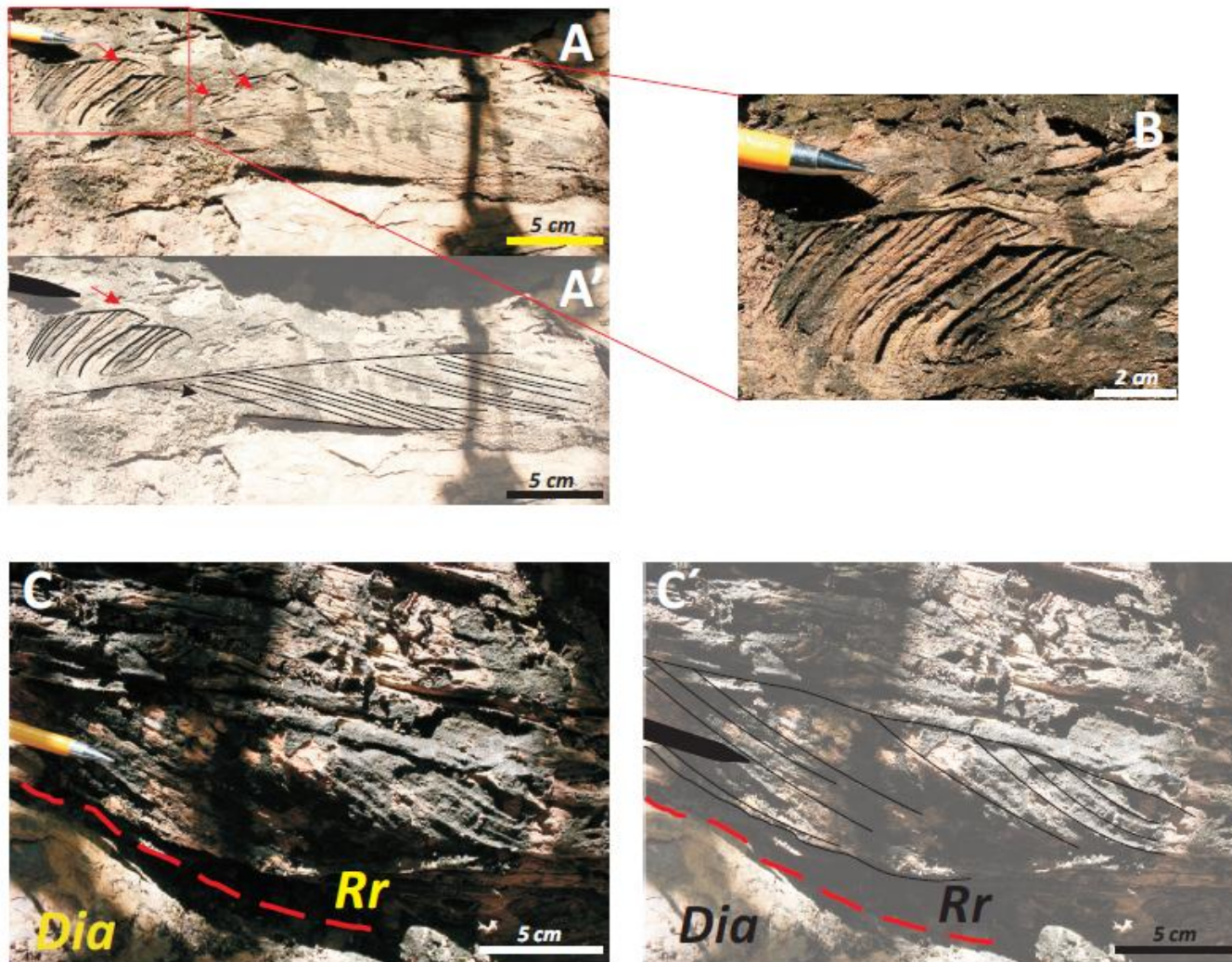


Figura 4.13 - Estruturas da fácies Ritmito arenito/pelito carbonático com ripples (*Rr*). A - Laminações cruzadas (seta preta) e estruturas de deformação pós-deposicional (setas vermelhas). Em A', a mesma imagem, com estruturas vetorizadas. B - Detalhe da estrutura de deformação pós-deposicional. C - Contato ondulado entre as fácies *Rr* e diamictito (*Dia*). Ripples parecem prenncher escavações/ micro-canaís no topo da fácies *Dia*. Em C', estrutura vetorizada.

Dolomito impuro maciço (Dm)

Descrição

A fácies **Dm** ocorre apenas no perfil Fazenda Fagundes. Trata-se de dolomito cinza, maciço, com grãos terrígenos dispersos (Figura 4.14 A). Apresenta geometria lenticular e tem espessura variante de 15 a 20 cm. Os contatos de topo (com a fácies **Rp**) e de base (com a fácies **Rr**) são do tipo ondulado.

Macroscopicamente observam-se grãos de quartzo, translúcidos, e outros (de composição não identificada), de cor preta. Ao microscópio verifica-se que estes grãos terrígenos compõem aproximadamente 15% da lâmina delgada estudada, têm contato flutuante, tamanho no intervalo de silte a areia muito fina e são mineralogicamente representados por feldspato potássico (K-feldspato), muscovita, opacos, além de quartzo - ver difratograma das amostras D3 e FAG-LAP 5 que correspondem à esta fácies (Apêndice B). Quanto à angulosidade, variam de subangulosos a angulosos (Figura 4.14 B).

A dolomita descrita apresenta, em geral, cristalinidade fina a muito fina e forma irregular. Filmes de dissolução, ondulados e preenchidos com material de cor preta a ocre, é a feição mais conspícua desta fácies. Estes filmes estão paralelizados com um possível acamamento primário da rocha, visto de forma muito incipiente e apenas em lâmina (Figura 4.14 C).

Interpretação

Fácies depositada em condições de baixa energia, por processo de decantação. A feição de compactação química descrita é comum em carbonatos argilosos (Tucker 2001) e, como disposta, pode significar alta taxa de compactação química.

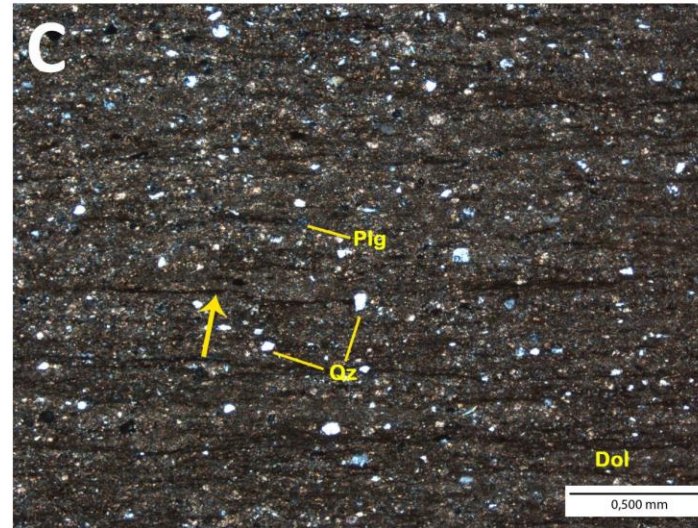
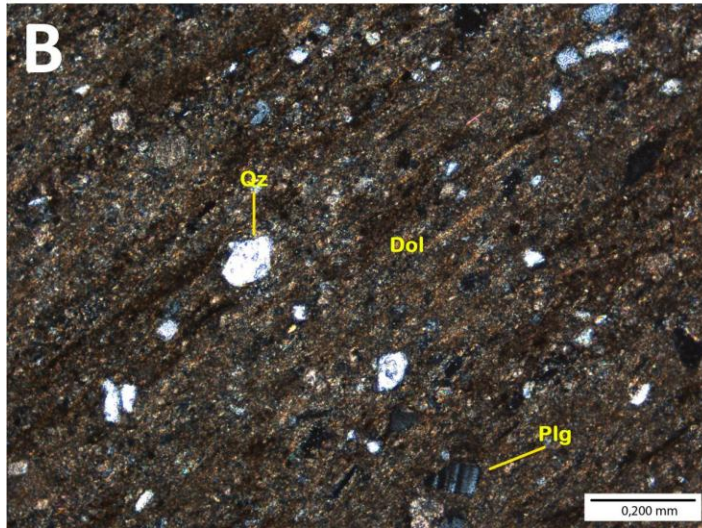


Figura 4.14 - Principais características da fácies Dolomito impuro maciço (*Dm*). A - Estrutura maciça da fácies *Dm*. Amostra de mão. B - Notar presença de grãos detríticos de plagioclásio (plg) e quartzo (qz). Fotomicrografia com nicóis cruzados. C - Filmes de dissolução (seta) e presença de grãos detríticos de plagioclásio (plg) e quartzo (qz). Fotomicrografia com nicóis cruzados.

Ritmito pelito carbonático/arenito feldspático, com laminação plano-paralela (Rp)

Descrição

A fácies **Rp** aflora nos 3m finais do perfil Fazenda Fagundes e exibe acamamento com mergulho suave (5° a 7°) para SSE. Consiste em arenito feldspático, médio a fino, com lâminas de até 3mm, na base, e de 1mm, no topo, em franca alternância com lâminas de material muito fino, dolomitizado, com espessuras que variam entre 5mm, na base, e 1cm, no topo. No final do perfil, há nítido predomínio do material mais fino. Em geral, as lâminas de arenito têm expressiva continuidade lateral (Figura 4.15), mas localmente adelgaçam-se formando lâminas “rompidas” ou estão dispostas como lentes.

Quando alterada, esta fácies apresenta cor bege e ocre, contudo, em espécimes frescos, predominam cores em tons de cinza e roxo, no material mais fino, e coloração amarela-esbranquiçada nas lâminas psamíticas. Em análises macroscópicas verificam-se nódulos de sílica e de material ferruginoso, preferencialmente contidos na laminação do material grosso, mas, mais raramente, podem estar pôr sobre esta, causando deformação incipiente na lâmina subjacente.

Laminação plano-paralela é a estrutura mais evidente, no entanto estruturas de deformação sin-deposicional (como estrutura em chama) são descritas na base das lâminas de arenito, tanto em amostras de mão (Figura 4.15 C) como ao microscópio, e é possível notar que nos trechos com sedimento de granulação mais grossa há granodecrescência ascendente. O estudo petrográfico revela que esta fácies é textural e mineralogicamente imatura com níveis de terrígenos - quartzo, feldspato (K-feldspato e plagioclásio) e muscovita - compreendendo cerca de 40% a 30% das lâminas estudadas. Nos níveis mais grossos, os grãos são angulosos, subangulosos e subarredondados, têm tamanho de 0,03 a 0,2mm e contatos pontuais e côncavo-convexos. Há óxidos e carbonatos como cimentos. Os intervalos pelíticos, por sua vez, exibem dolomitização com cristalinidade fina a muito fina e grãos de quartzo e feldspato dispersos. A textura mais comum é de compactação química (filmes de dissolução) - Figura 4.16.

Interpretação

Alternância de processos de tração e de decantação é a principal interpretação para ritmicidade verificada nesta fácies. Esta alternância comumente é associada aos depósitos residuais de correntes de turbidez de baixa densidade. A fácies **Rp** é corresponde à fácies F9 de Mutti e fácies Td de Bouma.

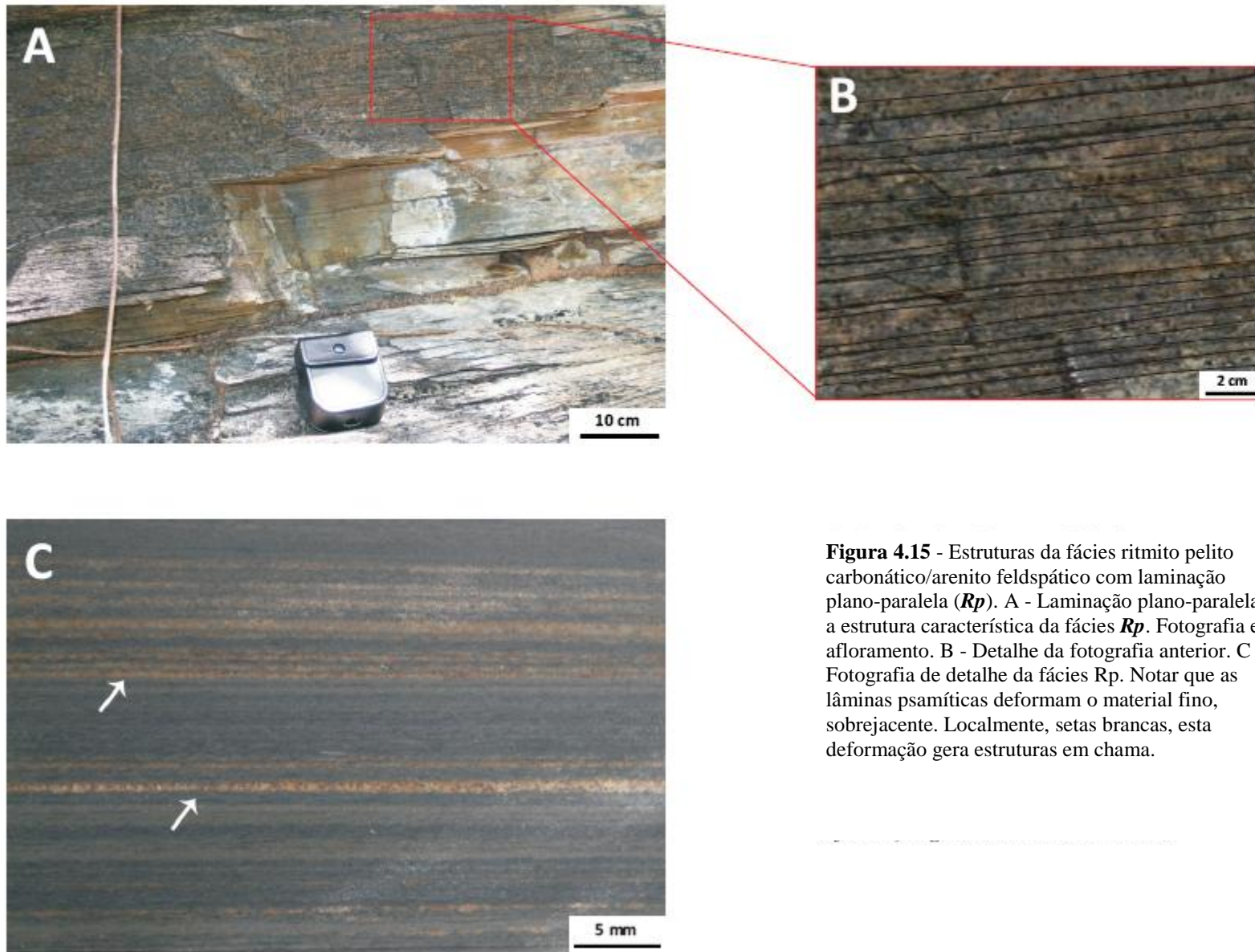


Figura 4.15 - Estruturas da fácies ritmito pelito carbonático/arenito feldspático com laminação plano-paralela (*Rp*). A - Laminação plano-paralela é a estrutura característica da fácies *Rp*. Fotografia em afloramento. B - Detalhe da fotografia anterior. C - Fotografia de detalhe da fácies *Rp*. Notar que as lâminas psamíticas deformam o material fino, sobrejacente. Localmente, setas brancas, esta deformação gera estruturas em chama.

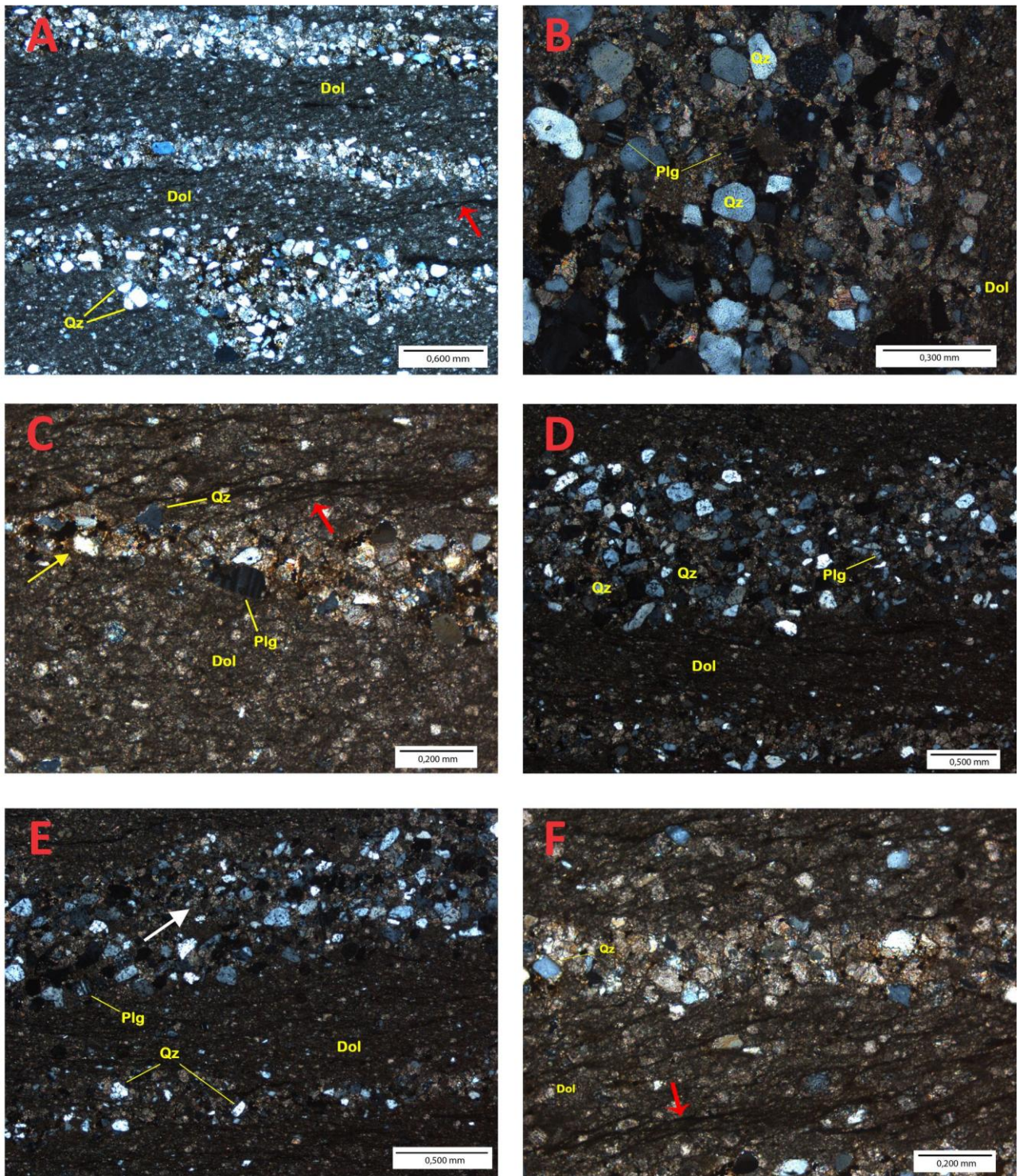


Figura 4.16 - Fotomicrografias da fácies ritmito pelito carbonático/arenito feldspático com laminação plano-paralela (*Rp*). Níveis pelíticos exibem filmes de dissolução (seta vermelha em A, C e F) e extraclastos de quartzo (qz) e feldspato (plg). Os níveis psamíticos têm qz e plg como constituintes principais. Nestes níveis há cimentação por óxidos, seta amarela em C, e por carbonato, seta branca em E. Todas fotomicrografias foram adquiridas com NX.

4.2.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES, SUBSISTEMAS E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

As 10 fácies descritas foram agrupadas em 3 associações de fácies, as quais correspondem a:

- a) Associação de fácies de talude de plataforma carbonática em franja (**AF1**);
- b) Associação de fácies de sopé de talude/margem de plataforma, sistema carbonático (**AF2**);
- c) Associação de fácies de sopé de talude/margem de plataforma, sistema turbidítico (**AF3**);

Em termos litoestratigráficos, as associações **AF1** e **AF2** correspondem à Formação Morro do Calcário e a associação **AF3** representa litotipos cartografados como Formação Lapa.

AF1 - Associação de fácies de talude de plataforma carbonática com bordas

A **AF1** tem representatividade areal na região da fazenda Fagundes, mas boas exposições foram verificadas principalmente em testemunhos de sondagem. No perfil descritivo do furo PFF-76, esta associação faciológica ocorre nos primeiros 116m, da base para o topo, sendo constituída por 3 fácies: **Bm** (Brecha carbonática, maciça), **Di** (Dololuto com intraclastos) e **Dmm** (Dolomito microcristalino, maciço).

De acordo com os processos deposicionais interpretados para essas fácies, nota-se que as mesmas guardam similitudes, ou seja, são respostas à processos de ressedimentação por fluxos gravitacionais de massa e de sedimento. Como a análise das fácies que compõem a **AF1** foi feita principalmente no furo de sondagem, as informações foram limitadas e impossibilitam discernir depósitos formados por um ou outro tipo de fluxo gravitacional.

Como mencionado anteriormente, a **Bm** representa de forma clara o produto de um retrabalhamento de bioherma. Em adição à esta informação, a interpretação dos processos deposicionais para a fácies **Di** sugere instabilidade no substrato (sismos?) e o processo atribuído para deposição da fácies **Dmm** requer ambientes de baixa energia. A congregação destas informações permite inferir que esta associação de fácies corresponde à depósitos de ressedimentação em subsistema de talude em sistema carbonático com morfologia do tipo plataforma com bordas.

Conforme esta interpretação, os trechos em que há maior concentração de clastos de dolomito microbial correspondem às áreas mais próximas ao bioherma, enquanto àqueles em que imperam processos de decantação - propícios à deposição de fácies como a *Dmm*, por exemplo - seriam mais correlacionáveis às áreas mais distais, em relação ao bioherma, ou a momento de quiescência tectônica e conseqüente estabilidade no substrato.

Dois fatos corroboram para esta interpretação:

1 - Diversos autores - Wilson (1975), Enos & Moore (1983), Tucker & Wrigth (1990), dentre outros - fazem associação direta entre fácies com feições similares às descritas na fácies *Bm* e o subsistema talude;

2 - Tonietto (2010) realiza ampla pesquisa sobre a diagênese na Formação Morro do Calcário, na mesma área de estudo, e conclui que a sua deposição se deu em área instável da plataforma, possivelmente no talude.

Assim, admite-se que a *AFI* está associada ao subsistema talude (*foreslope, sensu* Wilson (1975)) de sistema carbonático com morfologia do tipo plataforma com franja.

AF2 - Associação de fácies de sopé de talude/margem de plataforma de sistema carbonático

Esta associação faciológica congrega as fácies *DI* (Dololutito laminado) e *Dh* (Dololutito com estratificações cruzadas do tipo *Hummocky*). Ambas têm aspecto textural que denota deposição em ambientes de baixa energia e grãos de terrígenos, dispersos. A *AF2* ocorre no furo PFF-76 (no intervalo de 175 - 212m) e na base do perfil Fazenda Fagundes. Os contatos de topo e base são, respectivamente, do tipo gradacional, com a *AFI*, e erosivo ou brusco, com a *AF3*.

A origem de micrita (“lama” carbonática) é seara de ampla discussão na literatura especializada. De acordo com Terra (2001), admite-se que são três os principais mecanismos que geram a lama:

- i) Abrasão mecânica (ação de ondas e correntes no desgaste de rochas carbonáticas pré-existentes, por exemplo);
- ii) Precipitação *in situ* (inorgânica ou orgânica);
- iii) Produção orgânica (bioacumulação, secreção de micro-organismos, intervenção de organismos na precipitação bioquímica, dentre outras).

Independente do mecanismo que provê o sedimento, a sua deposição se dá por decantação do material fino que está em suspensão e, para tal, são necessárias condições ambientais propícias. Em sistemas carbonáticos com morfologia plataformal tais condições podem ser verificadas nos subsistemas laguna e talude/bacia. Pereira (2000) ressalta a dificuldade em distinguir se a deposição se deu em um ou outro subsistema citado e que, em alguns casos extremos, esta diferenciação é somente possível a partir de estudos da associação faunística. Quando o registro não permite tais estudos, como no caso desta pesquisa, parâmetros macroscópicos (estruturas) e associação com fácies contíguas servirão como auxílios.

A identificação de estruturas do tipo HCS evidencia a atuação de fluxos combinados, com predominância de fluxos oscilatórios comumente induzidos por tempestade. Todavia, neste caso, a presença de HCS não serve como critério para diferenciar se a lama fora depositada em um ou em outro subsistema, pois esta estrutura pode ocorrer em ambos (Wilson 1975).

O critério utilizado para associar a **AF2** a subsistema do tipo sopé de talude/margem de plataforma é a proximidade entre a **AF2** e a **AF1**, está última claramente produto de processos de ressedimentação, o que favorece vincular a **AF2** aos depósitos de sopé de talude/margem de plataforma de sistema carbonático.

AF3 - Associação de fácies de sopé de talude/margem de bacia de sistema turbidítico

A associação de fácies de sopé de talude/margem de bacia de sistema turbidítico é descrita no intervalo de 122,50 a 175m do furo analisado e nos 25 últimos metros do perfil Fazenda Fagundes. O contato basal, com a **AF2** é brusco ou erosivo. Reúne as fácies **Dia** (Diamictito), **Pl** (Pelito carbonático laminado), **Rr** (Ritmito pelito carbonático/arenito, com *ripples*), **Dm** (Dolomito impuro maciço) e **Rp** (Ritmito pelito carbonático/arenito, com laminação plano-paralela) que, quando analisadas em conjunto, indicam uma granodecrescência ascendente.

Exceto para fácies **Dia**, os principais processos deposicionais identificados nas fácies que compõem esta associação estão relacionados à tração e decantação. A ritmicidade da fácies **Rp**, por exemplo, é alcançada através da alternância de processos de tração e decantação. Esta alternância, no contexto estudado, possivelmente responde a processos de ressedimentação associado à correntes de turbidez. As estruturas de deformação sin-deposicional observadas na fácies **Rr**, por sua vez, indicam rápida deposição com deformação associada a carga sedimentar.

As estruturas descritas para estas fácies, o predomínio de grãos com granulometria areia fina a muito fina e silte e contatos, em geral, do tipo brusco ou ondulado entre as fácies são feições que guardam similaridades com as fácies F9 de Mutti (Mutti 1992 *in* Mutti *et al.* 2003) que, por sua vez, têm correspondência com as fácies Td e Te de Bouma (1962). Esta constatação sugere uma possível correlação desta associação de fácies com depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade (depósitos residuais).

Lobos turbidíticos distais, ou “franjas de lobos”, são depósitos típicos da região mais distal de um sistema turbidítico e correspondem ao subsistema em que a deposição desses sedimentos residuais acontece. Os depósitos associados à esses lobos apresentam uma menor razão areia/lama quando comparado àqueles de subsistemas turbidíticos mais proximais. Notadamente, quanto mais distal, maior será o predomínio de fácies pelíticas em relação às fácies de granulação mais grossa (Walker 1967).

Outra característica em comum das fácies *Pl*, *Rr*, *Dm* e *Rp* é a presença de grãos de terrígenos com imaturidades textural e mineral elevadas. Isto pode indicar que entre a *AF3* e as associações de fácies *AF1* e *AF2*, notadamente carbonáticas, há uma significativa mudança de área-fonte de suprimento sedimentar.

A fácies *Dia*, ao seu turno, assegura a existência de fluxos de detritos atuando em *continuum* com correntes de turbidez. Conforme apregoado por Fritz & Moore (1988), dentre outros, a co-existência, cíclica ou não, de depósitos oriundos de fluxos de detritos e correntes de turbidez - de alta e baixa densidades - é fato comum no registro geológico.

Para Jackson & Johnson (2009), nesses casos, em que há claras evidências de co-existência em tempo e espaço de depósitos de fluxo de detritos e de correntes de turbidez (ou seja, depósitos se sobrepõem lateral e verticalmente), advoga-se que a deposição se deu no sopé do talude/margem de bacia e o aporte de sedimentos fora controlado por colapso de barra de desembocaduras de um delta adjacente ou por rios desaguando diretamente em um corpo d'água, marinho ou lacustre.

Assim, conforme explanado, a *AF3* corresponde a um subsistema de talude/margem de bacia de sistema turbidítico. Quanto ao tipo do sistema turbidítico - se *foredeep*, misto, de frente deltáica ou canal-*levee*, maiores discussões estão no Capítulo 6, pois, como mencionado no início deste capítulo, inferências sobre modelo deposicional para as associações de fácies aqui descritas

tiveram como base, além da sedimentologia e estratigrafia, os dados obtidos com estudos de proveniência sedimentar, apresentados no capítulo seguinte.

A Tabela 4.1 reúne informações sobre as fácies e associações de fácies descritas enquanto as Figuras 4.17, 4.18 e 5.19 ilustram o perfil descrito da Fazenda Fagundes, do furo de sondagem PFF-76 e a correlação entre eles, respectivamente.

Tabela 4.1 – Descrição sumária das fácies, principais estruturas sedimentares, processos, associação de fácies e sistemas deposicionais.

Código	Descrição sumária	Principais estruturas	Processos	Interpretação	Assoc. fácies	Sub-sistema / Sistema deposicional
Bm	Brecha carbonática. Clastos tamanho grânulo a matacão. Matriz micrita e dolarenítica	De dissolução (Estilólitos e filmes)	Fluxos gravitacionais de sedimento e de massa	Depósitos de ressedimentação sob condições de alta energia. Instabilidade do substrato e retrabalhamento de biohermas	AF1	Talude/ Carbonático
Dmm	Dolomito microcristalino	Maciço. Drusas de sílica	Decantação	Depósitos de ressedimentação		
Di	Dololuto com intraclastos	De dissolução (Estilólitos e filmes)	Decantação + fluxos gravitacionais			
DI	Dololuto laminado	Plano-paralela	Decantação	Depósitos de ressedimentação	AF2	Sopé de talude - Margem de plataforma/ Carbonático
Dh	Dololuto com estratificação cruzada tipo <i>Hummocky</i>	Estratificação plano-paralela, cruzada de baixo ângulo e do tipo <i>Hummocky</i>	Fluxo combinado, com predominância de fluxo oscilatório	Depósitos de ressedimentação sob influência de ondas de tempestade		
Rr	Pelito/ Arenito fino, carbonático	Estratificação revirada, convolutas, cruzadas indiferenciadas	Tração e suspensão sob regime de fluxo inferior	Depósitos em condições de sedimentos liquefeito	AF3	Lobos? / Turbidítico
PI	Pelito laminado	Laminação plano-paralela, deformações epidérmicas	Tração e suspensão	Depósitos residuais de turbidez de baixa densidade		
Dm	Dolomito impuro maciço	Maciço	Tração + decantação. Correntes de turbidez diluídas			
Rp	Ritmito pelito carbonático / arenito feldspático	Plano-paralela				
Dia	Diamictito	Maciço	Tração de detritos + <i>Slurry Flow</i>	Depósitos de fluxo de detritos e transicional		

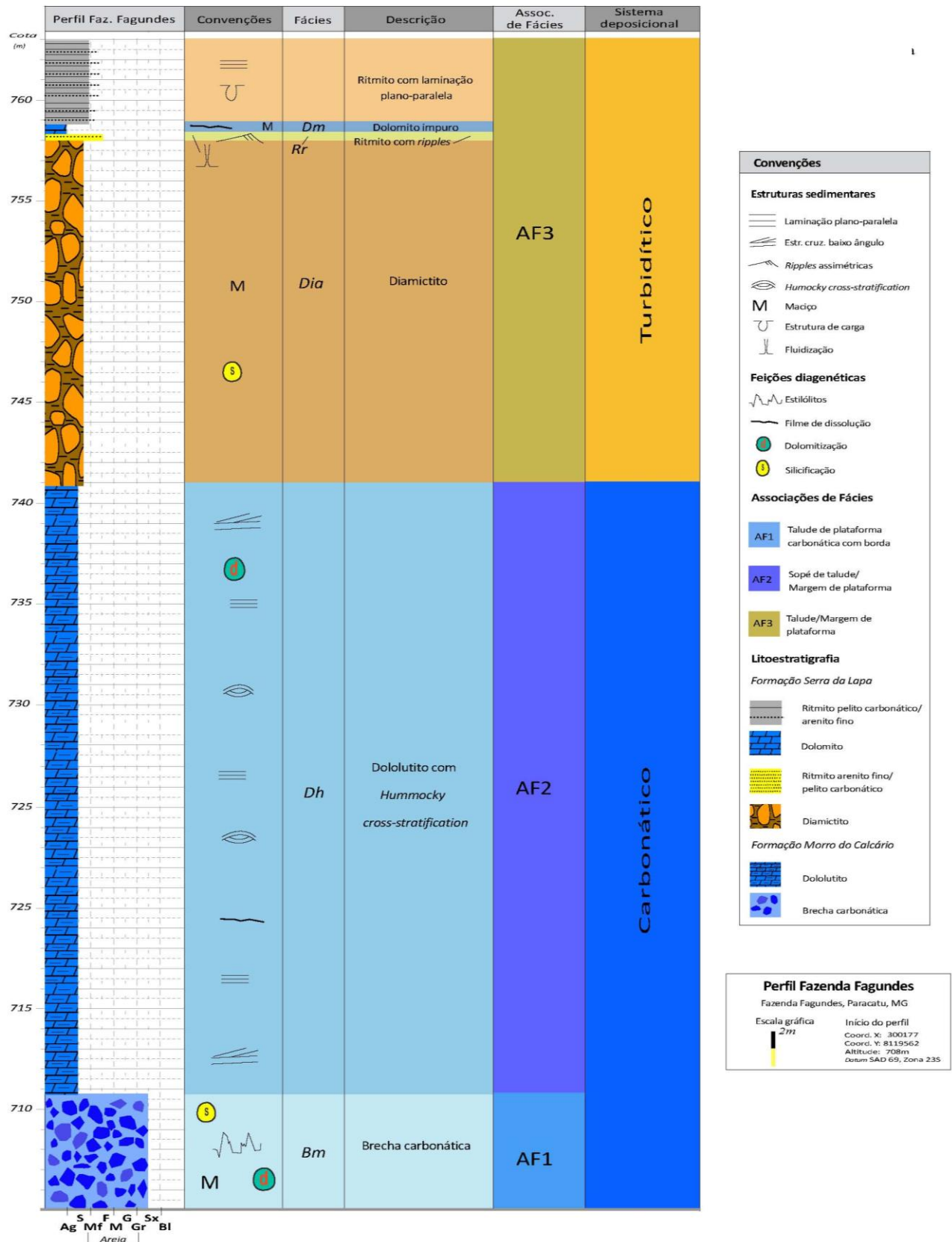


Figura 4.17 – Perfil Fazenda Fagundes.

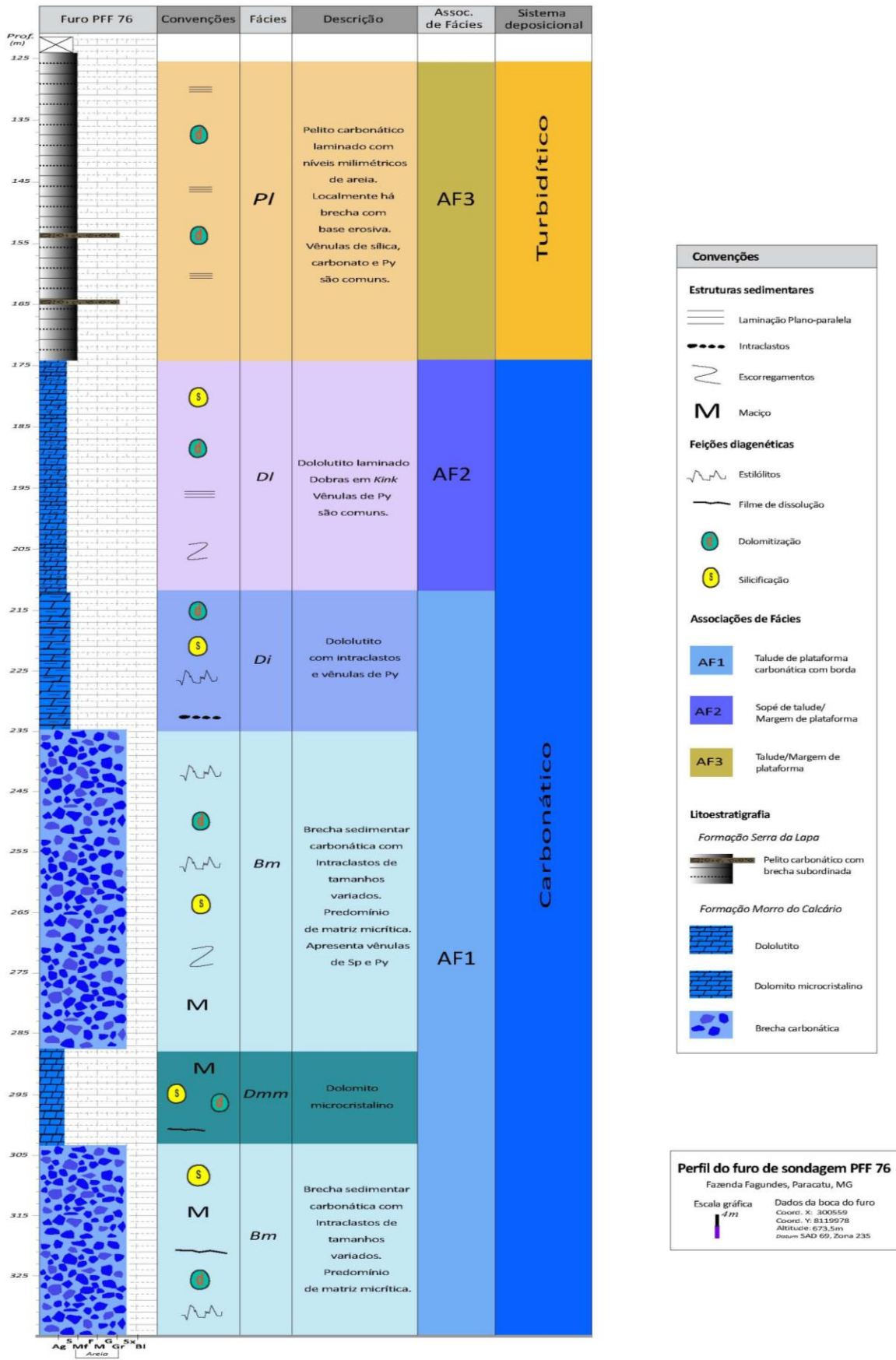


Figura 4.18 – Perfil do furo de sondagem PFF-76.

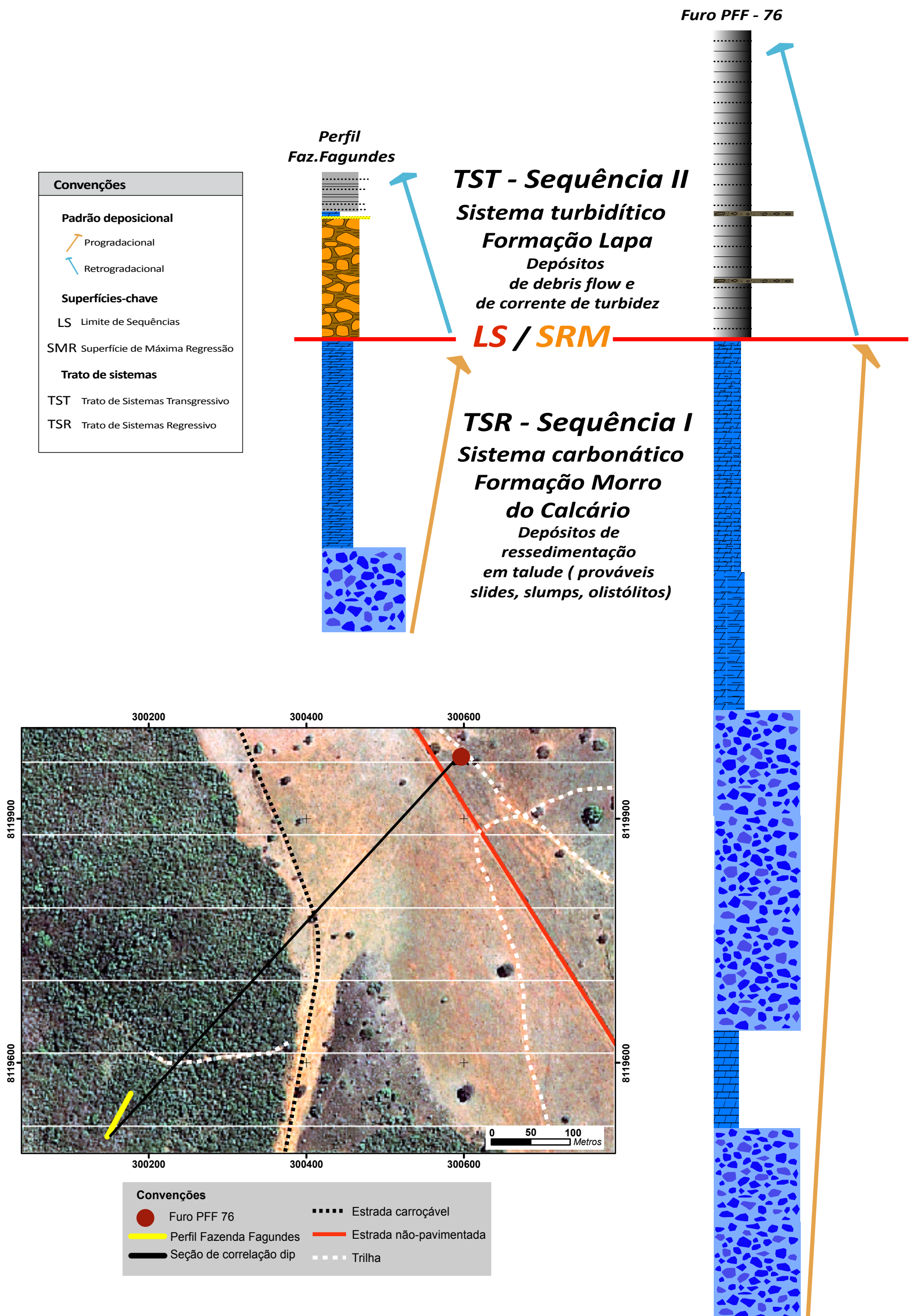


Figura 4.19 - Seção de correlação entre os perfis Fazenda Fagundes e o furo de sondagem PFF-76.

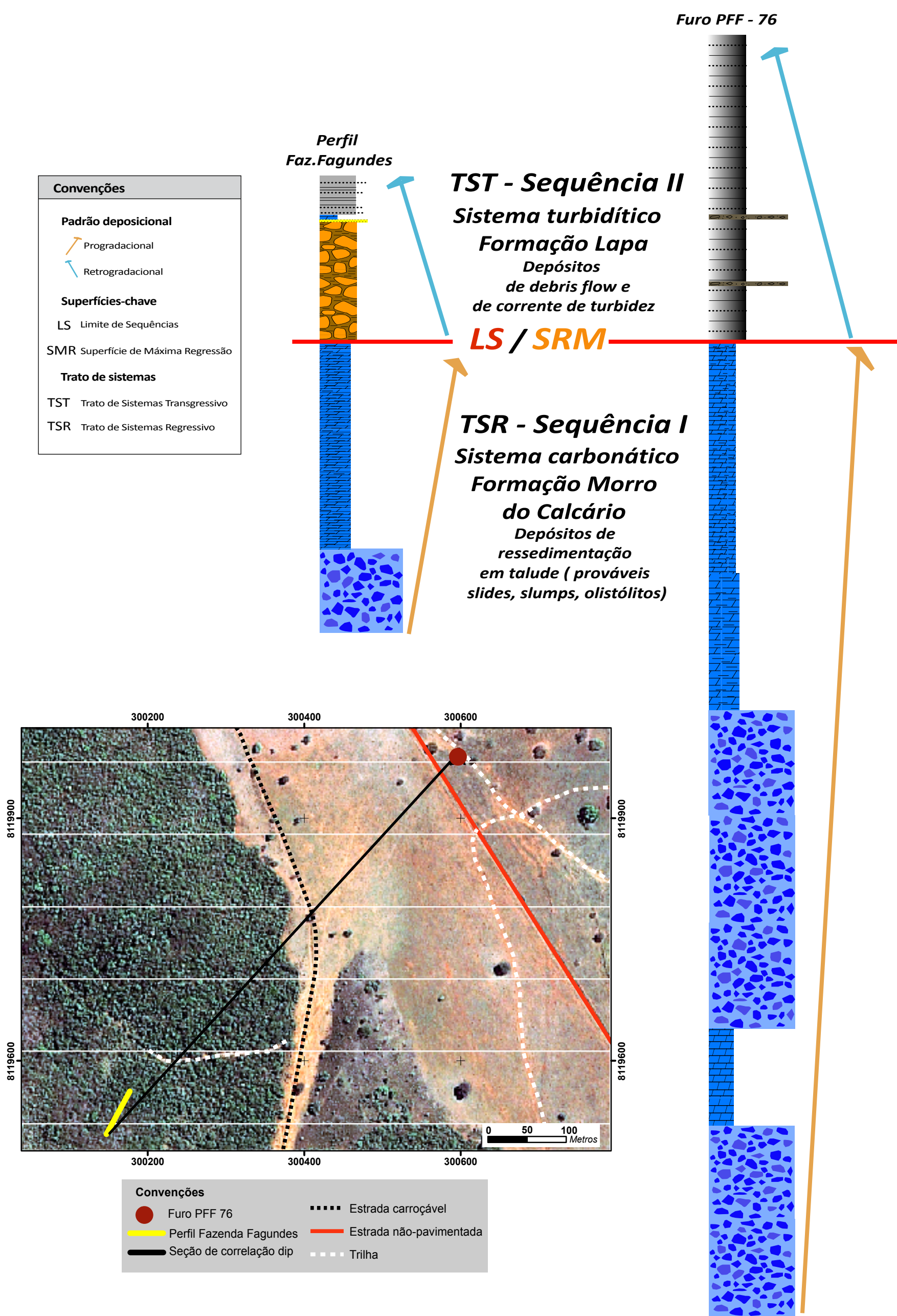


Figura 4.19 - Seção de correlação entre os perfis Fazenda Fagundes e o furo de sondagem PFF-76.

4.2.3 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

Para delinear o arcabouço estratigráfico local, primeiramente foi analisado o padrão de empilhamento das relações entre as associações de fácies, observadas em conjunto, e especulou-se sobre a existência de superfícies-chave.

Para sistemas carbonáticos com morfologia do tipo plataforma com bordas, independente do clima em que se desenvolveram (se úmido ou árido), depósitos de ressedimentação têm maior proficuidade quando as condições da bacia permitem a implantação de padrões deposicionais do tipo progradacional (Catuneanu 2006). Estas condições são obtidas em configurações bacinais em que produção de sedimentos excede a variação relativa do nível de base, criando assim um cenário de desequilíbrio no sistema e favorecendo a migração da linha de costa sob caráter regressivo - Catuneanu (2006).

Considerando o acima exposto, interpreta-se a **AF1** (Associação de fácies de talude de plataforma carbonática com borda) como depósitos de caráter progradacional. Optou-se por englobar a **AF2** (Associação de fácies de sopé de talude/margem de plataforma de sistema carbonático) sob um conjunto de depósitos de caráter progradacional também, pois não há evidência que a **AF2** consista em depósitos bacinais pôr sobre depósitos de talude, mas sim, que, muito provavelmente, constitua depósitos residuais dos processos de ressedimentação, que imperam na **AF1**, ocasionalmente retrabalhados por ondas de tempestades.

Este padrão de empilhamento progradacional é verificado até o contato com a **AF3**. A partir daí, o registro sedimentar adquire um padrão retrogradacional (com depósitos mais bacinais) e uma acentuada mudança na composição - de eminentemente carbonático para predomínio de sistema misto com aumento volumétrico de extraclastos com imaturidades textural e composicional. Isto conFigura uma mudança abrupta de fácies e, conseqüentemente, nos padrões diagenéticos. Em adição a essas informações, menciona-se que o contato entre a **AF3** e **AF2**, abrupto ou erosivo, disposto na região de talude/bacia pode representar um *onlap* marinho (Catuneanu 2006).

Sugere-se o contato entre as associações de fácies **AF2** e **AF3** como candidato a figurar como uma superfície de máxima regressão (**SMR**) que, segundo a ótica do modelo de sequência “T-R”, representa um limite de sequências (**LS**).

Entendidos os padrões de empilhamento faciológico e designadas prováveis superfícies-limítrofes, é possível afirmar que na área estudada há duas sequências deposicionais, por ora nomeadas de *Sequência I* e *Sequência II*.

A *Sequência I*, abaixo do *LS*, é representada por associações de fácies de sistema carbonático (*AF1* e *AF2*), que, conforme dispostas (caráter progradacional), caracterizam um trato de sistema regressivo (*TSR*), ou parte dele. Nos registros analisados, esta sequência está incompleta, pois não foram descritos os depósitos associados ao Trato de Sistema Transgressivo (*TST*). No furo estudado, essa sequência alcança 160,20m e no perfil Fazenda Fagundes sua espessura foi estimada em 30m. De acordo com a litoestratigrafia estabelecida para região, esta sequência corresponde ao topo da Formação Morro do Calcário.

A *Sequência II* é constituída na íntegra pela *AF3* - de caráter misto - e tem espessuras de 52,50m, no furo PFF-76, e aproximadamente 25m, no perfil Fazenda Fagundes. A base é limitada pela superfície erosiva/brusca do *LS*. Apenas os depósitos com padrão de empilhamento retrogradacional, base da sequência e correspondentes ao *TST*, foram descritos. Na área em estudo, o registro identificado como *Sequência II* corresponde à litotipos da Formação Lapa.

Esses depósitos formaram-se durante a subida do nível de base, quando a taxa de subida supera a taxa de sedimentação da linha de costa. De acordo com Catuneanu (2006), em sistemas carbonáticos ou siliciclásticos, o registro do *TST* em água profunda envolve depósitos de fluxos de gravidade, geralmente turbiditos de baixa densidade. Ainda segundo este autor, cunhas da fase final de cicatrização (*healing-phase wedges*) são típicas destes tratos. Os estratos destas cunhas têm terminações do tipo *onlap* e truncam os depósitos da fase final de regressão.

A Figura 4.19 ilustra a correlação entre o furo PFF-76 e o perfil Fazenda Fagundes. Elegeu-se o *LS*, identificado em ambos os registros analisados, como *datum* para correlação.

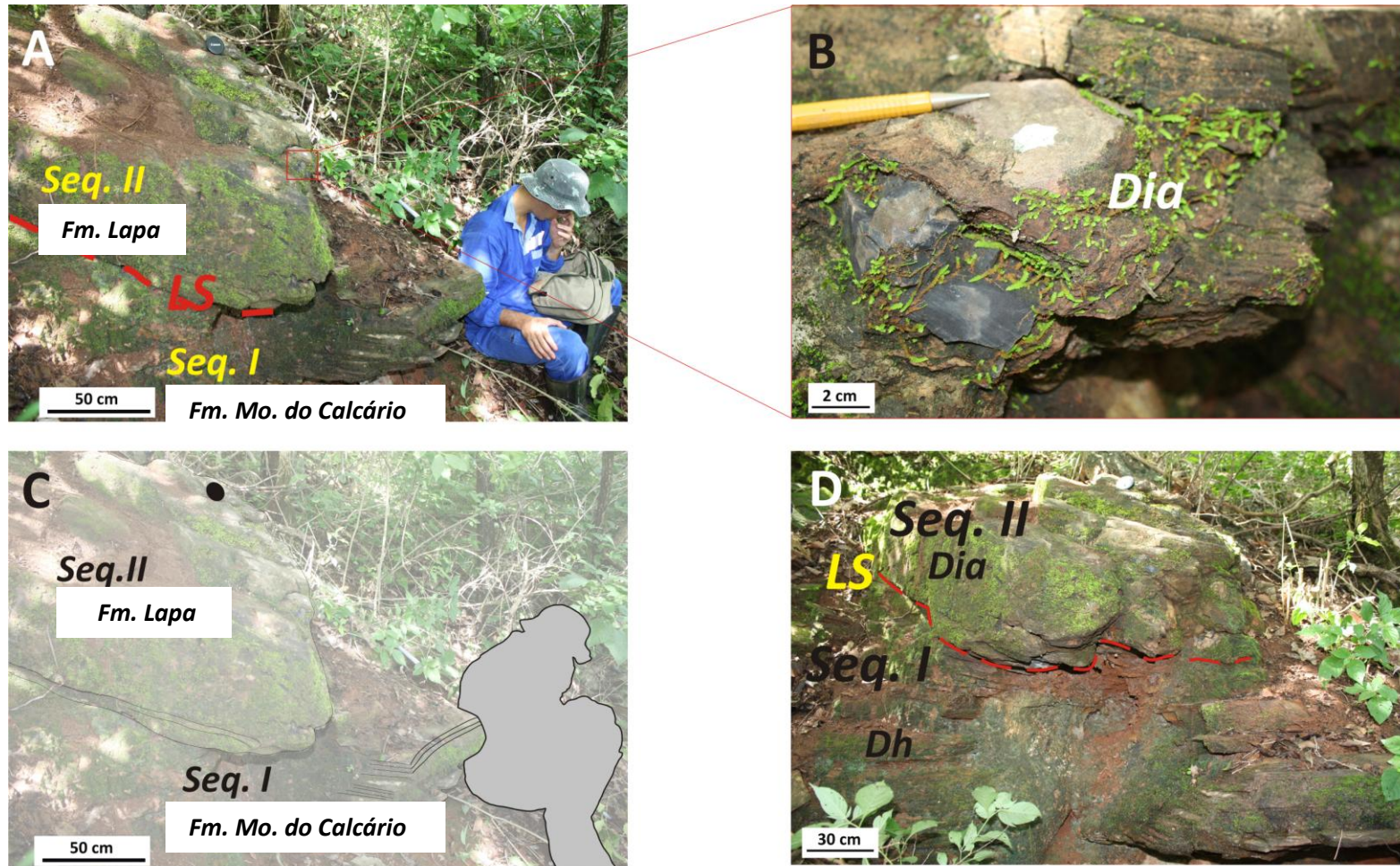


Figura 4.20 - Fotografias do contato entre a fácies dololítico com estratificação do tipo *hummocky* (*Dh*) e a fácies diamictito (*Dia*). Neste trabalho, este contato é interpretado como um limite de seqüências. O contato entre as seqüências I e II no perfil Fazenda Fagundes é erosivo (A, C e D) com fluxos de detritos mostrado proveniência a partir do W/NW. Neste local, a seqüência I (Formação Morro do Calcário) é representada pela fácies *Dh* e a seqüência II (Formação Lapa) é representada pela fácies *Dia*. Em B, fotografia de detalhe da fácies *Dia*. LS - Limite de Sequências.

CAPÍTULO 5

PROVENIÊNCIA DE SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO LAPA

5.1 INTRODUÇÃO E ASPECTOS METODOLÓGICOS

A proveniência dos sedimentos que compõem a Formação Lapa tem sido alvo de discussões, especialmente a partir da publicação do artigo “*Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil*” - Pimentel *et al.* (2001) - que especula a participação de uma fonte juvenil neoproterozóica provendo sedimentos para o sítio deposicional dessa formação.

Segundo esses autores, as idades modelo T_{DM} obtidas (1,7 - 1,8 Ga) através de análises isotópicas de Sm-Nd em quartzitos e ritmito da Formação Lapa colocariam em xeque o modelo de deposição em contexto tectônico exclusivamente do tipo margem passiva desenvolvida na margem oeste do Cratón do São Francisco, geralmente defendido para deposição do Grupo Vazante. A idéia de deposição em ambiência tectônica divergente era devida, sobretudo à franca associação das rochas do Grupo Vazante com rochas de outros Grupos, como o Paranoá, caracterizados em estudos sedimentológicos e geoquímicos como tipicamente de margem passiva (Guimarães 1997 e Dardenne 2000).

Por desconhecerem fontes com idades modelo no intervalo de 1,8 - 1,7 Ga em terrenos do Cratón do São Francisco, Pimentel *et al.* (2001) sugerem que o Grupo Vazante poderia representar o topo de uma sequência de margem passiva e propõem que a deposição deste grupo ocorreu com a presença, ainda que distal, de um arco magmático juvenil, evidenciada pela assinatura isotópica de Sm-Nd da Formação Lapa. Pesquisa mais recente (Rodrigues 2008) também embasada em dados isotópicos Sm-Nd, corrobora para esta hipótese.

No presente trabalho, mais uma vez, os sedimentos da Formação Lapa serão focalizados em estudos de proveniência sedimentar. No entanto, a fim de somar à discussão, além de análises

isotópicas de Sm-Nd, utilizam-se dados de geoquímica de rocha total. Como os exemplares utilizados têm granulação fina, optou-se por descrever, em linhas gerais, alguns aspectos dos principais métodos utilizados em investigações de proveniência em pelitos.

5.1.1 ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR EM ROCHAS DE GRANULAÇÃO FINA

Apesar de representarem a maioria do registro de rochas sedimentares, os litotipos com granulação muito fina (argila - silte), quando comparados àqueles de granulação mais grossa, não são muito utilizados para estudos de análises de proveniência. De fato, há uma diversidade de pesquisas sobre proveniência associada a arenitos e conglomerados e número pouco expressivo de estudos desta natureza para outras rochas terrígenas (ver discussão em Haughton *et al.* 1991 e Boggs 2009). Logicamente, quanto menor o grão, maior será a dificuldade para análises petrográficas, por exemplo, e este é um dos fatores decisivos para a preterição de argilitos, folhelhos e “lamitos”.

Nada obstante, alguns métodos aplicados em rochas com granulação fina a muito fina têm obtido êxito em investigações de proveniência. Conforme Potter *et al.* (2005), para estudo de pelitos, além de aspectos sedimentológicos e estratigráficos, lança-se mão de técnicas mais sofisticadas como análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e estudos mineralógicos da fração fina através de difratometria de raios-X (DRX). Como muitas destas rochas contêm grãos no tamanho areia - partículas de quartzo, feldspato e minerais pesados -, métodos para análises de proveniência em arenitos podem ser utilizados, como, por exemplo, o estudo de feldspatos para indicadores de proveniência (Boggs 2009). Outros métodos usuais são a litogeoquímica e análises isotópicas de Sm-Nd, utilizados nessa pesquisa e apresentados no decorrer desse capítulo. Cabe ressaltar que estes métodos são baseados na premissa que os Elementos Terras Raras (ETR) são pouco fracionados em ambientes de sedimentação terrígena (McLennan *et al.* 1993), porém, na literatura pesquisada, não há opinião consensual sobre o tema.

» *Geoquímica de rocha total*

As análises geoquímicas de rocha total para Elementos Terras Raras (ETR) e elementos traço são utilizadas para determinar a abundância destes elementos e prover dados para estudos sob o viés de processos e proveniência sedimentar. Diferente dos elementos maiores, que têm assinatura geoquímica facilmente afetada por processos intempéricos e diagenéticos, os ETRs têm suas assinaturas geoquímicas primárias preservadas porque são altamente resistentes ao fracionamento durante o intemperismo e a diagênese (Faure 1986).

Sethi *et al.* (1998) ressaltam: "*The low solubilities of the REEs and short residence times in the ocean allow for them to be faithfully preserved in terrigenous sediments and validate their use as accurate indicators of provenance*". De fato, conforme Faure (1986), o alto estado de valência de praticamente todos os ETRs, somado a tendência de hidrolização do íon, faz com que esses elementos realizem ligações covalentes com os ânions aos quais estão combinados. Por isso os ETRs têm baixa taxa de solubilidade e mobilidade, assim, o fracionamento destes elementos é pouco substancial até mesmo durante processos de metamorfismo regional, alteração hidrotermal e intemperismo químico.

Por tais propriedades, a geoquímica de rocha total de ETRs e elementos traço é empregada como ferramenta até mesmo para elucidar a natureza pré-deformacional em regiões com deformação bastante pronunciada, como a sinforma de Araxá (MG), palco de diversos episódios deformacionais e metamórficos que obliteraram estruturas sedimentares primárias e dificultaram as interpretações quanto à gênese e contexto geotectônico (Seer 1999 e Seer *et al.* 2000).

A utilização de ETRs em estudos de proveniência de carbonatos também tem sido usual, embora mais recente. De acordo com Frimmel (2009), estes estudos baseiam-se na distribuição dos ETRs como indicadora de condições paleoambientais da deposição (*proxie* da composição da água). Este autor realiza ampla pesquisa sobre o tema, em carbonatos do Neoproterozóico, e sugere que processos diagenéticos precoces, como dolomitização, têm pouca influência sobre o padrão de distribuição das assinaturas de ETRs. Já Webb (2000) e Nothdurft *et al.* (2003) salientam que os parâmetros das condições paleoambientais serão fidedignos apenas para carbonatos relativamente livres de contaminação terrígena e alterações diagenéticas e/ou epigenéticas.

Estudos em que a composição química de rochas psamo-pelíticas é utilizada com fins de proveniência costumam fornecer a ambiência tectônica, ou aspectos gerais dos terrenos de

proveniência, e têm como principal característica o emprego de diagramas discriminantes. De acordo com McLennan *et al.* (1993), os ETRs e os elementos traços Y, Ti, Nb, Ta, Th, Sc, Hf e Co são os mais indicados para fins de restringir uma ambiência tectônica pois apresentam mobilidade relativamente baixa durante o intemperismo e transporte. Estes elementos são indicados inclusive para estudos em que as rochas foram submetidas a processos diagenéticos e/ou de metamorfismo de baixo grau - McLennan *et al.* (*op cit.*).

» *Análises isotópicas de Sm-Nd*

Estudos sobre proveniência de rochas sedimentares a partir da análise do decaimento isotópico de Samário (Sm^{147}), isótopo radioativo, para Neodímio (Nd^{143}), isótopo estável, têm sido utilizados com sucesso na investigação de possíveis áreas-fonte (Pimentel *et al.* 2001, Guadagnin 2005, dentre outros). Isto por que estes elementos estão presentes como traço em muitos minerais formadores das rochas sedimentares (silicatos, fosfatos, carbonatos), são ETRs com alto estado de valência e incompatíveis (Faure 1986).

Outro quesito relevante, e também responsável pelo largo emprego de análises isotópicas Sm-Nd em estudos de proveniência, é o fato de que esses elementos têm algumas similitudes químicas (têm raios iônicos de 1,08 Å (Nd^{+3}) e 1,04 Å (Sm^{+3}), por exemplo) e baixa solubilidade em água. Estas características resultam em modesta, ou inexistente, separação entre Sm e Nd na natureza, sob nenhum processo geológico. Assim, embora as quantidades originais de Sm e Nd sejam modificadas com o passar do tempo, as suas razões permanecem inalteradas (Faure 1986, McLennan 1989 e Geraldés 2010).

O método Sm-Nd permite o cálculo de idades modelo baseado na evolução isotópica do Nd. Com base nos autores supracitados, e de maneira simplificada, o princípio dessa técnica pode ser explicado da seguinte forma: Quando do decaimento de Sm^{147} para Nd^{143} , há emissão de uma partícula α com constante de decaimento alta ($\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$) e meia vida de 106 bilhões de anos. Esta propriedade permite que haja o cálculo de idades modelo, geralmente referidas como TCHUR (CHUR: *condrict uniform reservoir*) e TDM (DM: *depleted mantle*). A primeira mede o tempo em que a amostra foi gerada e separada de um magma com uma composição equivalente ao reservatório condritico enquanto a segunda, TDM, é relativa ao reservatório mantélico empobrecido na razão Sm/Nd e corresponde ao modelo de manto empobrecido proposto por DePaolo (1981). Este é o modelo mais usual em estudos de proveniência.

Conforme DePaolo (1981), o manto torna-se empobrecido em Nd de forma contínua, propiciando o aumento da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com o tempo. Portanto, as razões de $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de determinada amostra servirão como parâmetros para os cálculos da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial e o ϵNd . Para este autor, as idades T_{DM} têm mais confiabilidade em estudos de rochas sedimentares do que as do tipo T_{CHUR} .

Em análises de proveniência sedimentar, deve-se assumir a premissa que o T_{CHUR} ou T_{DM} , refletem a idade da(s) rocha(s) fonte(s) de sedimentos e que a adição de um componente jovem, manto-derivado, durante a deposição da rocha aumenta a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e, conseqüentemente, diminui a idade modelo. Assim, rochas sedimentares originárias de uma mesma fonte têm T_{DM} idêntico ao da rocha fonte dos sedimentos. A existência de mais de uma fonte de sedimentos é refletida em valores de T_{DM} intermediários em relação às idades modelo das possíveis áreas-fonte (Guadagnin 2005).

O valor do T_{DM} é obtido pela equação abaixo. O símbolo λ corresponde a constante de desintegração do ^{147}Sm e t é a idade calculada.

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} \times (e^{-\lambda t})$$

A equação seguinte é utilizada para cálculo do desvio da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵNd) entre a amostra estudada e o reservatório (CHUR ou DM) no tempo t (tempo de cristalização ou idade máxima de deposição do sedimento).

$$\epsilon\text{Nd}(t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}}(t) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t) - 1] \times 10000$$

Valores de ϵNd positivos indicam que a razão Sm/Nd é mais alta que o T_{CHUR} e, de acordo com DePaolo (1988), acusam que o material fora originado a partir do manto depletado. Para $\epsilon\text{Nd}(t)$ negativos, pressupõe-se que o material teve origem crustal e, quanto mais negativo for o $\epsilon\text{Nd}(t)$, maior terá sido o tempo de residência crustal.

5.2 RESULTADOS

5.2.1 ISOTÓPOS DE Sm - Nd

Razões isotópicas de Sm-Nd foram obtidas de 9 amostras. Destas, 6 são de litotipos pertencentes à Formação Lapa e as restantes correspondem aos níveis mais basais do Grupo Vazante (formações Serra do Garrote - 2 e Serra do Poço Verde - 1). As amostras da Formação Lapa foram coletadas no furo PFF-76 (amostra PFF76-1, profundidade de 167,55m) e no topo do perfil Fazenda Fagundes. Os demais exemplares analisados foram coletados na região de Ambrósia, a cerca de 10 km ao SE da área de estudo, em furos de sondagem (PAF 110 e PAF 124) e em afloramento. A Tabela 5.1 reúne os resultados isotópicos obtidos.

Para o cálculo dos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$, utilizou-se o valor de 930 Ma (t) como referência. Estudos de proveniência sedimentar a partir de zircões detríticos indicam esta como a idade máxima para deposição do Grupo Vazante (Rodrigues 2008).

Para Formação Lapa, as amostras investigadas correspondem à ritmitos (arenito/pelito) e pelitos. Nestes exemplares, os valores de T_{DM} obtidos indicam uma variação de 1,41 a 1,84 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ são exclusivamente negativos, no intervalo -0,85 a -5,37. A concentração de Sm, em ppm, varia de 6,782 a 3,225 e a concentração de Nd está contida no intervalo de 35,427 a 15,773 ppm.

Para a Formação Serra do Garrote, os exemplares analisados (arenito e pelito) têm as maiores idades modelo (2,40 e 2,07 Ga). Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ também são negativos (-11,63 e -10,08). A concentração de Sm é de 1,020 ppm, no arenito, e 5,492 ppm, no pelito. Nd apresenta valores de 5,075 e 31,381 ppm, com a maior concentração na rocha de granulação mais fina.

O exemplar da Formação Serra do Poço Verde tem idade modelo de 1,99 Ga. O $\epsilon_{Nd}(t)$ apresenta valor negativo (-11,88) e as concentrações de Sm e Nd são, respectivamente, de 2,425 ppm e 17,243 ppm.

Tabela 5.1 - Resultados isotópicos de Sm-Nd em amostras das formações Lapa, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote, analisadas nesse estudo.

Amostra	Litotipo	Formação	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)
FAG2-LP.2	Pelito dolomítico	Lapa	3,225	18,116	0,1076	0,512051 +/- 4	-11,44	-0,85	1,41
FAG2-LP.4	Ritmito arenito/pelito	Lapa	3,858	19,720	0,1182	0,511944 +/- 4	-13,53	-4,21	1,74
FAG2-LP.6	Ritmito pelito/arenito	Lapa	4,944	24,328	0,1228	0,511988 +/- 5	-12,68	-3,89	1,76
FAG2-LP.7	Pelito	Lapa	3,251	16,108	0,1220	0,511973 +/- 4	-12,96	-4,09	1,76
PFF 76-1	Pelito	Lapa	6,782	35,427	0,1157	0,511869 +/- 2	-14,99	-5,37	1,81
FAG.L2	Pelito	Lapa	3,346	15,773	0,1282	0,512001 +/- 10	-12,42	-4,28	1,84
PAF.110-78	Arenito	Serra do Poço Verde	2,425	17,243	0,0850	0,511349 +/- 3	-25,15	-11,88	1,99
290	Arenito	Serra do Garrote	1,020	5,075	0,1214	0,511584 +/- 10	-20,55	-11,63	2,40
PAF 124-7	Pelito	Serra do Garrote	5,492	31,381	0,1058	0,511568 +/- 7	-20,88	-10,08	2,07

Quando plotados no diagrama de evolução isotópica de Nd (Figura 5.1) os dados dos pelitos e psamitos da Formação Lapa nitidamente se distinguem daqueles provenientes da Formação Serra do Garrote. Esta distinção pôde ser verificada também nas pesquisas realizadas por Pimentel *et al.* (2001) e Rodrigues (2008) (Figura 5.2). A fim de comparar os resultados, a Tabela 5.2 reúne os dados deste trabalho e também dados provenientes dos estudos anteriores. Por se tratar apenas de um exemplar, a linha isócrona referente à amostra da Formação Serra do Poço Verde foi omitida no diagrama (Figura 5.1).

De acordo com a Tabela 5.2, e também observável nas Figuras 5.1 e 5.2, as idades modelos obtidas nessa dissertação para as formações Lapa, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote são

similares àquelas obtidas pelos autores anteriormente citados, à exceção apenas do valor T_{DM} de 1,4 Ga para Formação Lapa, verificado no presente estudo.

Esses autores realizaram pesquisas de cunho regional e discutiram sobre as possíveis fontes de sedimentos para os grupos Vazante, Canastra, Paranoá e Bambuí. Concluíram que é necessária a participação de fontes juvenis para explicar a assinatura isotópica verificada nos exemplares da Formação Lapa. Para estas amostras, os valores de T_{DM} adquiridos não apresentam compatibilidade com sedimentos derivados dos terrenos Paleoproterozóicos do Cráton do São Francisco - considerados como fontes principais de sedimentos, sobretudo para as unidades mais basais do Grupo Vazante. Os dados obtidos no presente estudo, resumidos abaixo, ceta interpretação:

- 1) A comparação entre os dados isotópicos da Formação Lapa e os demais disponíveis para a Formação Serra do Garrote indica que fontes Paleoproterozóicas tiveram contribuição fundamental durante os processos de sedimentação da unidade mais basal. Por outro lado, para a unidade de topo, essa fonte não contribui ou há adição de sedimentos provenientes de outras fontes mais jovens, possibilitando uma mistura de áreas-fonte evidenciada pela idade modelo consistente com valores médios de T_{DM} 1,72 Ga;
- 2) A similaridade dos valores para Nd isotópico nas amostras da Formação Serra do Garrote, 0,511584 e 0,511568, que indica fonte comum para as amostras, e a leve discrepância entre estes valores e àqueles, deste mesmo parâmetro, verificados para a Formação Lapa (0,512051 a 0,511869) implica em provisão de sedimentos a partir de fontes diferentes e/ou mistura de áreas-fonte;
- 3) Os valores $\epsilon Nd(t)$ mais negativos para as amostras da formação Serra do Garrote indicam tempo de residência crustal maior quando comparados aos valores $\epsilon Nd(t)$ da formação Lapa, com valores menos negativos que sugerem contribuição de rochas juvenis.

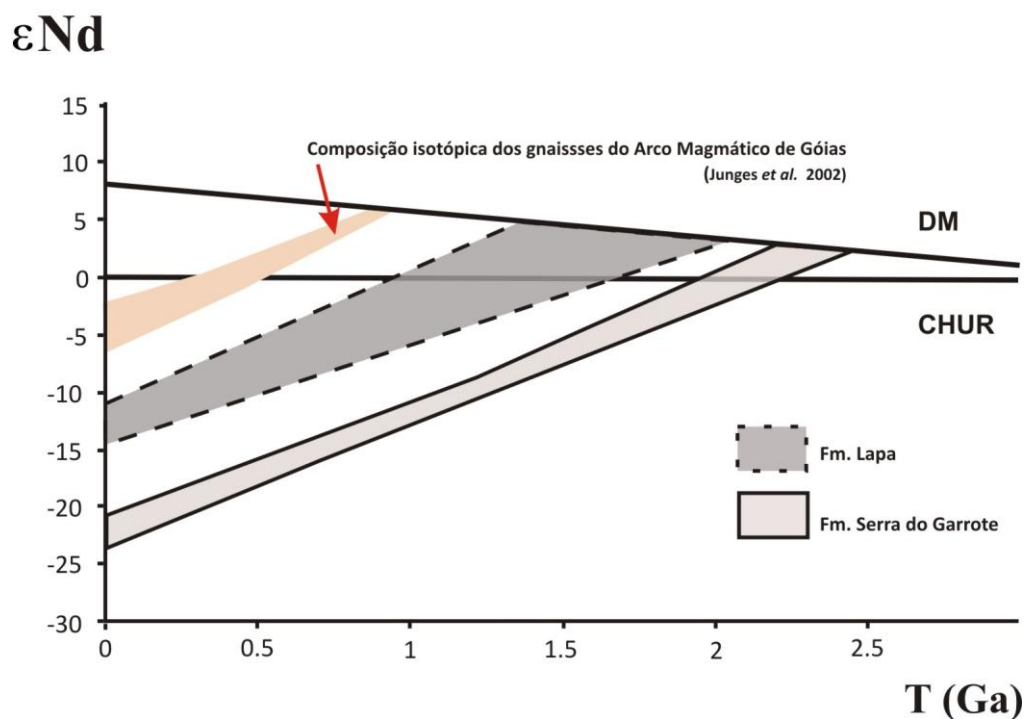


Figura 5.1 - Diagrama de evolução de Nd para amostras das formações Lapa e Serra do Garrote analisadas nesse estudo. A seta vermelha indica o intervalo das amostras com composição isotópica do Arco Magmático de Goiás (AMG), de acordo com Junges *et al.* (2002).

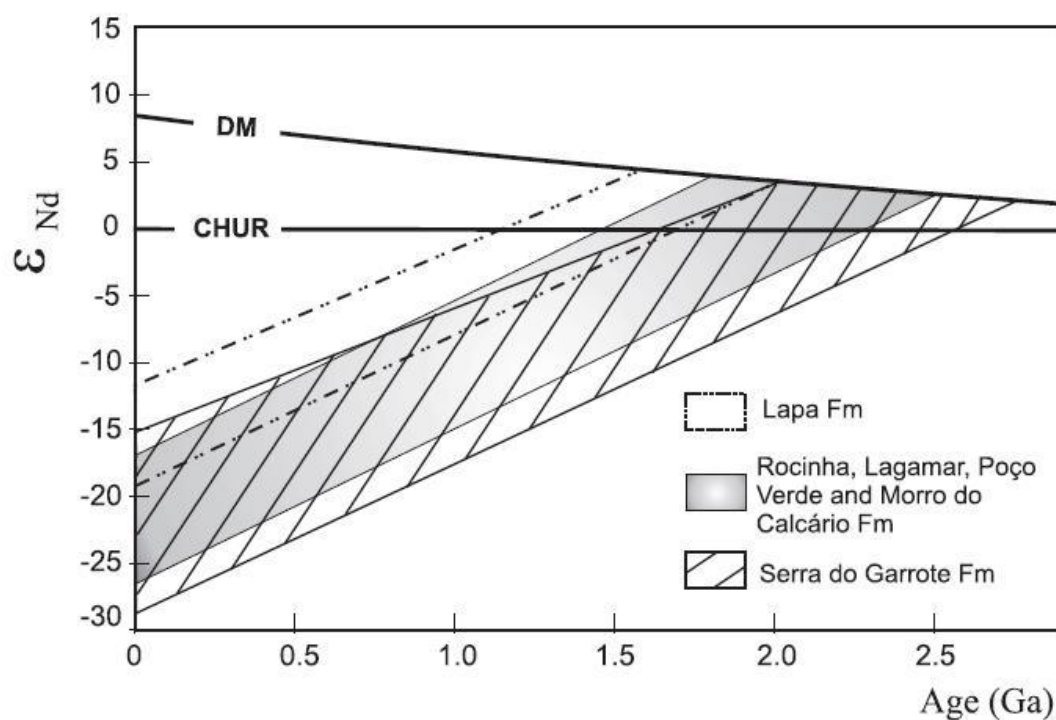


Figura 5.2 - Diagrama de evolução de Nd para amostras do Grupo Vazante estudadas por Pimentel *et al.* (2001) e Rodrigues (2008). Figura extraída de Rodrigues (2008).

Tabela 5.2 - Dados de análises isotópicas de Sm-Nd para amostras do Grupo Vazante. * amostras de Rodrigues (2008) e ** dados extraídos de Pimentel *et al.* (2001).

Amostra	Litologia	Latitude	Longitude	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)
<i>FORMAÇÃO LAPA</i>								
FAG2-LP.2	Pelito	-16.999747	-46.877265	3,225	18,116	0,512051 +/- 4	0,1076	1,41
FAG2-LP.4	Ritmito arenito/pelito	-16.999746	-46.877265	3,858	19,720	0,511944 +/- 4	0,1182	1,74
FAG2-LP.6	Ritmito pelito/arenito	-16.999746	-46.877265	4,944	24,328	0,511988 +/- 5	0,1228	1,76
FAG2-LP.7	Pelito	-16.999746	-46.877265	3,251	16,108	0,511973 +/- 4	0,1220	1,76
FAG.L2	Pelito	-16.999746	-46.877265	3,346	15,773	0,512001 +/- 10	0,1282	1,84
PFF 76-1	Pelito	-16.999747	-46.877265	6,782	35,427	0,511869 +/- 2	0,1157	1,81
SL-I *	Quartzito	-18.222820	-47.045310	0.79	4.96	0.511752 ± 18	0.097	1.67
SL-3 *	Quartzito	-18.148920	-46.981860	1.32	6.95	0.51 1749 ± 20	0.115	1.98
SL-5 *	Quartzito	-17.980540	-46.921910	6.82	38.21	0.511643 ± 21	0.108	2.00
SL-6pel *	Ritmito	-17.994220	-46.927910	9.07	48.28	0.511909 ± 15	0.113	1.71
MGV-8* *				6.33	33.14	0.51 1888 ± 05	0.115	1.78
MGV-7* *				7.64	43.61	0.51 1678 ± 06	0.106	1.91
KJF41-6* *				9.85	55.31	0.511825 ± 08	0.108	1.72
CX-100* *				5.24	25.57	0.511933 ± 09	0.124	1.87
CX-50* *				4.74	22.34	0.51 1959 ± 03	0.128	1.87
PALMITAL**				4.09	20.22	0.511998 ± 04	0.122	1.70
<i>FORMAÇÃO MORRO DO CALCÁRIO</i>								
MC-1 *	Marga	-17.972190	-46.891808	4.9	27.46	0.511521 ± 28	0.108	2.18
MC-3 *	Quartzito	-17.389906	-46.741733	3.72	20.17	0.511619 ± 11	0.112	2.11
<i>FORMAÇÃO SERRA DO POÇO VERDE</i>								
PAF.110-78	Arenito	-	-	2,425	17,243	0,511349 +/- 3	0,0850	1,99
VAZ-IB* *				6.5	36.41	0.51 1 566 ± 05	0.108	2.10
VAZ-I* *				6.08	35.03	0.511649 ± 05	0.105	1.94
VAZ-IC**				5.43	30.66	0.51158 ± 04	0.107	2.07
M-244-6* *				2.41	16.54	0.51145 ± 03	0.088	1.92
M-244-4* *				4.52	38.81	0.511321 ± 03	0.070	1.82
<i>FORMAÇÃO SERRA DO GARROTE</i>								
290	Arenito	-17.142723	-46.763863	1,020	5,075	0,511584 +/- 10	0,1214	2,40
PAF 124-7	Folhelho	-	-	5,492	31,381	0,511568 +/- 7	0,1058	2,07
UNAÍ-10B*	Quartzito	-16.406350	-47.082110	4.24	22.78	0.511555 ± 20	0.112	2.23
UNAÍ-II *	Quartzito	-16.408200	-47.083330	2.48	12.4	0.511362 ± 16	0.121	2.76
UNAÍ-25B*	Ardósia	-16.467920	-47.031880	7.16	43.21	0.511159 ± 19	0.100	2.52
SG-I *	Quartzito	-18.161440	-46.944420	0.78	4.17	0.511566 ± 20	0.113	2.22
SG-S *	Ritmito fino	-17.365032	-46.679000	6.08	26.71	0.511851 ± 17	0.138	2.38
8T-48 *	Arenito lítico			1.71	8.77	0.511623 ± 10	0.118	2.24
K-44-13* *				5.62	30.78	0.511626 ± 06	0.111	2.03
K-44-20* *				4.67	24.57	0.511715 ± 05	0.116	2.05
<i>FORMAÇÃO LAGAMAR</i>								
LAG-I	Ardósia	-18.176859	-46.858604	4.68	25.14	0.511765 ± 19	0.117	1.91
<i>FORMAÇÃO ROÇINHA</i>								
UNAÍ-1pel *	Ritmito	-16.264011	-47.073519	10.91	61.21	0.511628 ± 15	0.107	2.02
UNAÍ-2pel*	Ritmito	-16.275326	-47.077753	7.86	45.31	0.511594 ± 06	0.105	2.02
UNAÍ-I *	Siltito	-16.264011	-47.073519	3.46	17.67	0.511605 ± 07	0.118	2.29
ROC-1 *	Quartzito	-18.525892	-47.034313	2.57	15.08	0.511645 ± 19	0.103	1.91
ROC-2 *	Quartzito	-18.495627	-47.052077	1.12	6.38	0.511274 ± 11	0.107	2.51
ROC-3*	Ardósia	-18.518259	-47.048407	12.61	73.55	0.511683 ± 10	0.104	1.87

5.2.2 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Foram analisados 10 exemplares para elementos maiores, traço e terras raras. Destes, 8 são da Formação Lapa (fácies mista) e 2 da Formação Morro do Calcário (fácies carbonática). As amostras foram selecionadas no perfil Fazenda Fagundes a partir de critérios visuais como ausência de veios e/ou fraturas preenchidas por minerais secundários e de efeitos intempéricos, como capa de alteração. Os resultados analíticos estão dispostos nas Tabelas 5.3, 5.4 e 5.5, referidas oportunamente durante a apresentação e discussão dos resultados. Optou-se por restringir o estudo de proveniência às amostras da Formação Lapa, em que os termos terrígenos suplantam os carbonatos.

Na área da pesquisa há alterações diagenéticas e hidrotermais de diferentes proporções, bem discutidas em Monteiro (2002) e Tonietto (2010), assim, as concentrações dos elementos maiores (Tabela 5.3) podem estar refletindo parcialmente os processos de alteração acima citados e análises discriminatórias de proveniência e/ou contexto tectônico nestas amostras teriam caráter bastante especulativo. Por este motivo, optou-se por focar o trabalho no estudo de procedência sedimentar baseado em elementos traço considerados imóveis e de ETRs (conforme estabelecido em McLennan *et al.* (1993), Bhatia & Crook (1986), McLennan *et al.* (2003)). Os elementos maiores, considerados “móveis”, tais como Si, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, e os elementos traços Rb e Sr são citados, mas não são inclusos nas discussões das possíveis fontes de sedimentos.

Contudo, cabe mencionar, há diagramas específicos que fazem uso de elementos maiores a fim de delimitar/indicar contextos tectônicos e proveniência, dentre os mais referidos na literatura estão o diagrama de Harker e $Ti-MgO+Fe_2O_3$ (Bhatia 1983), K_2O/Na_2O-SiO_2 (Roser & Korsch 1986 *in* Seer 1999) e o gráfico $SiO_2/Al_2O_3-K_2O/Na_2O$ (McLennan *et al.* 1990).

» *Elementos maiores*

As concentrações dos elementos maiores, com resultados em % de peso, podem ser visualizadas na Tabela 5.3. As amostras FAG.L0 e FAG.LP.1 apresentam variação irrisória entre si. Como são fácies carbonáticas, as maiores concentrações são dos óxidos de Ca e Mg, 26,06 e 17,98 %, respectivamente. O conteúdo de SiO_2 varia de 9,72 a 11,52 % e o de Al_2O_3 , de 2,70 a 2,26%. TiO_2 , Na_2O , K_2O , MnO , P_2O_5 têm concentrações sempre abaixo de 1% e o conteúdo de Fe_2O_3

não ultrapassa 1,5%. Destaque para a concentração do teor de carbono orgânico (COT/C) - 11,40 e 11,84 %.

As amostras da Formação Lapa têm concentrações de SiO₂ no intervalo de 26,74 a 56,47%; de Al₂O₃, entre 5,22 e 13,08% e de K₂O, entre 2,02 e 5,33%. Óxidos de Ca e de Mg estão no range de 4,33 a 18,60 % e 5,89 a 13,49%. A variação nestas amostras parece refletir a mineralogia das fácies: ora mais rica em quartzo e feldspato (amostra FAG.LP.4, ritmito arenito/pelito), com os maiores teores de SiO₂, Al₂O₃ e K₂O, ora mais rica em carbonatos - notadamente as fácies com maiores teores de CaO e MgO e baixas concentrações de SiO₂ e Al₂O₃. O conteúdo de Fe₂O₃ varia de 2,44 a 3,30%. Os demais óxidos têm baixas concentrações, sempre <1%. A concentração do teor de carbono orgânico (COT/C) é de 1,76%, na amostra mais rica em terrígenos, e de 8,20%, no dolomito impuro.

Tabela 5.3 - Elementos maiores com resultados em % de peso. As amostras FAG.L0 e FAG.LP.1 são de fácies carbonáticas da Formação Morro do Calcário. As demais são amostras da Formação Lapa: Pelitos (FAG.L1, FAG.L2, FAG.L3, FAG.LP.2, FAG.LP.7), ritmitos (FAG.LP.4 e FAG.LP.6) e dolomito impuro (FAG.LP.5).

	FAG.L0	FAG.L1	FAG.L2	FAG.L3	FAG.LP.1	FAG.LP.2	FAG.LP.4	FAG.LP.5	FAG.LP.6	FAG.LP.7
SiO ₂	11,52	51,12	41,60	32,41	9,72	41,49	56,47	26,74	40,62	29,55
Al ₂ O ₃	2,70	12,19	8,37	6,81	2,26	10,21	13,08	5,22	8,77	5,94
Fe ₂ O ₃	1,43	3,22	3,14	3,30	1,22	2,91	3,18	2,44	3,26	3,25
CaO	24,63	6,40	11,73	15,55	26,06	10,83	4,33	18,60	11,90	16,99
MgO	17,68	7,53	10,12	12,34	17,98	9,57	5,89	13,49	10,34	13,07
TiO ₂	0,16	0,70	0,40	0,36	0,14	0,59	0,70	0,29	0,45	0,31
P ₂ O ₅	0,03	0,14	0,10	0,08	0,04	0,12	0,15	0,10	0,14	0,07
Na ₂ O	0,02	0,05	0,22	0,19	0,02	0,04	0,05	0,03	0,19	0,24
K ₂ O	0,97	4,86	3,36	2,45	0,79	4,23	5,33	2,02	3,44	2,09
MnO	0,06	0,03	0,05	0,06	0,07	0,03	0,03	0,08	0,05	0,07
LOI	40,5	13,5	20,6	26,2	41,4	19,7	10,6	30,7	20,6	28,1
COT/C	11,40	2,54	5,20	6,89	11,84	4,62	1,76	8,20	5,21	7,61
COT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0,03	<0.02	<0.02

» *Elementos traços*

Os resultados das concentrações dos elementos traço estão mencionados em partes por milhão, ppm, e partes por bilhão, ppb. Os elementos utilizados nesse estudo foram Th, Sc, Hf, V, Zr e Co. Estes elementos têm suas concentrações e/ou razões plotadas em diagramas específicos - binários e ternários (Figura 5.3 a 5.7) – ou analisados individualmente.

Tabela 5.4 - Elementos traço com resultados em partes por milhão, ppm, exceto para o Au, cujo resultado está em partes por bilhão, ppb. As amostras FAG.L0 e FAG.LP.1 são de fácies carbonáticas da Formação Morro do Calcário. As demais são amostras da Formação Lapa: Pelitos (FAG.L1, FAG.L2, FAG.L3, FAG.LP.2, FAG.LP.7), ritmitos (FAG.LP.4 e FAG.LP.6) e dolomito impuro (FAG.LP.5).

	FAG.L0	FAG.L1	FAG.L2	FAG.L3	FAG.LP.1	FAG.LP.2	FAG.LP.4	FAG.LP.5	FAG.LP.6	FAG.LP.7
Au	<0.5	<0.5	<0.5	0,7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	80	561	618	396	60	480	600	423	433	516
Be	<1	2	1	1	<1	3	4	1	2	<1
Co	10,2	24,2	18,8	14,3	6,6	11,5	20,8	30,4	12,6	14,2
Cs	1,3	11,5	5,7	4,4	1,3	11,5	13,8	4,9	6,1	3,5
Ga	3,3	16,1	10,6	9,2	2,8	13,6	17,5	7,0	10,8	6,9
Hf	1,2	4,6	2,9	2,8	0,5	4,0	5,3	2,3	3,5	2,8
Nb	2,7	11,5	7,4	6,4	2,2	9,9	12,2	5,2	7,8	5,7
Ni	<20	22	<20	<20	<20	22	25	<20	20	<20
Rb	27,7	145,7	91,0	71,4	21,2	118,3	154,7	59,7	96,1	61,5
Sc	3	15	9	8	3	13	15	6	9	7
Sn	<1	3	2	1	<1	2	3	1	2	1
Sr	54,8	53,0	83,1	100,6	56,3	39,0	33,1	69,4	84,8	106,7
Ta	0,3	1,0	0,7	0,6	0,2	0,8	0,9	0,5	0,7	0,5
Th	2,8	9,8	6,2	5,8	2,1	7,5	10,3	4,5	6,3	4,5
U	1,0	3,4	2,2	1,9	0,9	2,6	3,3	1,5	2,5	1,9
V	26	90	52	47	22	74	91	33	58	41
W	37,6	156,1	207,9	85,9	34,8	87,6	86,6	159,3	60,2	88,6
Zr	34,2	165,5	106,4	99,1	26,0	149,7	173,4	70,5	124,6	97,5
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	8,7	4,9	6,3	7,3	6,2	13,7	15,3	13,8	6,3	7,4
Bi	<0.1	0,3	0,2	0,2	<0.1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu	11,4	30,3	27,2	28,6	8,7	57,0	32,1	19,3	27,0	21,2
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo	0,5	0,1	0,2	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1
Ni	7,8	19,6	15,2	15,9	5,2	20,9	21,6	16,2	15,5	13,5
Pb	19,9	6,3	5,4	6,6	9,1	18,2	14,2	17,9	5,1	6,4
Sb	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,6	0,3	0,3
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ti	<0.1	0,2	0,1	0,2	<0.1	0,2	0,2	<0.1	0,1	<0.1
Zn	10	49	27	26	8	27	66	16	29	24

O diagrama Th/Sc-Zr/Sc (Figura 5.3) - objetiva analisar aspectos de processos sedimentares (reciclagem sedimentar), mas permite inferências sobre a perspectiva de área fonte também. Foi elaborado por McLennan *et al.* (1990) a partir de razões Th/Sc contra Zr/Sc obtidas em sedimentos de sistemas turbidíticos recentes, em contextos tectônicos diferentes (margens ativa e passiva).

Admite-se que a relação Zr/Sc é um índice robusto para avaliar enriquecimento de zircão pois significativa concentração de Zr nos sedimentos o que implica em maior volume de zircão, comumente associado com outros minerais pesados. Esta configuração geralmente é alcançada na crosta continental superior, caracterizada por altas taxas de reciclagem sedimentar. O Sc, por sua vez, se comporta de forma semelhante aos ETRs: não se enriquece e preserva a assinatura da proveniência original (McLennan *et al.* 1990).

A razão Th/Sc é utilizada para diferenciar fontes de proveniência máficas e félsicas. Em sistemas ígneos, o Th é um elemento tipicamente incompatível enquanto Sc é compatível e encontra-se concentrado nas rochas máficas/ultramáficas. O estudo da variação Th/Sc e Zr/Sc em sedimentos turbidíticos de configurações do tipo margem ativa mostra uma correlação positiva e evidencia que a diferenciação ígnea é o controle primário. O mesmo não ocorre quando a análise é realizada nos sedimentos turbidíticos de margem passiva. Neste caso, há um aumento substancial nas razões Zr/Sc e aumento pouco expressivo nas razões Th/Sc (McLennan *et al.* 1990, McLennan *et al.* 1993).

As amostras analisadas têm razões de Th/Sc com valores médios de 0,68. De acordo com os autores supracitados, estes valores estão abaixo das médias obtidas em sedimentos oriundos de rochas da crosta continental superior, que têm proporção média $\geq 0,79$, e estão pouco acima da média admitida para sedimentos provenientes de fontes máficas/ultramáficas ($\leq 0,6$). Para McLennan *et al.* (2001), valores de Sc acima de 13,6 ppm e Co acima de 17 ppm, por exemplo, estão acima da média obtida em sedimentos da crosta continental superior e podem indicar origem a partir de rochas fonte máfica e/ou ultramáfica. Conforme visualizado na Tabela 5.4, as amostras FAG.L1, FAG.L2, FAG.LP4 e FAG.LP5 têm valores de Co enriquecidos em relação a média mencionada, chegando a mais de 30 ppm. Para Sc, apenas as amostras FAG.L1 e FAG.LP4 têm valores acima da média estabelecida em McLennan *et al.* (2001).

As razões Zr/Sc têm média de 12,23, com os valores mais elevados (13,84) observados nas amostras mais ricas em sedimentos na granulação areia. Esta média não representa enriquecimento em zircão e indica que houve baixo grau de reciclagem sedimentar. Médias indicativas de alta concentração de Zr podem ultrapassar valores de 150 (Do Campo & Guevara 2005).

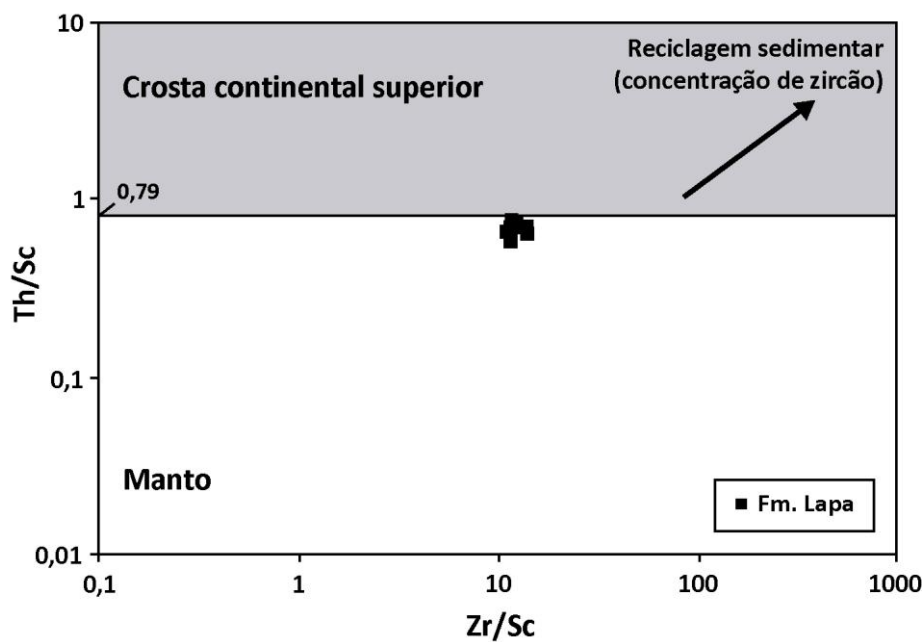


Figura 5.3 - Diagrama Th/Sc versus Zr/Sc (McLennan *et al.* 1990). As razões obtidas indicam baixo grau de reciclagem sedimentar para os sedimentos da Formação Lapa.

O gráfico V versus Sc (Figura 5.4) ratifica essa possibilidade. Partindo do princípio que V e Sc são elementos traço de afinidade ferromagnésiana e, portanto, abundantes em sedimentos oriundos de rochas máficas/ultramáficas, Bhatia & Crook (1986) propuseram este gráfico. À medida que os sedimentos se tornam mais maduros, há um aumento do grau de reciclagem sedimentar e conseqüente diminuição nas concentrações de V e Sc. O teor de V, por sua vez, tem sido relatado como elevado em sedimentos derivados de contextos tectônicos do tipo Arco (Bhatia & Crook 1986) e, em terrenos relacionados à crosta continental superior, está na média de 107 ppm (McLennan *et al.* 2001).

Nas amostras analisadas, V varia de 33 a 91ppm. A concentração mais baixa refere-se ao dolomito impuro e a mais elevada, ao ritmito arenito/pelito. Quando plotadas no gráfico V x Sc, a maioria aponta proveniência de arco magmático dissecado (contexto tectônico de margem continental ativa) e a minoria, 2, sugere proveniência a partir de rochas de arco magmático não-dissecado, derivadas de contexto tectônico do tipo arco oceânico.

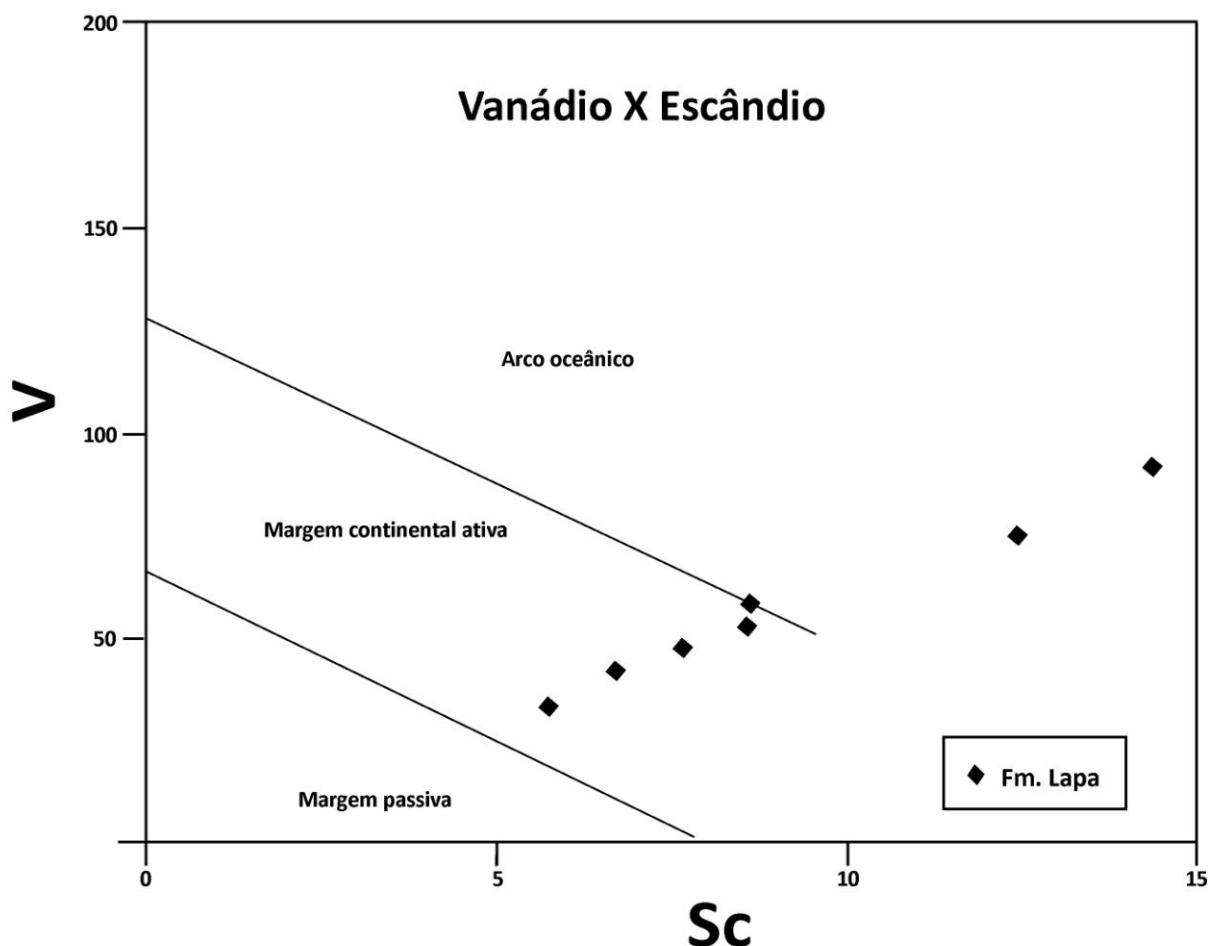


Figura 5.4 - Diagrama V versus Sc (Bhatia & Crook 1986).

Para discriminar possíveis contextos tectônicos utilizou-se também o diagrama ternário Sc-Th-Zr/10, Figura 5.5, de Bhatia & Crook (1986). Este diagrama é apontado por alguns autores como o mais apropriado para distinguir entre sedimentos de margem continental passiva e sedimentos oriundos de margem continental ativa (Bahlburg 1998 e Naipauer *et al.* 2010). Nele há campos específicos referenciados por A (arco de ilhas oceânico), B (arco de ilhas continental), C (margem continental ativa) e D (margem passiva), delimitados a partir de análises de sedimentos do Recente e seus respectivos sítios deposicionais. Adicionalmente, foram plotados campos referentes às análises de sedimentos turbidíticos atuais, em deposição sob contextos tectônicos diferentes: (1) bacia em margem continental ativa e (2) bacia em margem passiva (Bahlburg 1998).

As amostras plotam no campo B, à exceção da amostra FAG.LP.1, que não plota em campo específico mas sim bem próxima ao limite do campo B. Quando os dados dos turbiditos recentes são sobrepostos, nota-se todas as amostras inseridas no campo 1.

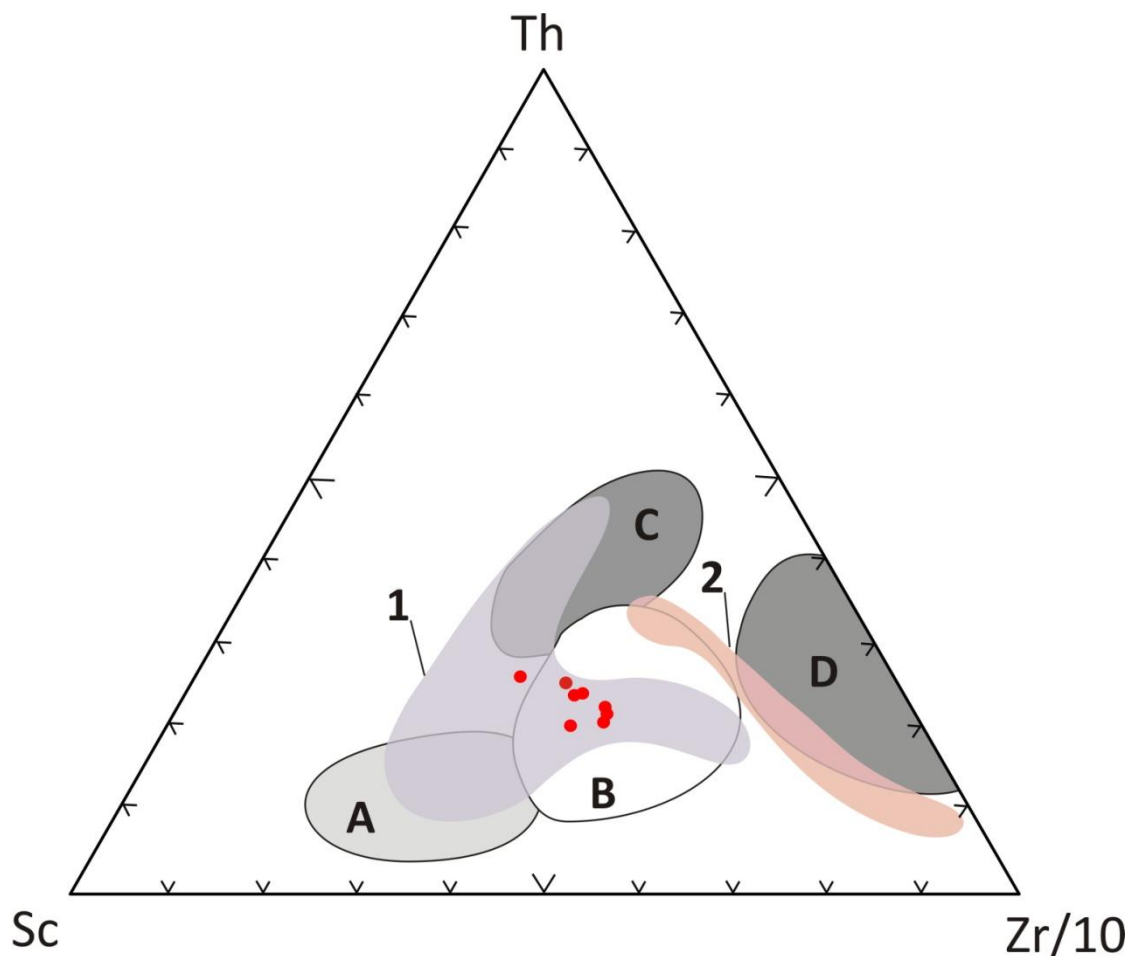


Figura 5.5 - Diagrama Sc-Th-Zr/10 (Bhatia & Crook 1986). Contextos tectônicos: A: Arco de ilha oceânico, B: Arco de ilha continental, C: Margem continental ativa e D: Margem passiva. Campos 1 (sedimentos de sistemas turbidíticos atuais depositados em margem de arco continental) e 2 (sedimentos de sistemas turbidíticos atuais depositados em bacia do tipo margem passiva), de acordo com os dados de Bahlburg (1998). Figura extraída de Do Campo & Guevara (2005).

Este resultado está condizente com o observado e discutido nos diagramas anteriores. Mais uma vez, fica evidenciado que não há concentrações significativas de Zr nas rochas fonte de sedimentos para Formação Lapa.

A fim de refinar ainda mais as observações, optou-se por utilizar também diagramas discriminatórios em que, além dos elementos traço imóveis, o ETR La é incluso. Pois, como verificado na Figura 5.5, a distinção entre tipos de proveniência de arco magmático não-dissecado e/ou dissecado e crosta continental reciclada (soerguimento do embasamento em contextos de margem continental ativa) é tarefa difícil apenas com dados de elementos traço

enquanto que os diagramas em que há a junção destes elementos e ETRs têm obtido êxito em diferenciar os diversos contextos tectônicos.

O diagrama La-Th-Sc (McLennan *et al.* 1993) é representado na Figura 5.6. Todas as amostras analisadas plotam no campo de margem continental ativa (MCA). No diagrama La/Th contra Hf, de Floyd & Leveridge (1987), também é verificado o caráter pouco maduro da fonte provedora de sedimentos (Figura 5.7). De maneira análoga ao discutido para o elemento Zr, o aumento de concentrações de Hf também está diretamente relacionado ao incremento de reciclagem sedimentar. Desta forma, quanto maior for o conteúdo deste elemento, maior será a participação de sedimentos cuja proveniência esteja associada a rochas do interior cratônico.

O maior teor de Hf é verificado na amostra FAG.LP.4 (5,3 ppm). Exceto a amostra FAG.LP.7, os exemplares analisados não coincidiram com nenhum dos campo pré-estabelecidos para distinção de contextos tectônicos, mas a maioria sugere o contexto de arco de ilhas félsico.

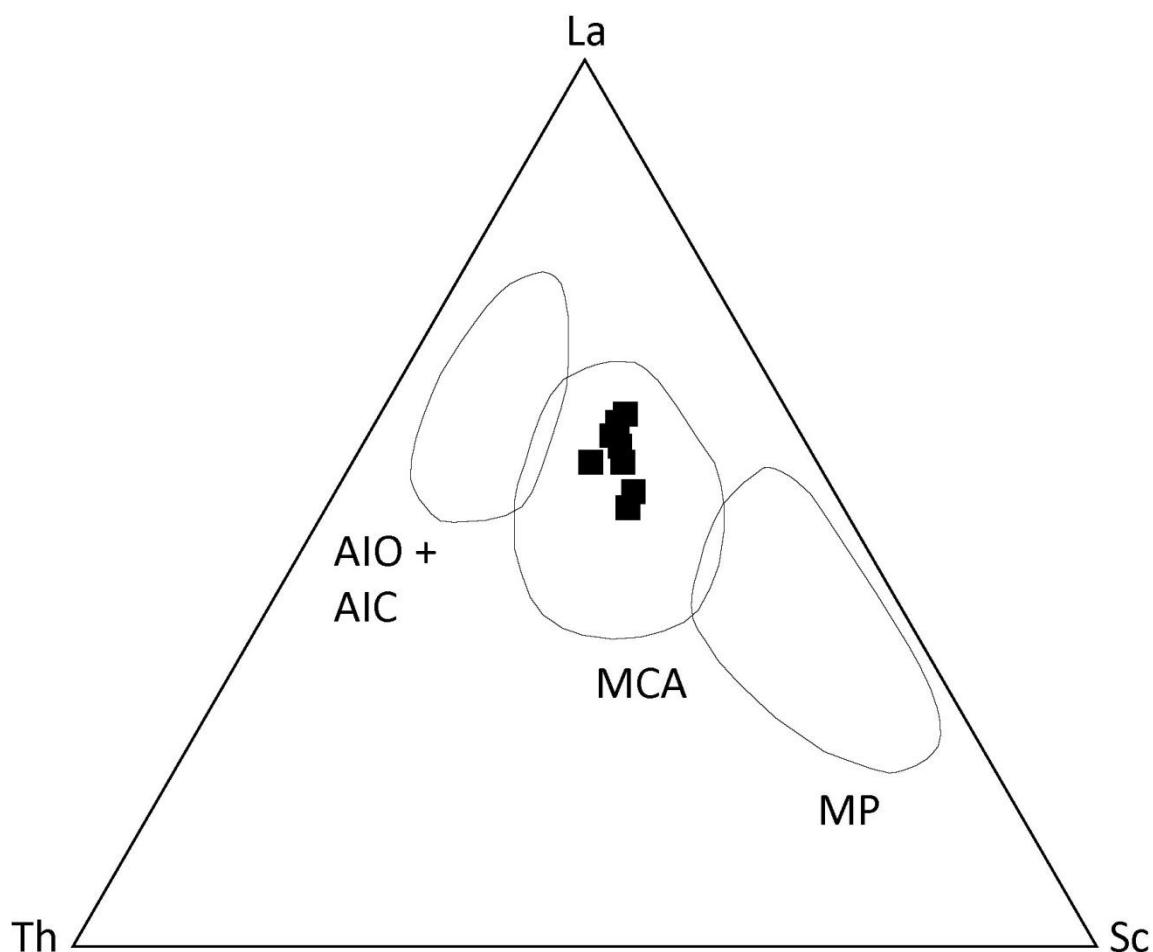


Figura 5.6 - Diagrama La-Th-Sc (McLennan *et al.* 1993). AIO: Arco de ilhas oceânicos, AIC: Arco de ilhas continental, MCA: margem continental ativa e MP: Margem passiva.

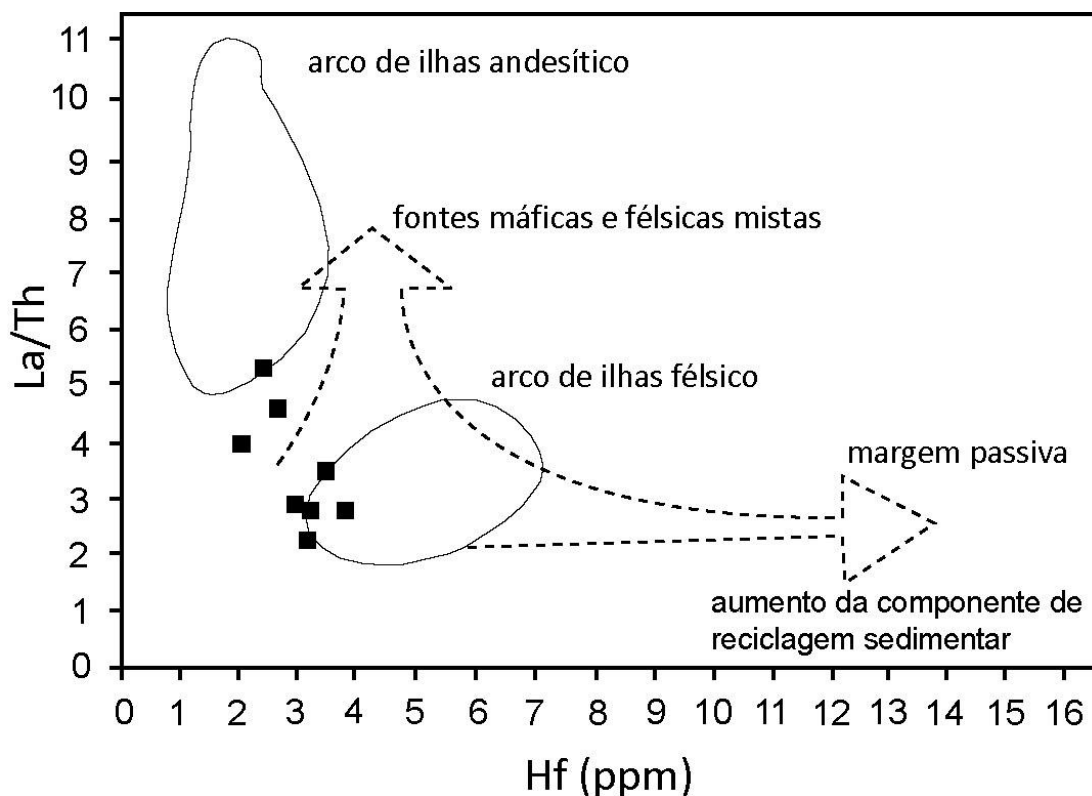


Figura 5.7 - Diagrama La/Th contra Hf, de Floyd & Leveridge (1987).

» ***Elementos Terras Raras***

Os resultados das análises de Elementos Terras Raras (ETR) estão dispostos na Tabela 5.5. As concentrações estão em partes por milhão, ppm. Estes resultados foram normalizados pela composição do *Post-Archean Australian Shale* (PAAS) - Tabela 5.6 - conforme disposto em McLennan (1989). Anomalias relativas foram calculadas para alguns elementos (Ce e Eu, por exemplo), de acordo Bau & Dulski (1996). Estes parâmetros e outros relativos aos ETR, como valores de concentração total, podem ser verificados na Tabela 5.7. A Figura 5.8. exhibe os valores normalizados plotados.

As amostras apresentam concentrações de ETR menores do que as do PAAS. Os Elementos Terras Raras Leves (ETRL) têm padrão plano, com discretas anomalias positivas de Ce, até o Nd. A partir do Sm, o padrão dos ETR assume suave concavidade para baixo. São observadas anomalias positivas e negativas para Eu. No elemento Ho, há uma anomalia negativa, suave, e padrão de distribuição tende a ficar mais plano.

A variação verificada no padrão de distribuição, e nas amostras em individual, reflete as concentrações de ETR. Estas concentrações são controladas, principalmente, pelas fases minerais presentes nas rochas (McLennan 1989) e tamanho dos grãos (Cullers *et al.* 1987).

Tabela 5.5 - Elementos Terras Raras (ETR), com concentrações em partes por milhão, ppm. As amostras FAG.L0 e FAG.LP.1 são de fácies carbonáticas da Formação Morro do Calcário. As demais são amostras da Formação Lapa: Pelitos (FAG.L1, FAG.L2, FAG.L3, FAG.LP.2, FAG.LP.7), ritmitos (FAG.LP.4 e FAG.LP.6) e dolomito impuro (FAG.LP.5).

	FAG.L0	FAG.L1	FAG.L2	FAG.L3	FAG.LP.1	FAG.LP.2	FAG.LP.4	FAG.LP.5	FAG.LP.6	FAG.LP.7
La	7,0	26,2	18,4	18,8	6,6	15,2	24,9	14,2	22,0	17,2
Ce	15,2	53,9	40,2	41,7	15,1	31,5	53,6	30,1	51,3	39,4
Pr	1,84	6,34	4,76	4,72	1,77	3,74	5,87	3,42	5,78	4,19
Nd	7,9	23,2	18,0	17,4	6,3	14,8	21,3	12,9	22,5	15,8
Sm	1,48	4,34	3,63	3,48	1,38	2,87	3,99	2,67	4,67	3,22
Eu	0,32	0,83	0,76	0,71	0,29	0,48	0,69	0,61	0,90	0,71
Gd	1,44	3,89	3,50	3,32	1,33	2,44	3,52	2,53	4,24	2,99
Tb	0,25	0,63	0,57	0,54	0,21	0,41	0,58	0,46	0,67	0,49
Dy	1,36	3,91	3,19	3,06	1,22	2,53	3,40	2,86	3,65	2,94
Ho	0,27	0,79	0,61	0,58	0,24	0,50	0,75	0,58	0,67	0,55
Er	0,75	2,54	1,90	1,76	0,67	1,65	2,24	1,78	1,97	1,75
Tm	0,11	0,42	0,28	0,28	0,10	0,28	0,38	0,28	0,30	0,26
Yb	0,70	2,59	1,77	1,71	0,58	1,84	2,51	1,77	2,04	1,57
Lu	0,12	0,41	0,28	0,26	0,10	0,30	0,39	0,26	0,31	0,25

Tabela 5.6 - Concentrações de Elementos Terras Raras (ETR) normalizadas conforme o *Post-Archean Australian Shale* (PAAS) - McLennan (1989).

	FAG.L0	FAG.L1	FAG.L2	FAG.L3	FAG.LP.1	FAG.LP.2	FAG.LP.4	FAG.LP.5	FAG.LP.6	FAG.LP.7
LaN=La (/38,200)	0,1832	0,6859	0,4817	0,4921	0,1728	0,3979	0,6518	0,3717	0,5759	0,4503
CeN=Ce (/79,600)	0,1910	0,6771	0,5050	0,5239	0,1897	0,3957	0,6734	0,3781	0,6445	0,4950
PrN=Pr (/8,830)	0,2084	0,7180	0,5391	0,5345	0,2005	0,4236	0,6648	0,3873	0,6546	0,4745
NdN=Nd (/33,900)	0,2330	0,6844	0,5310	0,5133	0,1858	0,4366	0,6283	0,3805	0,6637	0,4661
SmN=Sm (/5,550)	0,2667	0,7820	0,6541	0,6270	0,2486	0,5171	0,7189	0,4811	0,8414	0,5802
EuN=Eu (/1,080)	0,2963	0,7685	0,7037	0,6574	0,2685	0,4444	0,6389	0,5648	0,8333	0,6574
GdN=Gd (/4,660)	0,3090	0,8348	0,7511	0,7124	0,2854	0,5236	0,7554	0,5429	0,9099	0,6416
TbN=Tb (/0,774)	0,3230	0,8140	0,7364	0,6977	0,2713	0,5297	0,7494	0,5943	0,8656	0,6331
DyN=Dy (/4,680)	0,2906	0,8355	0,6816	0,6538	0,2607	0,5406	0,7265	0,6111	0,7799	0,6282
HoN=Ho (/0,991)	0,2725	0,7972	0,6155	0,5853	0,2422	0,5045	0,7568	0,5853	0,6761	0,5550
ErN=Er (/2,850)	0,2632	0,2772	0,2140	0,2035	0,0842	0,1754	0,2632	0,2035	0,2351	0,1930
TmN=Tm /0,405)	0,2716	1,0370	0,6914	0,6914	0,2469	0,6914	0,9383	0,6914	0,7407	0,6420
YbN=Yb (/2,820)	0,2482	0,9184	0,6277	0,6064	0,2057	0,6525	0,8901	0,6277	0,7234	0,5567
LuN=Lu (/0,433)	0,2771	0,9469	0,6467	0,6005	0,2309	0,6928	0,9007	0,6005	0,7159	0,5774

Tabela 5.7 - Anomalias relativas, de acordo com Bau & Dulski (1996), e valores de concentração total (sum REE).

	FAG.L0	FAG.L1	FAG.L2	FAG.L3	FAG.LP.1	FAG.LP.2	FAG.LP.4	FAG.LP.5	FAG.LP.6	FAG.LP.7
Sum REE	38,7	129,99	97,85	98,32	35,89	78,54	124,12	74,42	121	91,32
NdN/YbN	0,9388	0,7451	0,8460	0,8465	0,9036	0,6691	0,7059	0,6063	0,9175	0,8372
GdN/Gd*	1,02	1,04	1,06	1,06	1,08	1,00	1,02	0,97	1,06	1,04
(Sm/Yb)N	1,07	0,85	1,04	1,03	1,21	0,79	0,81	0,77	1,16	1,04
PrN/YbN	0,84	0,78	0,86	0,88	0,97	0,65	0,75	0,62	0,90	0,85
Pr/Pr*	0,98	1,05	1,04	1,03	1,07	1,02	1,02	1,02	1,00	0,99
Ce/Ce*	0,98	0,96	0,99	1,02	1,02	0,96	1,02	1,00	1,05	1,07
Eu/Eu*	1,04	0,97	1,03	1,01	1,05	0,85	0,88	1,09	0,98	1,10
Y (ppm)	7,2	21,8	18,1	17,8	7	13,5	18,8	16,1	20	16,6
Y/Ho	27	28	30	31	29	27	25	28	30	30
YN=Y/27	0,2667	0,8074	0,6704	0,6593	0,2593	0,5000	0,6963	0,5963	0,7407	0,6148

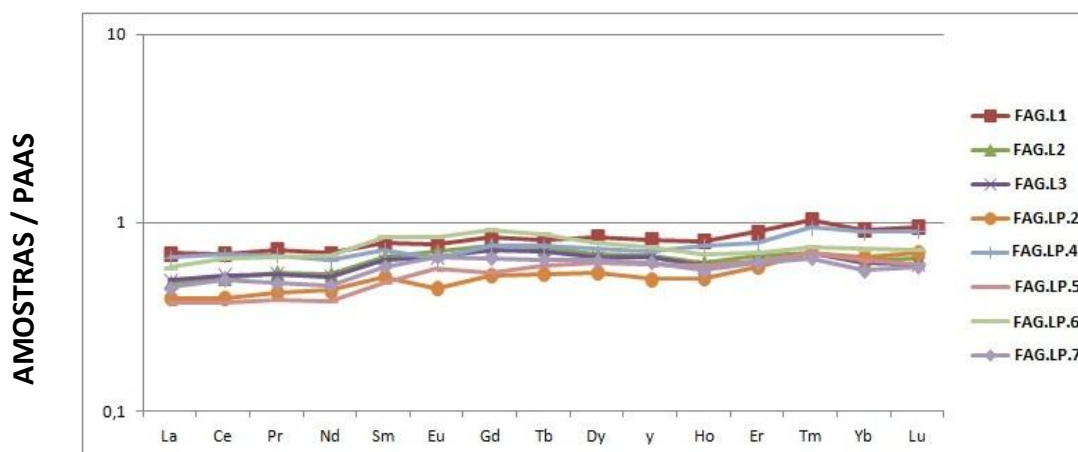


Figura 5.8 - Diagrama de ETR + Y. Dados normalizados pela composição do *Post-Archean Australian Shale* (PAAS), conforme disposto em McLennan (1989).

A análise de proveniência a partir dos ETRs vale-se de abordagem de médias de concentração típicas de determinado contexto tectônico e/ou terreno. Um elemento emblemático nestas análises é o Eu. A presença de anomalias negativas indica uma composição típica de crosta continental - praticamente todas as rochas sedimentares arqueanas são caracterizadas por empobrecimento em Eu (Taylor & McLennan 1985) - e anomalias positivas geralmente estão relacionadas a contextos tectônicos de arco e/ou margem ativa (McLennan *et al.* 2003).

O presente estudo tem como referência as características dos ETRs utilizadas para discriminação de ambientes tectônicos em bacias sedimentares, conforme Bhatia (1985). Estas características podem ser visualizadas na Tabela 5.8.

Tabela 5.8 - Características dos ETRs utilizadas para discriminação de ambientes tectônicos em bacias sedimentares - Bhatia (1985).

Tipo de proveniência	La (ppm)	Ce (ppm)	ETR	La / Yb	La _N / Yb _N	Eu / Eu	Contexto tectônico
Arco magmático não-dissecado	8 ± 2	19 ± 4	58 ± 10	4,2 ± 1,3	2,8 ± 0,9	1,04 ± 0,11	Arco de ilhas oceânico (AIO)
Arco magmático dissecado	27 ± 5	59 ± 8	146 ± 20	11 ± 4	7,5 ± 2,5	0,79 ± 0,13	Arco de ilhas continental (AIC)
Soerguimento do embasamento	37	78	186	12,5	8,5	0,60	Margem continental ativa (MCA)
Interior cratônico	39	85	210	15,9	10,8	0,56	Margem continental passiva (MP)

As amostras analisadas apresentam concentração de La, em ppm, na média de 19,6, sendo que o maior teor alcança valores de 26,1 ppm (amostra FAG.L1). Para o elemento Ce, os valores situam-se no intervalo de 30,1 a 53,9 ppm, apresentado uma concentração média de 42,7 ppm. A concentração total de ETR (Sum REE - Tabela 5.7) apresenta valor máximo de 129,99 ppm. A média La/Yb, ppm, é de 9,93. Eu/Eu, por sua vez, varia de 0,85 a 1,10, com média aproximada de 0,99.

Este resultado mostra que as médias para os parâmetros La, Ce, ETR, La/Yb estão conformes, ou próximas, àquelas estabelecidas para proveniência a partir de arco magmático dissecado e contexto tectônico do tipo arco de ilhas continental. O parâmetro Eu/Eu apresenta valores que permitem vínculo a arco de ilhas oceânico e arco de ilhas continental.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este capítulo objetiva sumarizar os principais resultados obtidos nesse estudo e as conclusões deles suscitadas. Alguns aspectos considerados fundamentais são discutidos e, ao final - no item 6.2 - sugestões para continuidade/ampliação da pesquisa são apresentadas. Cabe mencionar que as conclusões expostas estão conformes com os objetivos definidos no início da pesquisa.

6.1 SÍNTESE DOS RESULTADOS, DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

6.1.1 SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA

O arcabouço faciológico descrito no furo PFF-76 e no perfil Fazenda Fagundes é composto por 10 fácies principais, agrupadas em 3 diferentes associações de fácies. A existência de um sistema carbonático aonde prevalecia processos de ressedimentação, muitas vezes envolvendo retrabalhamento de bioherma, é bastante clara. As associações de fácies *AF1* (Associação de fácies de talude de plataforma carbonática com borda) e *AF2* (Associação de fácies de sopé de talude/margem de plataforma de sistema carbonático) compõem este sistema. Estas associações de fácies correspondem ao topo da Formação Morro do Calcário. A Figura 6.1 ilustra o modelo deposicional interpretado nesse trabalho e distribuição ideal de fácies.

Sistema turbidítico, representado pela *AF3* (Associação de fácies de sopé de talude/margem de bacia de sistema turbidítico), também é descrito. Neste caso, não há clareza quanto ao tipo do sistema turbidítico (se do tipo deltaico, misto, etc.), nem mesmo a tipologia dos ambientes relacionados (leque submarino, rampa submarina ou *slope-apron*). Para isto, há necessidade de maiores levantamentos de campo com intuito de analisar continuidades, lateral e vertical, e geometria dos corpos, além de outros aspectos distintivos. Contudo, desde já, algumas características, como a co-existência de depósitos de fluxo de detritos e de correntes de turbidez e a existência de sedimentos com baixas maturidades textural e mineral, apontam para deposição

em área relativamente proximal. Na região de Fazenda Fagundes, esta associação de fácies representa os depósitos basais da Formação Lapa. A Figura 6.2 - baseada na distribuição de fácies de turbiditos do Fanerozóico - é utilizada na tentativa de compreender a associação faciológica do topo do perfil Fazenda Fagundes.

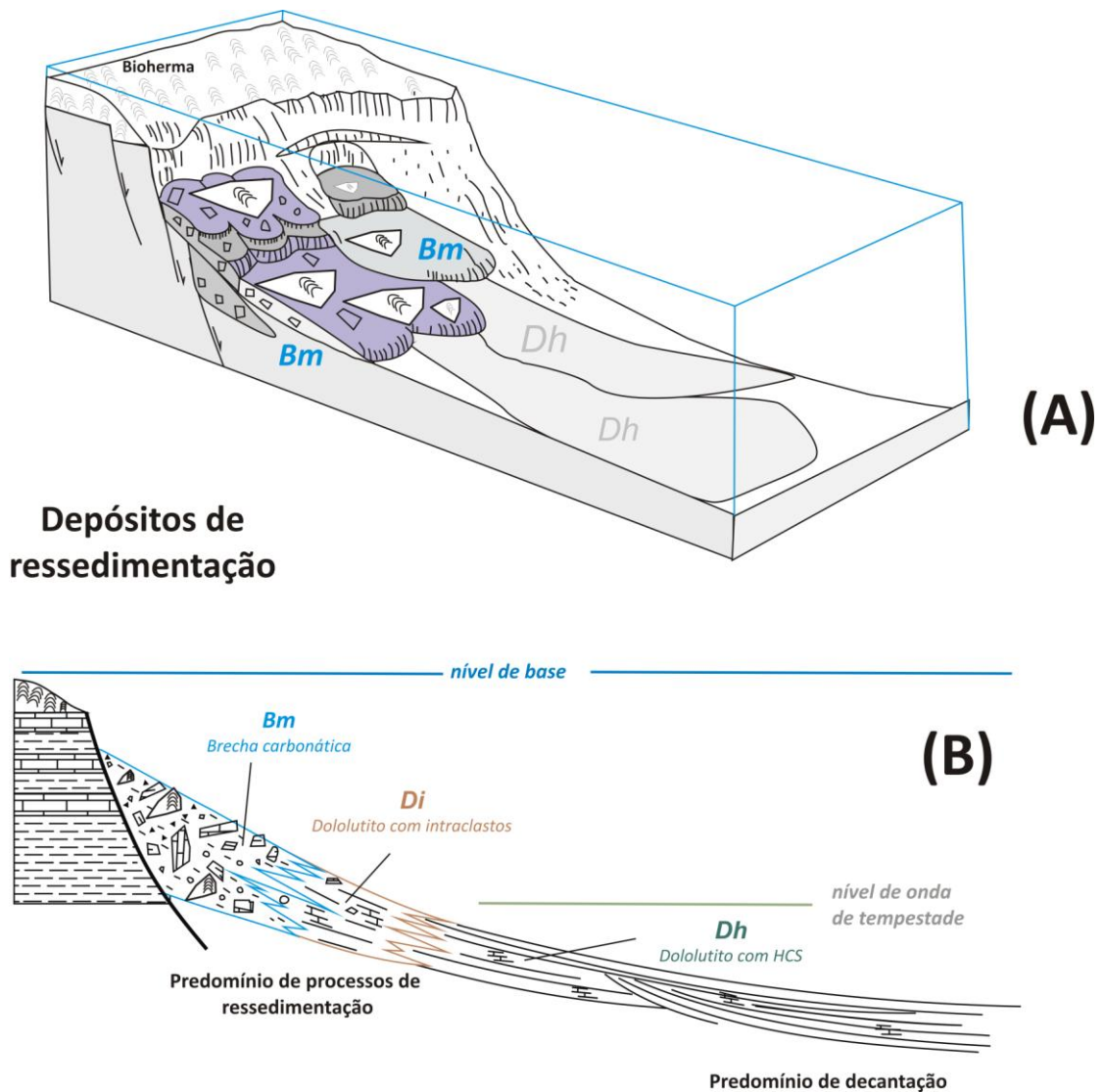


Figura 6.1 - (A) Modelo deposicional proposto para a Formação Morro do Calcário na área de estudo. Depósitos em talude e sopé de talude a partir de processos de ressedimentação atuantes em área marginal a bioherma. (B) Distribuição ideal de fácies: brecha carbonática (**Bm**) e dololuto com intraclastos (**Di**) indicam áreas mais próximas à quebra do talude. A fácies dololuto com estratificação cruzada do tipo *hummocky* (**Dh**) indica deposição em área mais distal, ocasionalmente atingida por ondas de tempestade. A distribuição das fácies está de acordo com modelos propostos por Wilson (1975) e Playton *et al.* (2010). Adaptada a partir de Antunes (2004).

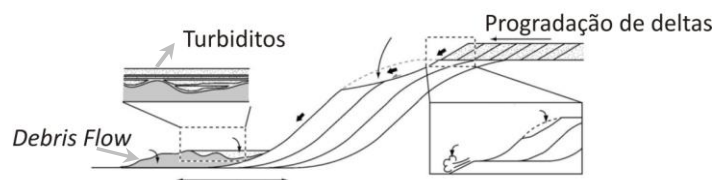


Figura 6.2 - Distribuição de depósitos proposta para registros sedimentares que demonstram co-existência da atuação de fluxos de detritos e de correntes de turbidez. A alternância desses depósitos, que respondem por diferentes processos, é associada à progradação deltaica por Jackson & Johnson (2009). Figura extraída de Jackson & Johnson (2009).

Cabe mencionar, e discutir, a interpretação que alguns autores fazem de 1 nível de diamictito descrito em furos de sondagem próximo ao contato das formações Morro do Calcário e Lapa. Brody *et al.* (2004) e Asmy *et al.* (2006), baseados em valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, interpretam carbonatos da Formação Lapa, sitos no contato com a formação sobrejacente, como depósitos do tipo *cap carbonate*.

Diamictito é um termo descritivo. Significa que o litotipo em questão é um conglomerado, ou brecha, que contém clastos de granulação variada - de grânulos a matacões - e composição diversa. Significa também que estes clastos estão imersos em matriz de granulação muito fina (em geral, silte a argila), maciça ou não (Eyles 1993). Assim, conforme discutido no Capítulo 3, uma rocha com esta descrição (paraconglomerado) encerra características que permitem ao intérprete inferir que fora depositada por processos de fluxos de detritos. Porém, é fato comum em diversos artigos, nacionais e internacionais, a correlação desta fácies com episódios glaciais.

A utilização deste termo a fim de denotar depósitos glaciais é equivocada. Vários autores têm discutido amplamente sobre o tema (Eyles 1993, Uhlein *et al.* 2004, Uhlein *et al.* 2007, dentre outros) e, de forma consensual, ressaltam a importância de reconhecer no registro sedimentar feições-chave antes de associar um diamictito à depósitos glaciais. Dentre elas, a mais importante, *sine qua non*, é a presença de seixos (ou clastos) “pingados”, deformando sedimentos finos. Ademais, para rochas formadas em contexto glácio-marinho são esperadas algumas estruturas diagnósticas, como, por exemplo, seixos estriados, facetados e/ou polidos que denunciem a ação de transporte glacial (Eyles 1993).

No presente estudo não foram verificadas estruturas deste tipo, mas as análises sedimentológicas, sobretudo para Formação Lapa, foram pontuais e trabalhos de cunho regional, com foco em sedimentologia e estratigrafia, e não apenas em análises isotópicas de C, devem ser incentivados a fim de aclarar esta questão.

Ainda que em caráter preliminar, é proposto um arcabouço estratigráfico local a partir o estudo do padrão de empilhamento das associações de fácies, sob a ótica de Estratigrafia de Sequências (ciclos T-R). Admite-se que o sistema carbonático apresenta padrão de empilhamento progradacional enquanto o sistema turbidítico é associado a caráter retrogradacional. Entre eles é indicado um candidato a limite de sequências, inferido a partir da mudança no padrão deposicional e contato abrupto de fácies.

6.1.2 PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO LAPA

Os dados isotópicos de Sm-Nd analisados resultam em valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ negativos com idade modelo (T_{DM}) - *Nd model age* - variando de 1,41 a 1,84 Ga. Estes resultados estão em consonância com o que há disposto na literatura (Pimentel *et al.* 2001 e Rodrigues 2008). São interpretados como resposta à mistura de fontes (material derivado de antiga crosta continental + material proveniente de rochas juvenis). A análise da ambiência tectônica a partir de concentrações de elementos traços imóveis plotadas em diagramas discriminantes específicos também favorece esta hipótese.

As razão de ETRs utilizadas para indicar proveniência sedimentar e contexto tectônico foram unânimes em apontar terrenos de arco magmático dissecado como possíveis áreas-fonte para os sedimentos analisados. Os diagramas discriminantes que utilizam elementos traço Zr e Hf também evidenciam o baixo teor destes elementos nos sedimentos da Formação Lapa, fato que implica em baixos graus de reciclagem sedimentar, situação comum em sedimentos provenientes de contextos tectônicos de margens ativa. Em suma, os dados das análises de proveniência sedimentar sugerem fortemente que os sedimentos analisados não provêm de contexto tectônico do tipo margem continental passiva.

O material que fornece assinatura juvenil aos sedimentos analisados deve proceder do Arco Magmático de Goiás (AMG). Esta unidade tectônica é caracterizada por assinaturas de arco de ilha oceânicos, conforme visto no Capítulo 2, principalmente na região mais a sul do AMG. Na

região norte há registros de representantes associados às rochas ácidas e intermediárias, com características geoquímicas cordilherianas (Pimentel *et al.* 2004). Terrenos com características de margem continental ativa também foram identificados na região de Porangatu, GO (*Professor Elton Dantas - comunicação verbal*).

6.1.3 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Diante do exposto no Capítulo 5 é possível inferir que os sedimentos da Formação Lapa têm participação de áreas-fonte juvenis. Somado à este fato, o presente estudo aponta evidências sedimentológicas irrefutáveis que permitem afirmar que entre as formações Morro do Calcário e Lapa há uma mudança de área fonte, inclusive, localmente, percebe-se fluxos de detritos têm sentido de W para E. Adicionalmente, os parâmetros utilizados para análises de proveniência sedimentar mostraram-se unânimes em restringir o contexto tectônico, sempre relacionado a contexto tectônico do tipo margem ativa. Estes dados corroboram a hipótese preconizada por Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2000): a Formação Lapa representa os primeiros registros do avanço do *front* de empurrão da Faixa de Dobramentos Brasília.

Possivelmente a deposição dessa formação ocorreu em contexto similar ao idealizado por Sinclair (1997). A partir da análise de dados sedimentológicos e estratigráficos de diferentes bacias do tipo *foreland*, este autor propõe um modelo qualitativo para o preenchimento de bacias dessa natureza. Neste modelo são reconhecidas três unidades estratigráficas principais, comumente sobrepostas durante a migração do orogéno: (1) deposição de carbonato na margem cratônica da bacia - geralmente em contexto do tipo plataforma; (2) sedimentação hemipelágica na margem da bacia cratônica e (3) sedimentação siliciclástica representada por turbidíticos e proveniente da margem orogenética da bacia. Portanto, a presente pesquisa obteve dados que suportam a proposição do contexto tectono-sedimentar verificado na Figura 6.3. O sistema carbonático da Formação Morro do Calcário foi depositado na margem cratônica da bacia enquanto a sedimentação turbidítica (Fm. Lapa), que têm caráter retrogradacional ao analisada na margem cratônica, na verdade, corresponde à progradação da margem orogenética da bacia. Elementos de bacias do tipo *Foreland* podem ser conferidos na Figura 6.4.

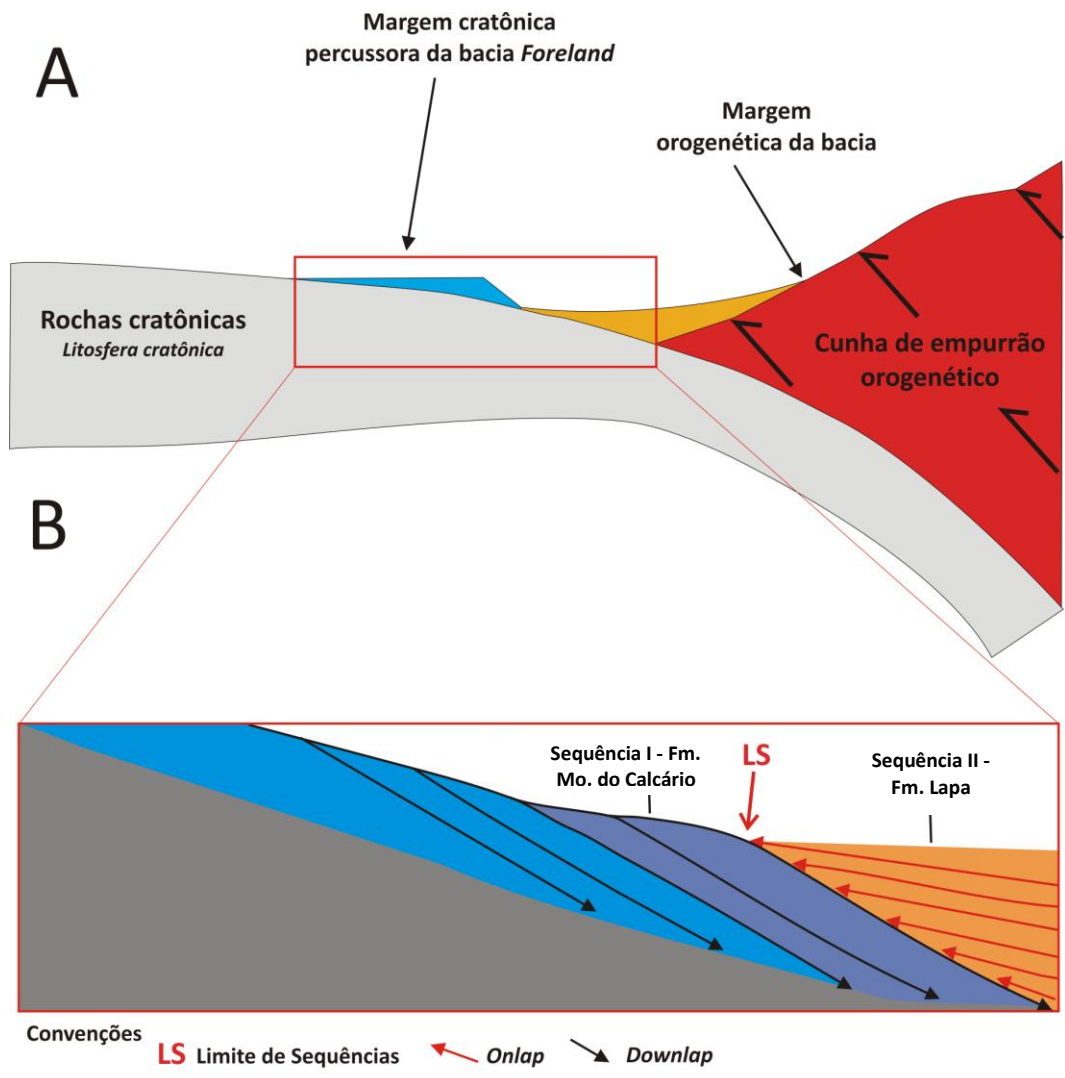


Figura 6.3 - Idealização do contexto tectono-deposicional para as formações Morro do Calcário (Sequência I) e Lapa (Sequência II) a partir do modelo estabelecido em Sinclair (1997). O sistema carbonático é depositado na margem cratônica da bacia enquanto a sedimentação turbidítica, que têm caráter retrogradacional ao analisada na margem cratônica, na verdade, corresponde à progradação da margem orogenética da bacia.

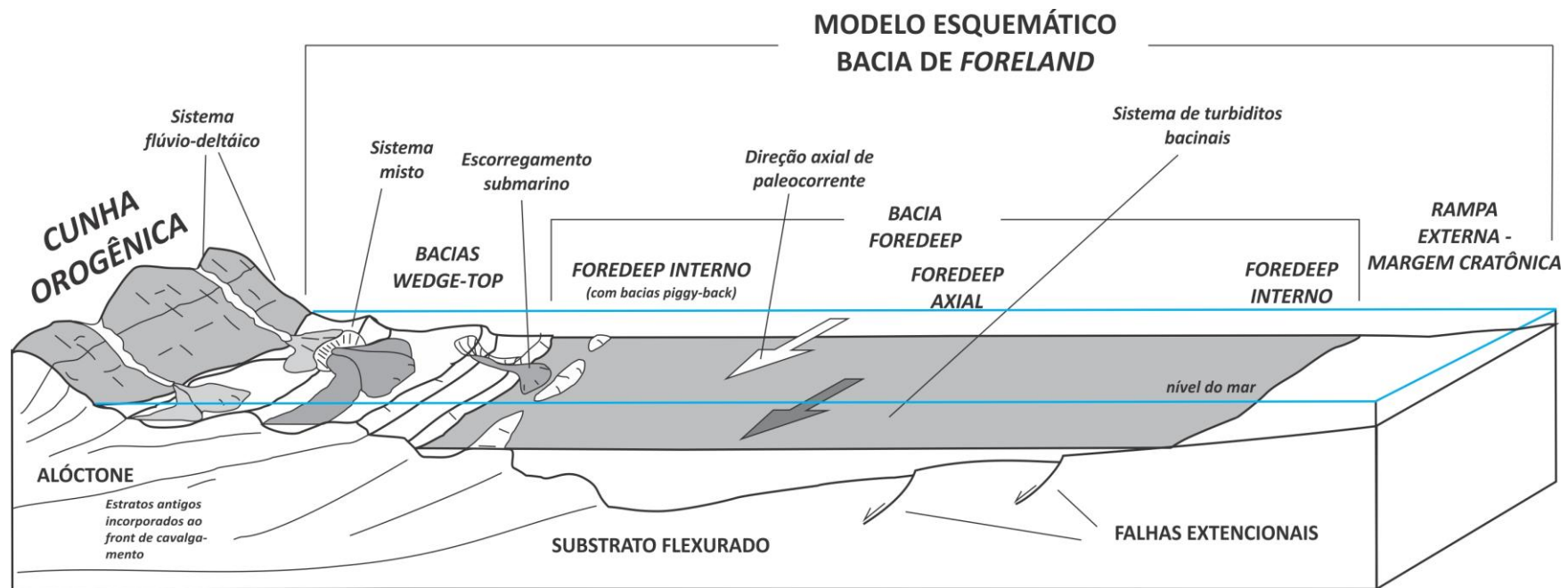


Figura 6.4 - Modelo esquemático de bacias do tipo *Foreland*. Figura extraída de Mutti *et al.* (2003).

6.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A fim de melhor entender o sistema turbidítico que há ao norte de Paracatu, segundo dados desse trabalho, e na região de Unaí (Laranjeiras 1992), são necessário estudos de cunho sedimentológico e estratigráfico, em escalas diversas, com ênfase no entendimento do sistema deposicional e na análise sistemática de paleocorrentes.

A região norte também carece de estudos estruturais. Para isto, recomenda-se a realização de seções estruturais de detalhe, utilizando-se da técnica de construção de seções balanceadas. Geofísica - aquisições sísmica e interpretação de dados de aerogeofísica, de gamaespectrometria e de magnetometria (disponíveis no banco de dados da Companhia Mineradora de Minas Gerais, COMIG) - será bem vinda no rol das pesquisas futuras.

A passagem Morro do Calcário - Lapa contém informações-chave para o entendimento tectônico da bacia e, por conseguinte, é muito importante sob o ponto de vista acadêmico e econômico. Elucidar essa questão reflete, por exemplo, na possibilidade de prospectos para depósitos do tipo CD (*clastics dominant*) Zn-Pb estarem presentes na área enfocada. Vale ressaltar que muitos desses depósitos, em nível mundial, estão em configuração tectônica similar à aventada nesse estudo e, invariavelmente, estão associados ou próximos a depósitos do tipo MVT (Bradley & Leach (2003) e Leach *et al.* 2010).

Pesquisas referentes à proveniência sedimentar também devem ser incentivadas. Atualmente existem várias técnicas com respostas robustas: Catodoluminescência em grãos de quartzo detríticos, por exemplo, pode fornecer valiosas informações sobre a existência de contribuição vulcânica. Certamente, estudos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, e outros, somados ao emprego de métodos que dêem maior credibilidade ao entendimento do processo de preenchimento da bacia fornecerão o ferramental ideal para o conhecimento da verdadeira natureza da “Bacia Vazante”.

CAPÍTULO 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmin, F.F., Brito Neves, B.B., Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma Revisão. *In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, p.: 45-62.
- Alkmin, F.F., Chemale Jr., F., Endo, I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e seu significado tectônico. *Rev. Escola de Minas*, **49**: 22-38.
- Alkmin, F.F. & Martins-Neto, M.A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: C. P. Pinto & M. Martins-Neto (eds.) Bacia do São Francisco Geologia e Recursos Naturais*. SBG, p.: 9-30.
- Almeida, F.F.M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, 36p.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui Y, Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**:1-29.
- Araújo Filho, J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: An example of the Intersection of two Brasiliano Fold-Thrust Belts in Central Brazil and its Implications for the Tectonic Evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (1)**:144-148.
- Antunes, A. F. 2004. *Evolução Tectono-Estrutural do Campo de Xaréu (Sub-Bacia de Mundaú, Bacia do Ceará - NE do Brasil)*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 270p.
- Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., Oliveira, T.F., Sanches, A.L., Dardenne, M.A. 2001. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. *Precambrian Research*, **112**: 303-329.
- Azmy, K., Kaufman, A.J., Misi, A., Kimura, H., Oliveira, T.F. 2005. Chemostratigraphy of Neoproterozoic sequences of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: New data and a review. *In: SBG, Simp. São Francisco Craton, III, Short Papers*, p. 269-273.
- Azmy, K., Kaufman, A.J., Misi, A., Oliveira, T.F. 2006. Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: Implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. *Precambrian Research*, **(3-4)**: 231-248.
- Azmy, K., Kendall, B., Creaser, R.A., Heaman, L., Oliveira, T.F. 2008. Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re-Os and U-Pb radiometric age constraints, *Precambrian Research*, **164**:160-172.
- Bau M. & Dulski P. 1996. Distributions of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, **79**: 37-55.
- Bahlburg, H. 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. *In: R.J. Pankhurst & C.W. Rapela (eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication, 142, p.: 127-142.

- Bhatia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *The Journal of Geology*, **91**:611-627.
- Bhatia, M.R. & Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Mineral. Petrol.*, **92**:181-193.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG. Brasília, CPRM, Mapas na Escala 1:2.500.000.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.) 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil - Texto, Mapas e SIG*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 674 pp.
- Bock, B., Hurowitz, J.A., McLennan, S.M., Hanson, G.N. 2004. Scale and timing of rare earth element redistribution in the Taconian foreland of New England. *Sedimentology*, **51**:885-897.
- Boggs, S. 2009. *Petrology of sedimentary rocks* (2nd ed.). Cambridge University Press, Cambridge, 600 pp.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bouma, A.H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:137-143.
- Bradley, D. C. & Leach, D. L. 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralium Deposita*, **38**:652-667.
- Braga, L. M. V., Santana, A.V.A., Dardenne, M. A. 2010. Litofácies de sistema talude recifal na região de Morro Agudo, Paracatu, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, *Anais*.
- Branco, J.J.R. & Costa, M.T. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, p. 25.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XXII, *Anais*, p. 155-166.
- Briat, M. R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, **45**: 97-113.
- Brody, K.B., Kaufman, A.J., Eigenbrode, J.L., Cody, G.D. 2004. Biomarker Geochemistry of a Postglacial Neoproterozoic succession in Brazil. In: Geological Society of America, Annual Meeting.
- Brown, L.F. & Fisher W.L. 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton (ed.) *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir, 26, p.: 213-248.
- Campos Neto, M.C. 1984. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **14**(2):81-91.
- Castro, P.T.A. & Dardenne, M.A. 1996. O conglomerado Samburá (Grupo Bambuí, Neoproterozóico) e rochas sedimentares associadas no flanco leste da Serra da Pimente, SW de Minas Gerais: Um sistema de Fan-Delta. *Geonomos*, **3**(2):35-41.
- Castro, P.T.A. & Dardenne, M.A. 2000. The sedimentology stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southern boundary of the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:345-437.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.

- Catuneanu, O. *et al.* 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **(92)**:1-33.
- Chang, H. K., Kowman, R.O. & Figueiredo, A. M. F. 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes* **11**:194-202.
- Cloud, P.E. & Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **84**:1673-1676.
- Collinson, J.D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**:194-221.
- Cullers, R. L., Barrett, T., Carlson, R., Robinson, B. 1987. Rare-Earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the wet mountains region, Colorado, USA. *Chemical Geology*, **63**:275-297.
- Dardenne, M.A. 1978. Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paraná (Goiás). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, *Anais*, p. 611-621.
- Dardenne, M.A. 1979. *Les minéralisations de Plomb, Zinc, Flúor du Protérozoïque Supérieur dans Le Brésil Central*. Thesis, University of Paris VI, 251 p.
- Dardenne, M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In*: SBG, Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais, 1, *Anais*, p. 140-157.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Tomas Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Proceedings of the XXXI International Geological Congress, p.: 231-263.
- Dardenne, M.A. & Campos Neto, M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar, Minas Gerais. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, *Anais*, p.17.
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Nogueira, G.S.M., Souza, J.C.F. 1997. Depósitos de fosfato de Rochinha e Lagamar, Minas Gerais. *In*: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, C.E.S. Coelho, (cords.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CPRM, p.:113-122.
- Dardenne, M.A., Freitas-Silva, F.H., Souza, J.C.F., Campos, J.E.G. 1998. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. *In*: Congresso Brasileiro Geologia, 40, *Anais*, p. 113-122.
- Dardenne, M. A., Braga, L. M. V., Santana, A.V.A. 2010. Lithofacies associated with gravity flows in slope environment adjacent to stromatolitic constructions, Morro Agudo area, Paracatu, Minas Gerais, Brazil. *In*: IAS, International Sedimentological Congress, 18th, *Anais*.
- D'Ávila, R.S.F. *et al.* 2008. Ambientes marinhos profundos: Sistemas Turbidíticos. *In*: A.J.C.L.P. Silva, M.A.N.F. Aragão, A.J.C. Magalhães (eds.) *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. Beca Edições, p.: 245-301.
- Davis, R. A. Jr. 1992. *Depositional Systems: an Introduction to Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall College Div., Englewood Cliffs, 506 pp.
- Della Fávera, J.C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. EdUERJ, Rio de Janeiro, 263 pp.
- De Paolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges California. *Journal of Geophysical Research*, **86**:10470-10488.

- DNIT - Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes 2002. Rede rodoviária do PNV - Divisão em trechos. Disponível em <http://www1.dnit.gov.br/rodovias/mapas>. Acessado em 02 fev 2002.
- Do Campo, M. & Guevara, S. 2005. Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **19** (2):143-153
- Dominguez, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista de análise de bacia. In: J.M. Dominguez & A. Misi (eds) *O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, p.: 137-159.
- Dumas, S. & Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley crossstratification-The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**:1073-1076.
- Embry, A. F. 2002. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. In: SEMP, Annual Gulf Coast Section, 22, Extend abstracts.
- Embry, A.F. & Johannesssen, E.P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: T.O. Vorren, E. Bergsager, O.A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie, T.B. Lund (eds.) *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norw. Petroleum Soc. Spec. Publ., p.:121-146.
- Enos, P. & Moore, C.H. 1983. Fore-reef slope environment. In: P.A. Scholle, D.G. Bebout, C. H. Moore (eds) *Carbonate Depositional Environments*. AAPG, p.: 507-537.
- Eyles N. & Eyles C.H. 1992. Glacial Depositional Systems. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p.: 73-100.
- Eyles N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, **34**:1-248.
- Faugères, J.C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A. 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, **162**:1-38.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd edition. John Wiley, New York, 589pp.
- Floyd, P.A. & Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, **144**:531-542.
- Folk, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Boletim da AAPG*, **43**: 1-38.
- Folk, R. L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill, Austin, 182 pp.
- Fortes, P., Pimentel, M., Ventura, R.S., Junges, L.S. 2003. Sm/Nd studies at Mina III gold deposit, Crixás greenstone belt, central Brazil: implications for the depositional age of the upper metasedimentary rocks and associated Au mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(6):503-512.
- Frimmel H.E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as paleoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, **258**:338-353.
- Fritz W.J. & Moore J.N. 1988. Transport and Deposition by Sediment Flows. In: W. J. Fritz & J. N. Moore (eds.) *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*. John Wiley & Sons Inc., p.: 337.
- Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. In:SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, *Anais*, p.184-187.

- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Pedrosa-Soares, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton São Francisco: Síntese dos conhecimentos. *In: J.M.L. Domingues & A. Misi (eds.) O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, p.:161-185.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., D'el-Rey Silva, L.J.H. 1994. Compartimentação tectônica na porção ocidental da Província Tocantins. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Bol. Res. Expandidos*, p. 215-216.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Soares J.E., Dantas, E. L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, Anais*, p.26-27.
- Geraldes, M.C. 2010. *Introdução à geocronologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 148pp.
- Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasília de Ciências*, **72**:219-245.
- Guadagnin, E. 2005. *Comparação estratigráfica e isotópica (Sm-Nd) das regiões do Cerro Morado e La Torre, Bacia de Ischigualasto-Villa Unión, Noroeste Argentino*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 82p.
- Guimarães, E.M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerras-Cabeceiras (GO)*. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 270p.
- Haughton, P.D.W., Todd, S.P., Morton, A.C. 1991. Sedimentary provenance studies. *Geological Society Special Publication*, **57**:1-11.
- IGA - Instituto de Geociências Aplicadas 2011. IGA on line - Cidades. Disponível em http://licht.io.inf.br/mg_mapas/mapa/cgi/iga_comeco1024.htm. Acessado em 06 jun 2011.
- Jackson, C.A.-L. & Johnson, H.D. 2009. Sustained turbidity currents and their interaction with debris-related topography: Labuan Island, offshore NW Borneo, Malaysia. *Sedimentary Geology*, **219**:77-96.
- James N.P. & Kendall, A.C. 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. *In: R.G. Walker, N.P. James (eds.) Facies Models, Response to Geological Change*, Geological Association of Canada, p.: 265-276.
- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclast rocks sequences and their seismic expression. *In: H.W. Posamentier et al. (eds) Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. AAPG Special publication, 42, p.:47-70.
- JPL - Jet Propulsion Laboratory. SRTM - The Mission to Map the World, California Inst. of Techn.. Disponível em <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. Acessado em 10 jan 2004.
- Junges, S. L., Pimentel, M. M., Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**:101-118.
- Kuchenbecker, M. 2011. Químioestratigrafia e proveniência sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 91 p.
- Laranjeira, N.P. 1992. A plataforma mista de siliciclásticos e carbonatos do Grupo Paranoá na região de Unai, Minas Gerais. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília, 167p.
- Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D., Gardoll, S. J. 2010. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History. *Economic Geology*, **105**:593-625.

- Lima W. S. 2008. *Carbonatos. Uma introdução à estratigrafia de sequências*. Petrobras/Fundação Paleontológica Phoenix, Aracaju, 75pp.
- Lomanto, A.J. & Harrys, P.M. 1991. Mixed carbonate-siliciclast sequences. *In: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop, 15, Anais*, p. 569.
- Lomas, S.A. & Joseph, P. 2004. Confined turbidite systems. *Geological Society Special Publication*, **222(1)**:1-7.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**:279-297.
- Lowe, D.R. 2008. The influence of flow rheology from the architecture of deep-water depositional systems. Disponível em <http://www.searchanddiscovery.com/documents/2008/08174lowe/images/lowe.pdf>. Acessado em 31 dez 2008.
- Lowe, D.R. & Guy, P. 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology*, **47**: 31-70.
- Ludwing, K.R. 2003. *Isoplot 3.00 - A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No 4, 70p.
- Madalosso, A. 1980. Considerações sobre a paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu, Morro Agudo (MG). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais*, p.772-785.
- Madalosso, A. & Valle, C.R.O. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-Morro Agudo (MG). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais*, p. 622-631.
- Marini, J.O., Fuck, R.A., Danni, J.C.M., Dardenne, M.A., Loguércio, S.O.C., Ramalho, R. 1984. As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: C. Schobbenhaus, A.C. Diogenes, G.R. Derge, M.E. Asmos (coords.) Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000*. DNPM, p.: 501.
- Marques, G. C. 2009. *Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 120 p.
- Martins, M. 1999. *Análise estratigráfica das seqüências Mesoproterozóicas (borda oeste) e Neoproterozóicas da Bacia do São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 247p.
- Martins-Neto, M. A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do paleo/mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:151-168.
- Martins-Neto M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in the Paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**:147-173.
- Martins-Neto, M.A. & Alkmim, F.F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. *In: C. P. Pinto & M. Martins-Neto (eds.) Bacia do São Francisco Geologia e Recursos Naturais*. SBG, p.:31-54.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, **21(1)**: 169-200.

- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 2015–2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D., Hanson, G. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America Special Paper*, **284**: 21–40.
- McLennan *et al.*, 2001. Detrital zircon geochronology of Taconian and Acadian foreland sedimentary rocks in New England. *J. Sediment. Res.*, **71**: 305–317.
- McLennan, S.M., Bock, B., Hemming, S.R., Hurowitz, J.A., Lev, S.M., McDaniel, D.K. 2003. The role of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: D.R. Lentz (ed.) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming*. Geological Association of Canada, GeoText4, p.: 7–38.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Review*, **22**:261–308.
- Miall A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, Milan. 582 pp.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlin, 433 pp.
- Misi, A., Sanches, A.L., Kaufman, A.J., Veizer, J., Azmy, K., Powis, K., Teixeira, J.B.G. 2005. Phosphorites and the chemostratigraphic correlation of the Neoproterozoic sequences of the São Francisco Craton and the Brasília Fold Belt. In: SBG, Simp. São Francisco Craton, III, *Short Papers*, p. 291–294.
- Misi *et al.* 2010. O Grupo Vazante em vista de novos dados geológicos e geocronológicos. Implicações para a metalogênese (Zn-Pb) e a fosfogênese das bacias Proterozóicas do Cráton do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, *Anais*.
- MMA 2007. Cerrado e Pantanal: Áreas e Ações Prioritárias para a Conservação da Biodiversidade. Ministério do Meio Ambiente. Brasília. 397 p.
- Moissette, P., Cornée, J.J. , Koskeridou, E. 2010. Pleistocene rolling stones or large bryozoan nodules in a mixed siliciclastic-carbonate environment (Rhodes, Greece). *Palaios*, **25**: 24–39.
- Monteiro, L.V.S. 2002. Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Ambrósia e Fagundes, faixa Vazante-Paracatu, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Universidade Estadual de Campinas, 317 p.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Juliani, C., Bello, R.M.S., Oliveira, T.F. 2005. Geology, petrography and mineral chemistry of the Vazante non-sulfide and Ambrósia and Fagundes sulfide-rich carbonate-hosted Zn-(Pb) deposits, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **28**: 201–234.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Juliani, C., Bello, R.M.S., Oliveira, T.F. 2006. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations. *Gondwana Research*, **11**:362–381.
- Mount, J.F. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, **12**:432–435.
- Mutti, E. (Ed.) 1992. Turbidite sandstones. Parma, Istituto de Geologia, Università di Parma, AGIP, 225pp.
- Mutti, R., Tinterri, E., Remacha, N. Mavilla, S. Angella, L. (Eds) 1999. *An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective (AAPG Continuing Education Course Notes)*. American Association of Petroleum Geologists, 96 pp.

- Mutti, E. *et al.* 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20**:733-755.
- Mutti, E., Tinterri, R., Magalhaes, P. M., Basta, G. 2007. Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. *In: AAPG, Annual Convention Long Beach Links.*
- Naipauer, M., Cingolani, C.A., Vujovich, G.I., Chemale Jr., F. 2010. Geochemistry of Neoproterozoic-Cambrian metasedimentary rocks of the Caucete Group, Sierra de Pie de Palo, Argentina: Implications for their provenance. *Journal of South American Earth Sciences*, **30**:84-96.
- Nassir Alnaji A. 2002. *Two Carbonate Shelf Margins with Hydrocarbon Potential Compared: Upper Jurassic Formations of Arabian Basin and Guadalupian Formations of Permian Basin of Texas and New Mexico.* Thesis of Master of Sciences, University of South Carolina, 468p.
- Neal, J. & Abreu, V. 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, **37**:779-782
- Nogueira, G.S.M. 1993. *Enquadramento litoestratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fossilífero de Lagamar (MG), Formação Vazante.* Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 165 p.
- Nothdurft, L., Ebb, G.R.E.W., Amber, B.A.L.Z.S.K. 2004. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**:263-283
- Oliveira, T.F. 1998. As Minas de Vazante e de Morro Agudo. *In: UFBA/ADIMB. Workshop depósitos minerais brasileiros de metais base*, p. 48-57.
- Panniago, L.N. 2011. *Características descritivas e genéticas do depósito de Zn-Pb de Morro Agudo, Grupo Vazante.* Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 120 p.
- Payton C. E. 1977. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, **26**.
- Peel, M.C., Finlayson, B. L., McMahon, T.A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrological and Earth System Sciences*, **11**: 1633-1644.
- Pereira, C.P. 2000. Petrologia das rochas carbonáticas. Material da aula. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA.
- Playton, T.E., Janson, X., Kerans, C. 2010. Carbonate slopes. *In: N.P. James & D.W. Dalrymple (eds.) Facies Models 4.* Geol. Assoc. Canada, St. Johns, Newfoundland, p.: 449-476.
- Pimentel, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**: 299-310.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Brasília Belt, central Brazil: a review. *Lithos*, **46**:463-483.
- Pimentel, M.M. Fuck, R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In: Cordanni, U.G. et al. Tectonic Evolution of South América.* INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, *Anais*, p.195-229.
- Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L., Fischel, D.P., Seer, H., Dantas, E.L. 2001. Nd Isotopes and the Provenance of Detrital Sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Jour. South Am. Ear. Sci.*, **14(6)**:571-585.

- Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armstrong, R.A., 2004. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso - (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, **132**: 133-153.
- Pinho, J.M.M. 1990. *Evolução Tectônica da Mineralização de zinco de Vazante, MG*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 120 p.
- Piuzana, D., Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Armstrong, R. A. 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of the Neoproterozoic Brasília Belt, Goiás, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**: 445-460.
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Armstrong, R. 2003a. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**:139-160.
- Piuzana, D., Pimentel, M.M., Armstrong, R., Fuck, R.A. 2003b. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasilia Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data. *Precambrian Research*, **125**: 245-273.
- Posamentier H. W., Vail P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition sequence and systems tract models. *Special publication SEPM*, p.:125-154.
- Posamentier, H.W. & Walker, R.G. 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. In: H.W. Posamentier & Walker, R.G. (eds.) *Facies Models Revisited*, Special Publication, 84, Society for Sedimentary Geology (SEMP), p.: 397-520.
- Potter, P. E., Maynard J. B., Depetris P.J. (Eds.) 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Eos Transactions American Geophysical Union, 297 pp.
- Pratson, L.F. *et al.* 1996 Studies of mass-movement processes on submarine slopes *Oceanography*, **9**:168-72.
- Queiroz, C.L., Jost, H. 1998 Polycyclic deformation on na Archean crustal segment of the Goiás Massif, central Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics, 14, *Proceed...*, p. 166-169.
- Reading, H. G. (Ed.) 1996. *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science Publications, Oxford, 688pp.
- Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial - algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**:179–214.
- Rigobello, A.E., Branquinho, J.A., Dantas, M.G.S., Oliveria, T.F., Neves Filho, W.1988. Mina de Zinco de Vazante. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S.(Coords.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM 3, pp. 101–110.
- Rodrigues, J. B. 2008. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 128p.
- Romeiro-Silva, P. C. & Zalán, P. V. 2005. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do Cráton do São Francisco. In: SBGf, Simpósio sobre o Cratón do São Francisco, 3, *Anais*, p.44-47.
- Santana, A.V.A., Nigro, L., Dardenne, M.A. 2011. Airborne Magnetic Data as a Support to Structural Framework interpretation in Paracatu Region, MG, Brazil - Preliminary Analyses. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 12, *Anais*.
- Schöll, W. U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: SBGf, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, *Anais*, p. 207-231.

- Seer, H.J. 1999. *Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 149p.
- Seer, H.J., Brod J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: Registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:33-42.
- Sethi P.S., Hannigan R.E., Leithold E.L. 1998. Rare-earth element chemistry of Cenomanian-Turonian shales in the North American Greenhorn Sea, Utah. *In: Schieber J, Zimmerle W, Sethi P(eds) Shales and Mudstones II*. E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung (Na"gele u. Obermiller), Stuttgart, p.: 195-208.
- Sgarbi, G. N. C., Sgarbi, P. B. A., Campos, J. E.G. C., Dardenne, M. A., Penha, U. C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. *In: C. P. Pinto & M. Martins-Neto (eds.) Bacia do São Francisco Geologia e Recursos Naturais*. SBG, p.:93-138.
- Silva, J. M. C. & Bates, J. M. 2002. Biogeographic patterns and conservation in the South American Cerrado: a tropical savanna hotspot. *Bioscience*, **52**: 225-233.
- Sinclair, H.D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins : An Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, **109**:324-346.
- Sloss, L.L., Krumbein W.C., Dapples E.C. 1949. Integrated facies analysis. Sedimentary facies in geologic history. Geological Society of American Memoir. p.: 91-124.
- Spence, G. & Tucker, M. 1997. Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedimentary Geology*, **112**:163-193.
- Souza, J.C.F. 1997. Litoestratigrafia e sedimentologia da Formação Vazante na região de Coromandel (MG). Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília. 75p.
- Stow D.A.V., Reading H.G., Collinson J.D. 1996. Deep Seas. *In: H.G. Reading (ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed., Blackwell Scientific Publications, p.: 395-453.
- Stow D.A.V. & Mayall M. 2000. Deep - water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:125-135.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 pp.
- Terra, G.J.S 1990. Fácies, modelo deposicional e diagênese da seqüência carbonática albo-cenomaniana (Formação Ponta do Mel) da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 153 p.
- Terra, G.J.S. 2001. Condicionantes da sedimentação carbonática marinha de água quentes. Material da aula. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
- Terra, G.J.S. 2005. Classificação de rochas carbonáticas. Material da aula. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
- Terra, G.J.S. *et al.* 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. **18**: 9-29.
- Testa V. & Bosence D.W.J. 1998. Carbonate-Siliciclastic Sedimentation on High-Energy, Ocean-Facing, Tropical Ramp, NE Brazil. *In: V.P. Wright & T.P. Burchette (eds.) Carbonate Ramps*, Geol. Soc. London Spec. Pub., 149, p.: 55-71.

- Tinterri, R. *et al.*, 2003. Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. *Facies*, **20**:911-933.
- Tonietto, S. N. 2010. *Diagênese e hidrotermalismo em rochas carbonáticas proterozóicas: Grupos Bambuí e Vazante, Bacia do São Francisco*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 167 p.
- Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary petrology*. Blackwell Science, Maldend, 262 pp.
- Tucker, M. E. & Wright, V.P, 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 482 pp.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Trompette R.R., Dupont H.S.J.B., Egydio-Silva M., Cukrov N., Lima O.N.B. 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, p.:539-553.
- Uhlein A., Trompette R.R., Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. A Glaciação Sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15(1)**:45-60.
- Valeriano, C.M., Dardenne, M.A., Fonseca, M.A., Simões, L.S.A., Seer, H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, p.: 647.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, T. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In: C.K., Wilgus, B.S., Hastings, C.G.St.C., Kendall, H.W., Posamentier, C.A., Ross & J.C., Van Wagoner (eds) Sea-Level Changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, p.:39-45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. (Eds.) 1990. *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution of time and facies*. AAPG Methods in Exploration Series. American Association of Petroleum Geologists. 55pp.
- Walker, R.G. 2006. Facies Models Revisited. *In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (eds.) Facies Models Revisited*. Tulsa, SEPM Special Publication, 84, p.: 19-84.
- Walker, R. G. & James, N.P. (Eds.) 1992. *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Toronto, 409 pp.
- Webb, G. 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**: 1557-1565.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**: 185-187.
- Wilson, J.L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, Berlim. 471pp.
- Zalán, P. V. & Romeiro-Silva, P.C. 2007a. Proposta de mudança significativa na coluna estratigráfica da Bacia do São Francisco. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Anais*, p. 79.
- Zalán, P. V. & Romeiro-Silva, P.C. 2007b. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. **15**: 561-569.

APÊNDICES

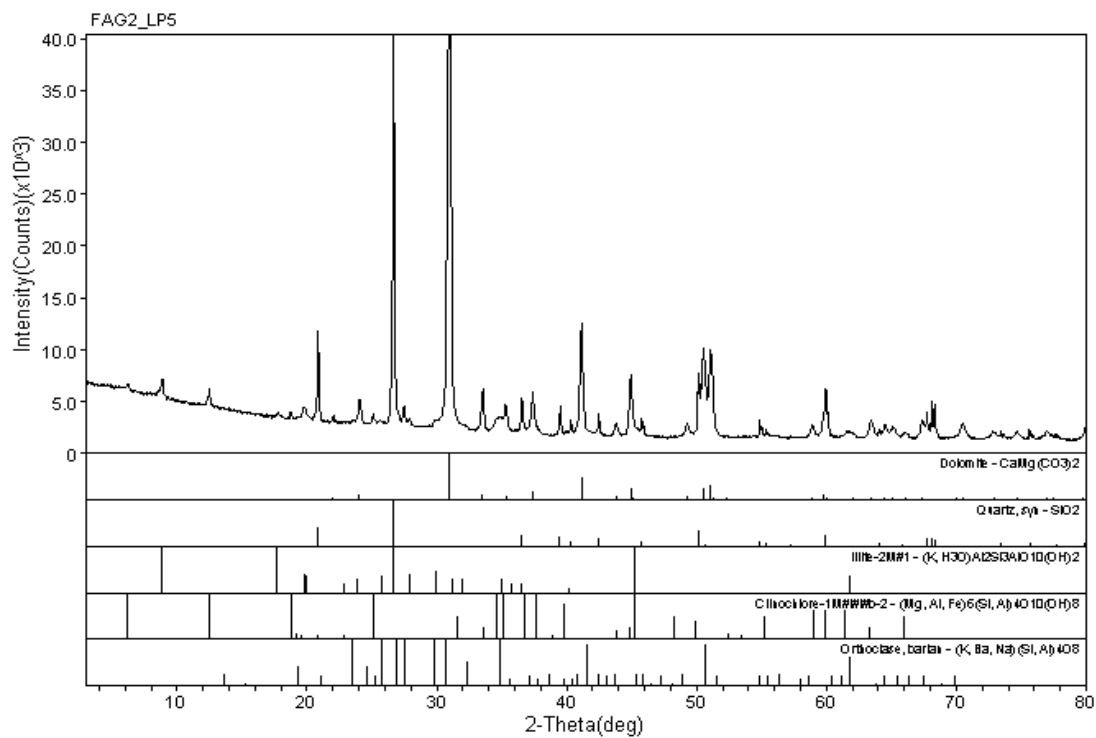
Esquema utilizado para classificação das rochas carbonáticas. Diâmetro do aloquímico está de acordo com Folk (1959). Adaptado de Terra, 1990 - in Terra 2005.

FICHA _____

1. Textura deposicional	2. Arcabouço	3. Granulação ¹	4. Matriz/Cimento	5. Tipo de grão aloquímico	6. Variações / Texturas modificadoras
<input type="checkbox"/> Reconhecível	<input type="checkbox"/> Suportado pelo grão	<input type="checkbox"/> Dolorrudito (> 2 mm.) <input type="checkbox"/> Brecha (> 2 mm.) <input type="checkbox"/> Dolarenito (2 - 0,0625 mm.)	<input type="checkbox"/> Micrítico <input type="checkbox"/> Micrítico/Espático <input type="checkbox"/> Espático	<input type="checkbox"/> Oolítico <input type="checkbox"/> Oncolítico <input type="checkbox"/> Intraclástico <input type="checkbox"/> Pelóide	<input type="checkbox"/> Dolomitizado <input type="checkbox"/> Diagénético <input type="checkbox"/> Hidrotermal <input type="checkbox"/> Recristalizado <input type="checkbox"/> Diagénético <input type="checkbox"/> Hidrotermal <input type="checkbox"/> Silicificado <input type="checkbox"/> Diagénético <input type="checkbox"/> Hidrotermal <input type="checkbox"/> Mineralizações - esfarelita (Sp) e/ou galena (Ga) <input type="checkbox"/> Diagénético <input type="checkbox"/> Hidrotermal <input type="checkbox"/> Com pirita (Py) <input type="checkbox"/> Diagénético <input type="checkbox"/> Hidrotermal <input type="checkbox"/> Fosfatizado <input type="checkbox"/> Com colofana <input type="checkbox"/> Com glauconita <input type="checkbox"/> Com grãos de quartzo <input type="checkbox"/> Anidritizado <input type="checkbox"/> Fragmentos de rochas <input type="checkbox"/> Outro _____
	<input type="checkbox"/> Suportado pela matriz	<input type="checkbox"/> Dolosiltito (0,062 - 0,0039 mm.) <input type="checkbox"/> Dololutito (< 0,0039 mm.)	<input type="checkbox"/> A Bird Eyes	<input type="checkbox"/> Com oolitos <input type="checkbox"/> Com oncolitos <input type="checkbox"/> Com intraclastos <input type="checkbox"/> Com pelóides	
	<input type="checkbox"/> Rígido, bioconstruído BIOLITITO	Usar a classificação de Riding, 2000			
<input type="checkbox"/> Não reconhecível	<input type="checkbox"/> Não se aplica	<input type="checkbox"/> Cálcario cristalino (> 50 µm.) <input type="checkbox"/> Cálcario microcristalino (5 - 50 µm.) <input type="checkbox"/> Dolomito (> 50 µm.) <input type="checkbox"/> Dolomito microcristalino (5 - 50 µm.)			

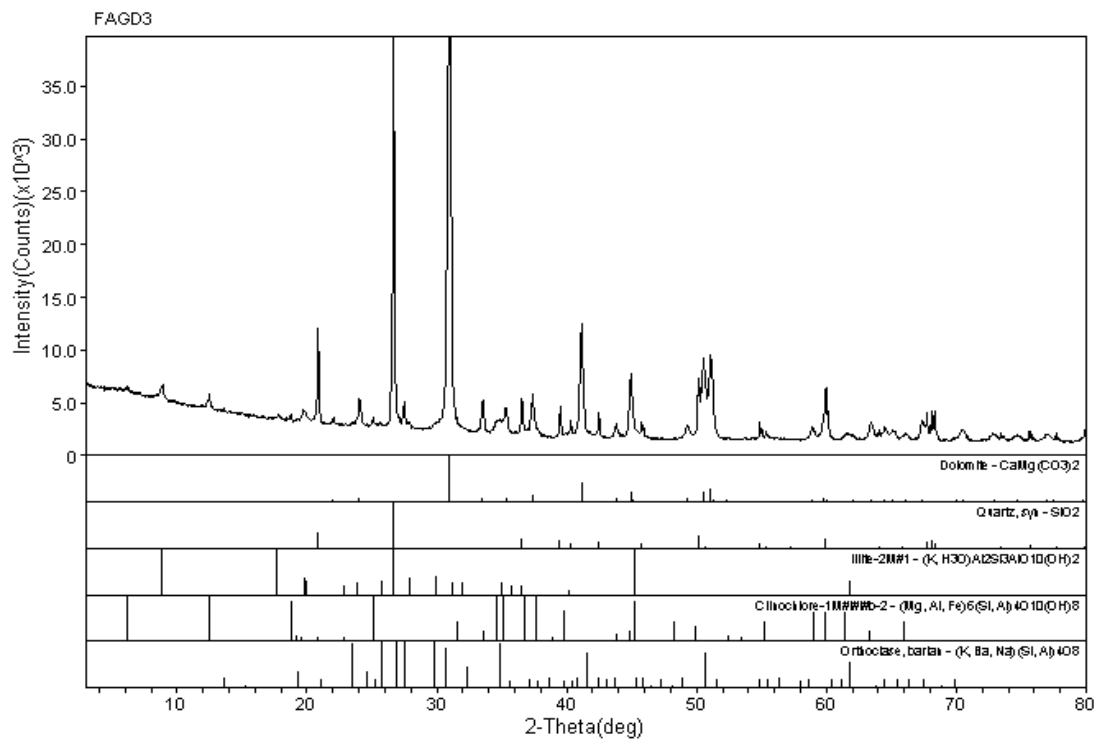
APÊNDICE A

Difratogramas D-RX.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

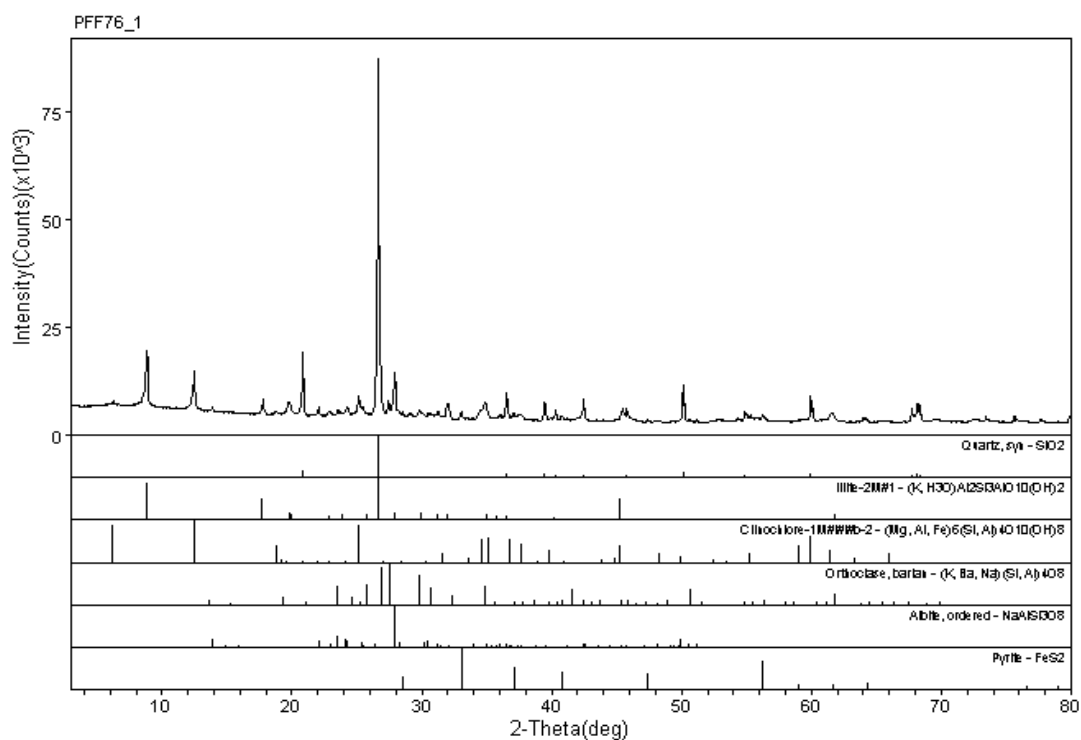
Difratograma da amostra FAG2_LP2. Fácies Dolomito impuro.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

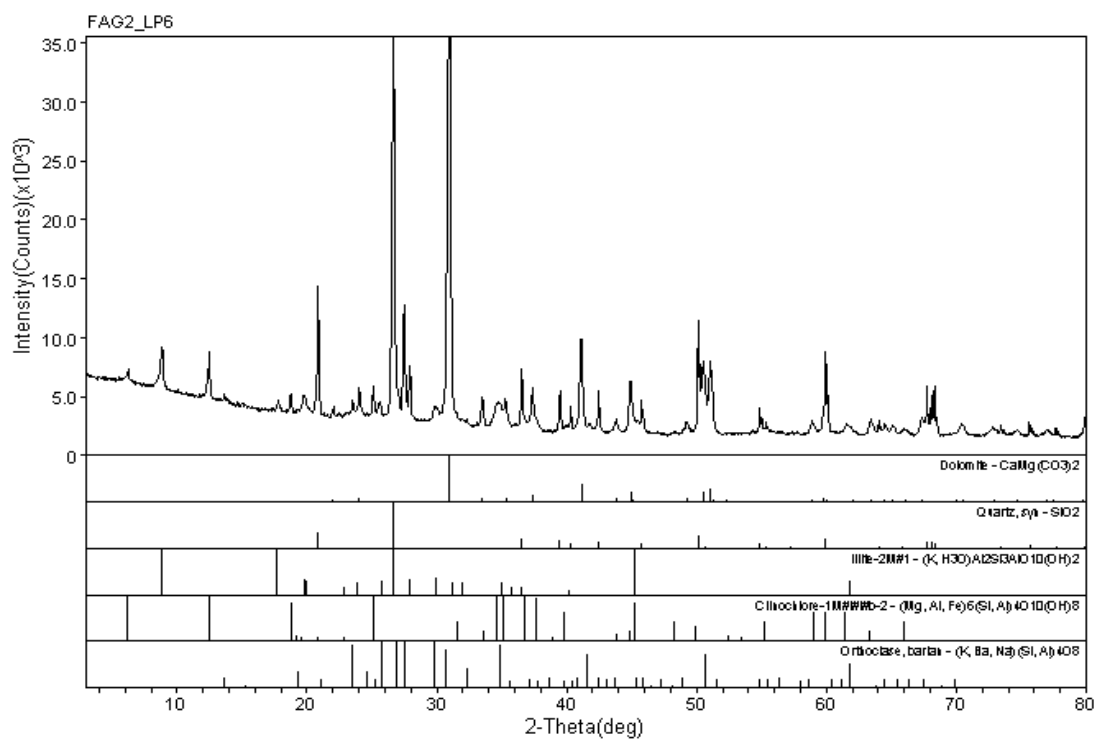
Difratograma da amostra FAGD3. Fácies Dolomito impuro.

Difratogramas D-RX.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

Difratograma da amostra PFF 76_1, FURO PFF-76.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

Difratograma da amostra FAG2_LP6.

ANEXOS

Classificação de cristalinidade, conforme Folk (1980).

Cripcristalina	Menor que 0,001 mm
Afanocristalina	0,001 – 0,0039 mm
Cristalinidade muito fina	0,0039 – 0,0156 mm
Cristalinidade fina	0,0156 – 0,0625 mm
Cristalinidade média	0,0625 – 0,25 mm
Cristalinidade grossa	0,25 – 1 mm
Cristalinidade muito grossa	1 – 4 mm
Cristalinidade extremamente grossa	Acima de 4 mm

ANEXO A

Limites de detecção adotados nas análises geoquímicas realizadas

Analyte	Al2O3	Ba	Be	CaO	Ce	Co	Cr2O3	Cs	Dy	Er	Eu	Fe2O3	Ga	Gd	Hf	Ho	K2O	La	LOI	Lu	MgO	MnO
Unit	%	PPM	PPM	%	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	%	PPM	%	PPM	%	%
MDL	0,01	1	1	0,01	0,1	0,2	0,002	0,1	0,05	0,03	0,02	0,04	0,5	0,05	0,1	0,02	0,01	0,1	-5,1	0,01	0,01	0,01
Analyte	Na2O	Nb	Nd	Ni	P2O5	Pr	Rb	Sc	SiO2	Sm	Sn	Sr	Sum	Ta	Tb	Th	TiO2	Tm	U	V	W	
Unit	%	PPM	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	%	PPM	PPM	PPM	PPM	
MDL	0,01	0,1	0,3	20	0,01	0,02	0,1	1	0,01	0,05	1	0,5	0,01	0,1	0,01	0,2	0,01	0,01	0,1	8	0,5	
Analyte	Y	Yb	Zr	TOT/C	TOT/S	Ag	As	Au	Bi	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Tl	Zn			
Unit	PPM	PPM	PPM	%	%	PPM	PPM	PPB	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM			
MDL	0,1	0,05	0,1	0,02	0,02	0,1	0,5	0,5	0,1	0,1	0,1	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,1	1			

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.
Client: University of Brasilia