

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO SEPOTUBA:
REGISTRO DA ÚLTIMA INCURSÃO MARINHA NA
TRANSIÇÃO NEOPROTEROZÓICO-CAMBRIANO DA FAIXA
PARAGUAI NORTE, MATO GROSSO

JOSÉ BANDEIRA CAVALCANTE DA SILVA JÚNIOR

MANAUS
2006

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

JOSÉ BANDEIRA CAVALCANTE DA SILVA JÚNIOR

FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO SEPOTUBA:
REGISTRO DA ÚLTIMA INCURSÃO MARINHA NA
TRANSIÇÃO NEOPROTEROZÓICO-CAMBRIANO DA FAIXA
PARAGUAI NORTE, MATO GROSSO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia, área de concentração em Geologia Regional.

Orientador: Prof^o. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

MANAUS
2006

JOSÉ BANDEIRA CAVALCANTE DA SILVA JÚNIOR

FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO SEPOTUBA:
REGISTRO DA ÚLTIMA INCURSÃO MARINHA NA
TRANSIÇÃO NEOPROTEROZÓICO-CAMBRIANO DA FAIXA
PARAGUAI NORTE, MATO GROSSO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia, área de concentração em Geologia Regional.

Aprovado em 16 de junho de 2006

BANCA EXAMINADORA

Prof^o. Dr. Setembrino Petri
Universidade de São Paulo

Prof^o. Dr. Werner Truckenbrodt
Universidade Federal do Pará

Prof^o. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Universidade Federal do Amazonas

Dedico este trabalho aos meus pais
José Bandeira Cavalcante da Silva e
Orlandina Santos da Silva.

Aos meus Irmãos Denise Helena
Santos da Silva, Kely Catarina Santos
da Silva, Ronaldo Santos da Silva e
Pedro Augusto Santos da Silva
À minha amada sobrinha Cecília
Carolina da Silva Souza.

SUMÁRIO

Agradecimento	i
Lista de Ilustrações	iii
Lista de Tabelas	vii
Resumo	viii
Abstract	ix
1. INTRODUÇÃO	15
1.1. APRESENTAÇÃO	15
1.2. ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	17
1.3. OBJETIVOS	19
2. MÉTODOS	19
2.1. ANÁLISE FACIOLÓGICA	19
2.2. ANÁLISES PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E ISOTÓPICA	20
2.3. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	21
3. A FAIXA PARAGUAI	22
4. FORMAÇÃO SEPOTUBA	26
4.1 TRABALHOS PRÉVIOS	26
4.1.1 Aspectos Geológicos Gerais	28
4.2 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES	31
4.2.1 Pelito Laminado (Pl)	31
4.2.2 Siltito/Arenito com laminação truncada por onda (SAo)	32
4.2.3 Ritmito arenito/pelito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (Rlb)	32
4.2.4 Arenito com laminação plano-paralela (Ap)	36
4.2.5 Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> e <i>swaley</i> (Ahs)	36
4.2.6 Arenito com estratificação cruzada côncava/sigmoidal (Ac)	39
4.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	43
4.3.1 Associação A – <i>Offshore</i>	43
4.3.2 Associação B – <i>Shoreface inferior</i>	44
5. LIMITES DA FORMAÇÃO SEPOTUBA	45

5.1	LIMITE INFERIOR DA FORMAÇÃO SEPOTUBA E PARTE SUPERIOR DA FORMAÇÃO RAIZAMA	47
5.1.1	Descrição das Fácies	48
5.1.1.1	Ritmito com acamamento <i>flaser</i> e <i>wavy</i> (Rfw)	48
5.1.1.2	Arenitos/Siltito com marcas onduladas (Ao)	48
5.1.1.3	Arenito/Siltito com laminação cruzada cavalgante (ASc)	52
5.1.1.4	Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	52
5.1.1.5	Arenito com estratificação cruzada côncava (Ac)	52
5.1.1.6	Arenito com estratificações plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (Apb)	53
5.1.1.7	Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (As)	53
5.1.1.8	Arenito com gretas (Ag)	61
5.2	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	66
5.2.1	Associação A – Shoreface – Influenciado por ondas de tempestade	66
5.2.2	Associação B – Submaré/Intermaré	67
5.3	ARENITOS CARBONÁTICOS DO TOPO DA FORMAÇÃO RAIZAMA: DISTRIBUIÇÃO, PETROGRAFIA E ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO	69
5.3.1	Petrografia	70
5.3.2	Isótopos de Carbono e Oxigênio	75
5.3.3	Discussões e Interpretações	77
5.4	LIMITE SUPERIOR – FORMAÇÃO DIAMANTINO	79
5.4.1	Descrições das Fácies	80
5.4.1.1	Siltito com laminação plana a ondulada (Slo)	80
5.4.1.2	Arenito com estratificação cruzada tabular e plano-paralela (At)	81
5.4.1.3	Arenito deformado (Ad)	81
5.4.1.4	Conglomerado/arenito maciço (CAm)	82
5.5	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	86
5.5.1	Associação A – Lago/mar restrito	86
5.5.2	Associação B – Depósito fluvial	87
6.	PROPOSTA EVOLUTIVA DO SEGMENTO NORTE DA FAIXA PARAGUAI	89
7.	CONCLUSÕES	95
8.	REFERÊNCIAS	97

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, ao projeto Fapesp, processo 00/02903-8, executado por Claudio Riccomini e Afonso César Rodrigues Nogueira, que forneceu as informações iniciais para o desenvolvimento deste trabalho. Em especial, ao Prof^o Setembrino Petri pela oportunidade em participar do projeto cujo título é “Análise estratigráfica e reconstrução paleoambiental e paleogeográfica da Faixa Paraguai-Araguaia (Transição Neoproterozóico-Cambriano) a Sudeste do Cráton Amazônico” (Processo FAPESP N^o 03/02836-7), que subsidiou o trabalho de campo.

Ao meu orientador Prof^o Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira por ter aceito o árduo desafio de ter-me como seu orientando. Pelas críticas, sugestões, paciência e sua dedicação incondicional na difícil arte de educar. Não poderia ter trabalhado com um profissional melhor.

Ao Geofísico Ricardo I.F. Trindade e a Bióloga Renata Lourenço Ridalgo pela inestimável ajuda na etapa de campo.

Ao Geólogo Prof^o Dr. Alcides N. Sial do laboratório de isótopo estáveis da Universidade Federal de Pernambuco, e ao Geólogo Marcelo Batista Motta do laboratório de difração de raio-X da Universidade Federal do Amazonas pelas análises de C, O e mineralógica, que enriqueceram as discussões sobre o Neoproterozóico no Cráton Amazônico.

Aos meus amigos de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFAM, Ângela Leguizamon Veja, Eisner Cunha, Joelson Lima Soares, Carlos Augusto de Azevedo Jr, e Wayne Lindemberg da Silva, pela ajuda nas discussões de textos científicos e pelos momentos de descontração.

A Geóloga Dr. Mônica E. Freitas pelas discussões de forma e conteúdo deste trabalho, além de sua incondicional amizade e incentivo para a conclusão do mesmo.

Ao meu grande amigo e Geólogo Humberto Dias Abinader pela sua ajuda no que se refere as pesquisas bibliográficas, confecção de figuras e pela sincera e verdadeira amizade, sempre presente nos bons e maus momentos que acompanharam o desenrolar dessa dissertação.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1. Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado à colisão dos blocos continentais Amazôna a oeste, São Francisco-Congo a sudeste e Rio *de la Plata* a sul, durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma (Trindade & Nogueira *inédito*).....15
- Figura 2. Mapa de localização dos pontos estudados. Abreviações: R, Raizama; S, Sepotuba; D, Diamantino; B, Basalto Tapirapuã e N, Formação Salto das Nuvens. Modificado de Nogueira (2003).....18
- Figura 3. Contexto geológico da Faixa Paraguai na Província Tocantins.....22
- Figura 4. Coluna litoestratigráfica para as sucessões carbonáticas e, em destaque, para as rochas siliciclásticas pertencentes ao Grupo Alto Paraguai. Modificado de Nogueira (2003).....24
- Figura 5. Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai representada na forma de seção esquemática W-E proposta por Almeida (1964a).....26
- Figura 6. Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte com as áreas estudadas (pontos vermelhos).....26
- Figura 7. Fluxograma que resume as propostas estratigráficas para o Grupo Alto Paraguai. Cada arranjo colunar tem seu autor correspondente. As denominações dos grupos estão listadas em retângulos verticalmente ao contrário dos demais termos formais. Em azul os carbonatos do Grupo Araras, em verde os diamictitos das Formações Puga e Moenda, em vermelho os pelitos da Formação Sepotuba.....27
- Figura 8. Formação Sepotuba e seus limites estratigráficos. Os perfis de 1-6 estão localizados na figura 2. Abreviações de fácies: Pl, pelito laminado; Ap, Arenito com laminação plano-paralela; SAo, Siltito/Arenito com laminação truncada por onda; Ahs, Arenito com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*; Ac, Arenito com estratificação cruzada côncava/sigmoidal; RIb, Ritmito arenito/pelito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (RIb)..... 30
- Figura 9. Seção panorâmica do afloramento à 10 km de Bauxi (Perfil 1, Figura 8). Arenitos com estruturas *swaley* e *hummocky* se alternam com pelito/siltito com laminação truncada por onda. As fácies encontram-se alteradas no topo do afloramento, marcado por colúvios. As localizações das figuras 10 e 13 estão indicadas na seção.....33
- Figura 10. Siltito/Arenito com laminação ondulada truncada por onda (SAo). Localização da estrutura indicada na Figura 9.....34
- Figura 11. Seção panorâmica do afloramento 2, na rodovia BR-163, entre Nobres e Diamantino (Perfil 3, Figura 8). A) Contato entre as formações Sepotuba (folhelhos e ritmitos) e Diamantino (arenitos médios a grossos). Detalhe do afloramento com a fácies RIb representada por intercalação de pelitos e arenitos com estruturas produzidas por ondas.....35
- Figura 12. Seção panorâmica da base da Formação Sepotuba na região da cidade de Mirassol d'Oeste. Pedreira Império (Perfil 1, Figura 8). A) Contato com a Formação Raizama,

- Pedreira Império, Município de Glória. B) Arenito com laminação plana e topo ondulado (fácies Ap) intercalado com pelitos e folhelhos arenosos (fácies Pl) compondo ciclos granocrescentes ascendentes; A figura 12B está indicada na seção.....37
- Figura 13. Arenito com estratificação cruzada *swaley*. A) Presença de inúmeros truncamentos de baixo ângulo (setas curtas); B) Estratificação cruzada *swaley* isolada, detalhe de A; Identificadas superfícies de 2ª e 3ª ordem (Setas maiores) na *swaley*; C) Laminação convoluta.....38
- Figura 14. Estratificação cruzada côncava a sigmoidal (fácies Ac) interpretada como sucessão de *tidal bundles*. A) Sucessão lateral de estratos intercalada com a fácies SAo. B) Detalhe de *foreset* exibindo estratos assintóticos ao *topset*, com destaque para os bandeamentos (setas). C) Sucessão de bandeamentos (setas) marcados por pares de *mud drapes*.....41
- Figura 15. Contagem de *tidal bundles*. Foram contados 3 ciclos de quadratura-sizígia com valores de 19, 22 e 24 alternância de espessura dos bandamentos, provavelmente relacionados às marés semidiurnas (?) para o Pré-Cambriano.....42
- Figura 16 Mapa geológico proposto para a região da Faixa Paraguai Norte.....46
- Figura 17. Seção panorâmica do Ponto 2, afloramento localizado à 25 km NE de Nobres (Figura 2; Perfil 1, Figura 8). Arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa), estratificação cruzada plano-paralela (Ap), estratificação cruzada côncava (Ac) e intercalação de acamamento *wavy* e *flaser* composta por pelito e arenito muito fino. Localização das figuras 18 e 19 está indicadas na seção. A' – sucessão de fácies idealizadas para o ciclo granodecrescente ascendente contendo a fácies Aa, Ac e Ao.....49
- Figura 18. Ritmitos com acamamento ondulado. A e B) Fácies Rfw, com destaque para o acamamento *flaser*. Detalhe da Figura 17.....50
- Figura 19. Estratificação cruzada acanalada e marca ondulada da Formação Raizama. A) Arenito com estratificação cruzada acanalada, fotografia e croqui. B) Marcas onduladas assimétricas, mostrando diferentes sentidos de fluxos, encontradas no topo de ciclos granodecrescente ascendentes.....51
- Figura 20. Geometria deposicional das fácies Ao, ASc, Apbo, Ac e Pl. A) Ciclos granocrescentes formados por arenitos/pelitos com estratificação cruzada côncava e arenitos com laminação plana e cruzada. B e C) Estratificação cruzada côncava e megamarcas onduladas presentes no topo das camadas preservadas pela intercalação de pelitos laminados.....54
- Figura 21. Perfil estratigráfico de depósito siliciclástico da Formação Raizama (Perfil 7, Figura 2; Figura 20).....55
- Figura 22. Detalhe da porção mais pelítica do Perfil 7 (ver legenda da Figura 21).....56
- Figura 23. Estruturas produzidas por ondas da fácies Apbo. A) Laminação ondulada (lo) gradando para laminação de baixo-ângulo (ba) e laminação plano-paralela (lp) B) Detalhe de A, mostrando a relação entre laminação ondulada e laminação plano-paralela, separada por *mud drapes* (da) (lo/lp,da). C) Marcas onduladas simétricas, geradas por onda, com laminação cruzada bidirecional, recobertas por argila e laminação plano-paralela.....57

- Figura 24. Geometria das camadas com estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*. Os corpos de arenito se adelgaçam e se espessam sistematicamente e são separados por camadas/recobrimentos de pelito, e localmente, preservando a forma de *megaripple*. Pedreira Império, região de Mirassol d'Oeste.....58
- Figura 25. Depósitos de plataforma rasa com estratificação cruzada *swaley*. Região de Mirassol d'Oeste. O martelo se encontra na base da *swaley*.....59
- Figura 26. Geometria deposicional da fácies As. Megamarcas onduladas com estruturas de *pinch-and-swell*. Abreviações, p= *pinch* (adelgaçamento), s= *swell* (espessamento), mo= *megaripple*.....59
- Figura 27. Estratificação cruzada *swaley* (As); A) corpo arenoso separado por superfícies erosivas onduladas, internamente exibindo estratificação cruzada *swaley* (s), laminação plano-paralela (p) gradando lateralmente para laminação de baixo ângulo e, truncamento de laminação (seta).....60
- Figura 28. Padrões de gretas de contração, encontradas na Pedreira Império geradas por processo de dissecação. A) Greta de dissecação ortogonal e orientada. B) Greta de dissecação ortogonal e aleatória. C) passagem de uma greta do tipo aleatória para um tipo orientada.....63
- Figura 29. Pseudomorfos de cristais de halita em um horizonte gretado. Contra molde.....64
- Figura 30. Gretas de contração encontradas na Pedreira Império (contra molde). Greta ortogonal, sinérese sinuosa preservadas em calhas de marcas onduladas.....64
- Figura 31. Gretas ortogonal e de sinérese do tipo fusiforme.....65
- Figura 32. Vários níveis de gretas de contração ortogonais e de sinérese do tipo fusiforme.....65
- Figura 33. Sucessão estratigráfica da Pedreira Império, região de Mirassol d'Oeste. Arenitos com cimento dolomítico da Formação Raizama ocorrem limitado provavelmente pelos carbonatos do Grupo Araras e pelos folhelhos da Formação Sepotuba, gerando um intervalo permeável confinado entre rochas de baixa permeabilidade.....70
- Figura 34. Aspectos gerais do quartzo-arenito da Formação Raizama. A) Fotomicrografia com nX, arcabouço fechado do arenito com abundantes sobrecrescimentos sintaxiais (s). Ao lado, fotomicrografia com n//, dolomita (d) preenchendo porosidade secundária (p) (posterior ao cimento sintaxial de quartzo) e grãos de quartzo com esfericidade alta e bem arredondados. B) Fotomicrografia com nX, detalhe do sobrecrescimento sintaxial em grãos de quartzo bem arredondado. Ao lado, fotomicrografia com n//, com cimento dolomítico (d) preenchendo poros e/ou substituindo o quartzo. Detalhe para sobrecrescimento sintaxial (s) preservado no grão de quartzo.....72
- Figura 35. Variação morfológica da dolomita na Formação Raizama: A) Imagem de microscopia eletrônica (MEV) mostrando textura idiótópica dolomita. B) Cristais euhedrais de dolomita (d) preenchendo parcialmente poros agigantados (pa). C) Aspecto do arcabouço da rocha quase que totalmente substituído por dolomita, contato suturado (cs), entre os cristais de dolomita (N//); D) Alguns *clusters* (c) com grãos de quartzo (q) e sobrecrescimentos corroídos (qc); O cimento exibe caráter poiquilótópico e apresenta-se parcialmente dissolvido formando porosidade (p), algumas vezes agigantadas (pa) por dissolução (NX).....73
- Figura 36. Cristais de dolomita com a direção de extinção representada graficamente (ω). A direção

- óptica de crescimento do cristal coincide com a região de maior divergência da clivagem. Notar aparente contato de compromisso na forma de zig-zag entre os cristais.....74
- Figura 37. Imagem de microscopia eletrônica de varredura, elétrons secundários, mostrando a presença de illita nos poros do arenito dolomítico. Hábito em forma de “pontes” ou “costelas”, illita (Illt).....74
- Figura 38. Gráfico de valores de ^{13}C versus ^{18}O para o cimento de dolomita dos quartzo-arenitos da Formação Raizama. Os valores isotópicos são expressos em ‰. A zona destacada representa a variação dos isótopos de C e O do topo do Grupo Araras segundo Nogueira *et al.* 2006. A seta indica o “trend” de depleção a partir dos carbonatos dolomitizados do topo do Grupo Araras.....76
- Figura 39. Aspecto geral de siltitos e pelitos da Formação Diamantino (Fácies Slo). A) Afloramento com a característica coloração vermelha e estratos planos e contínuos por quilômetros. B) Acamamento ondulado. C) Arenito verde cimentado por calcita. Região de Diamantino (ver Figura 2).....83
- Figura 40. Siltitos laminados intercalados a corpos tabulares de arenitos finos formando ciclos granocrescentes ascendentes (setas). Esta fácies da Formação Diamantino algumas vezes é recoberta pelos conglomerados da Formação Salto das Nuvens (Cenozóico). Região de Nortelândia (ver Figura 2).....84
- Figura 41. Siltito com acamamento ondulado da Formação Diamantino. Região de Diamantino.....85
- Figura 42. Aspecto textural dos arenitos fluviais da Formação Diamantino. Região de Alto Paraguai.....85
- Figura 43. Colisão de blocos continentais envolvidos no desenvolvimento do oeste Gondwana. A) estágio intermediário durante a colisão dos blocos Rio de La Plata com o bloco São Francisco Congo. B) progressiva rotação do Cráton São Francisco – Congo (R), levando a colisão com o Cráton Amazônico. O estágio final da formação do oeste Gondwana gerado pela colisão do Cráton Rio de La Plata e o Cráton Amazônico, invertendo a bacia uma vez existente entre os dois blocos, para a formação do cinturão Paraguai. Modificado de Alkmim *et al.* (2001).....90
- Figura 44. Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai: A) estágio final da deposição do Grupo Araras, após 630 Ma, com a implantação de planícies de maré carbonática de clima árido que recobrem grandes áreas do Cráton Amazônico, marcando um raseamento da Bacia Araras, que já começa a ser suprida por terrígenos indicando início do soerguimento das áreas fontes a SE. B) A sedimentação siliciclástica advinda de áreas fontes soerguidas inibe permanentemente a precipitação dos carbonatos. Forma-se uma plataforma rasa na região sul do Cráton, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade (Formação Raizama). Um sucessivo rebaixamento do nível do mar causa exposição subaérea de partes da bacia. C) Transgressão marinha mais ampla gerando ambiente de plataforma profunda (*offshore*) até sobre o Cráton Amazônico formando mar Sepotuba. Possivelmente os vales fluviais nas áreas fontes foram afogados gerando estuários ou “tidal braid deltas”. Admite-se um estágio de menor atividade tectônica nesta fase. D) a continuidade do movimento de convergência dos blocos causa o confinamento do mar Sepotuba gerando grandes lagos ou mares restritos, formando uma bacia do tipo “foredeep” encaixada no cráton e finalizando uma evolução “foreland”. Sistemas flúvio-deltaico preencheram estas depressões com contínua subsidência, acumulando milhares de metros de sedimentos

(Formação Diamantino). O contínuo soerguimento e termino da orogenia ocorreu antes de 520 Ma, idade estimada para o período de remagnetização dos Blocos Amazônia e São Francisco.....93

Figura 45. Sumário estratigráfico e paleoambiental da Faixa Paraguai com indicação dos principais eventos tectônicos e com destaque para o importante evento transgressivo na Formação Sepotuba. Abreviações: SIM, superfície de inundação máxima; LS, limite de seqüência. * Idade 520 Ma.....94

Lista de Tabelas

Tabela 1.	Fácies da Formação Sepotuba. Resumo das descrições faciológicas e interpretações dos processos sedimentares.....	31
Tabela 2.	Interpretação e descrição das associações de fácies da Formação Sepotuba.....	43
Tabela 3.	Fácies da Formação Raizama. Resumo das descrições e interpretações dos processos sedimentares.....	47
Tabela 4.	Associação de fácies da Formação Raizama. Descrição e interpretação paleoambiental.....	66
Tabela 5.	Valores de isótopos do cimento de dolomita da Formação Raizama.....	75
Tabela 6.	Fácies sedimentares da base da Formação Diamantino. Resumo das descrições e interpretações dos processos sedimentares.....	80
Tabela 7.	Interpretação e descrição das associações faciológicas representativas da Formação Diamantino.....	86

RESUMO

Os eventos anômalos do final do Neoproterozóico têm sido documentados principalmente nas capas carbonáticas ocorrentes em diversas regiões cratônicas do planeta. Os registros destes eventos em depósitos siliciclásticos ainda são pouco documentados, e neste estudo foi investigado uma sucessão siliciclástica que sobrepõe carbonatos depositados após a glaciação *Marinoan* (630 Ma) na parte sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai, estado do Mato Grosso. Neste contexto, parte desta história sedimentar contida nos folhelhos e arenitos da Formação Sepotuba, foi suprimida das propostas estratigráficas para aquela área. A Formação Sepotuba é resgatada aqui como unidade estratigráfica fundamental para o entendimento da história evolutiva, baseada na análise de fácies e estratigráfica desenvolvida neste trabalho. A Formação Sepotuba recobre discordantemente a Formação Raizama e é sobreposta, em contato gradual, pela Formação Diamantino, compondo o Grupo Alto Paraguai. O topo da Formação Raizama é constituído por: 1) arenito fino a médio, formando camadas amalgamadas com estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, laminações truncada por onda e plano-paralela interpretado como depósito litorâneo influenciado por ondas de tempestade; 2) ciclos granocrescentes ascendentes formados por ritmito com acamamento ondulado e arenito com estratificação cruzada côncava, interpretados como barras submaré; e 3) siltito, arenito médio a grosso com gretas de contração, marcas onduladas e moldes de evaporitos relacionados a depósitos de intermaré. A Formação Sepotuba consiste em: 1) pelito, arenito muito fino a médio com marcas onduladas, estratificações plano-paralela e cruzadas *hummocky* e *swaley* e bandamentos da maré (*tidal bundles*) interpretados como depósitos de *shoreface* inferior; e 2) siltito, pelito e arenito muito fino a médio com marcas onduladas, estratificação cruzada *hummocky*, laminação plano-paralela e laminações cruzadas de baixo-ângulo e cavalgante, que representam depósitos de *offshore*. A base da Formação Diamantino compreende: 1) siltito e argilito com acamamento ondulado, laminações plano-paralela e convoluta, relacionados a ambiente lacustre e/ou mar restrito; e 2) conglomerado com arcabouço fechado, arenito médio a grosso, estratificações plano-paralela, cruzada acanalada, tabular e côncava, considerados como depósitos de rios entrelaçados. A Formação Sepotuba registra uma transgressão sobre os depósitos litorâneos da Formação Raizama. Este evento é a última incursão marinha após a glaciação global *Marinoan* (630 Ma) que precedeu o fechamento oceânico associado à colisão de blocos Amazônia e Rio de La Plata durante a Orogenia Pampeana-Araguaia (520-500 Ma). A continuidade dos processos de colisão das placas resultou na individualização de sub-bacias *foredeep*, confinando o mar Sepotuba em mares restritos levando à formação de lagos e/ou mares restritos supridos por sedimentos flúvio-deltaicos (Formação Diamantino), oriundos de áreas soerguidas nos blocos convergentes, dentro dos estágios finais da evolução *foreland* da Faixa Paraguai.

ABSTRACT

Anomalous events of terminal Neoproterozoic have been mostly reported in the cap carbonates exposed in several cratonic regions worldwide. The records of these events in siliciclastic deposits are still incipient. In this study a siliciclastic succession was investigated that overlies carbonates deposited after Marinoan glaciation (630 Ma) in the southern Amazon Craton and Paraguai Belt, state of Mato Grosso. In this context, part of the sedimentary history contained in the shales and sandstones of the Sepotuba Formation was suppressed from stratigraphic proposals for that area. The Sepotuba Formation is rescued here a stratigraphic which is fundamental to understand this evolutionary history, consequent of the facies and stratigraphic analysis carried out in this work. The Sepotuba Formation unconformably overlies the Raizama Formation, and is gradually overlaid by Diamantino Formation, composing the Alto Paraguai Group. The upper part of the Raizama Formation is composed of: 1) amalgamated beds of fine to medium-grained sandstone, with swaley and hummocky cross-stratifications, wave truncated and even parallel laminations, interpreted as storm influenced littoral deposits; 2) Coarsening upward cycles composed of wavy-bedded rhytmite and concave cross-bedded sandstone, interpreted as tidal bars; and 3) siltstone, medium to coarse-grained sandstone with dissection cracks, ripples marks and evaporites molds related to intertidal deposits. The Sepotuba Formation consists in: 1) pelite and fine to medium-grained sandstone with ripple marks, even parallel lamination, hummocky and swaley stratifications and tidal bundles, interpreted as lower shoreface deposits; e 2) siltstone, pelite and fine to medium-grained sandstone with ripple marks, hummocky cross stratification, even parallel and low-angle cross laminations and climbing ripple-cross lamination that represent offshore deposits. The base of Diamantino Formation comprises: 1) siltstone and claystone with wavy bedding, convolute and even parallel laminations related to lacustrine and/or seaway environment; and 2) clast-supported conglomerate and medium to coarse-grained sandstone with even parallel stratification, through, planar and concave cross stratification, considered as braided river deposits. The Sepotuba Formation records a transgression that reworked littoral deposits of Raizama Formation. This event is the last marine incursion after the Marinoan global glaciation (630 Ma) that preceded the oceanic enclosure associated with the collision of Amazonia and Rio de La Plata blocks during the Pampean-Araguaia orogeny (520-500 Ma). The continuity of the collisional processes resulted in the individualization of *foredeep* sub-basins, confining the Sepotuba sea and leading to lakes and/or seaways formations that were supplied by fluvial to deltaic sediments (Diamantino Formation), derived from uplifted areas in the collisional blocks, during the final stages of foreland evolution of Paraguai belt.

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

A história evolutiva do planeta ao final do Pré-Cambriano é alvo de intensos debates nos últimos anos, principalmente por envolver mudanças paleoambientais extremas concomitantes com o aparecimento das primeiras formas complexas de vida (Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). No Brasil, vários estudos vêm sendo realizados sobre os depósitos carbonáticos pós-glaciais da Faixa Paraguai, região de Mato Grosso, considerados de idade pós-Marinoano ou Ediacarana (630-542 Ma). Entretanto, ainda é incipiente o conhecimento geológico das sucessões sedimentares siliciclásticas que precederam o fechamento do oceano neoproterozóico, pós-Marinoano, confinado entre os blocos Amazônia e Paraná, atual região da Faixa Paraguai-Araguaia (Figura 1).

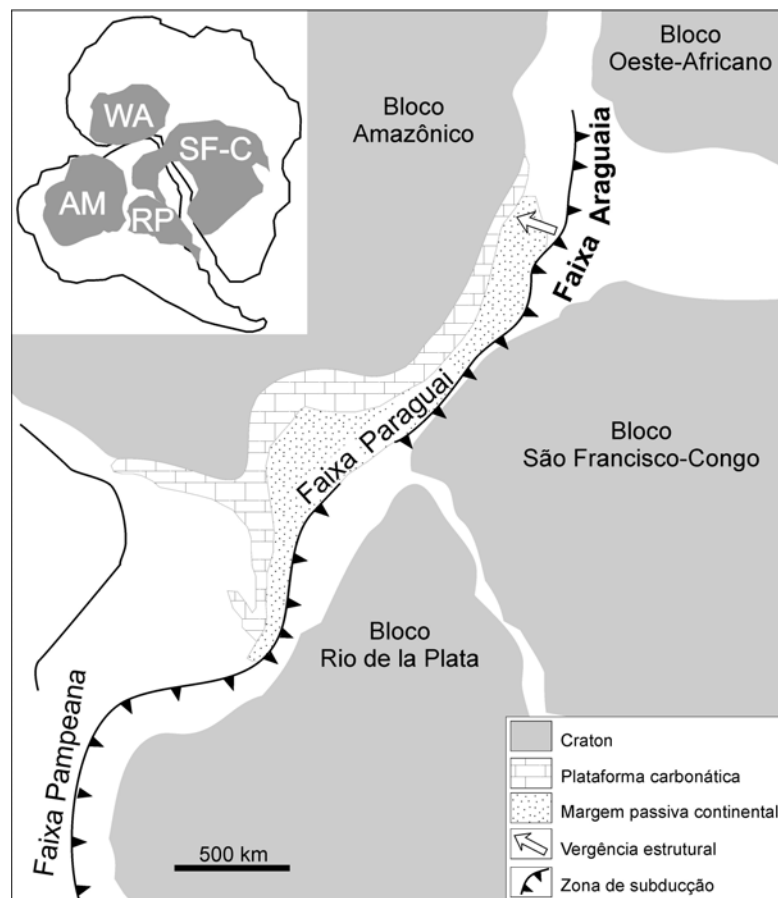


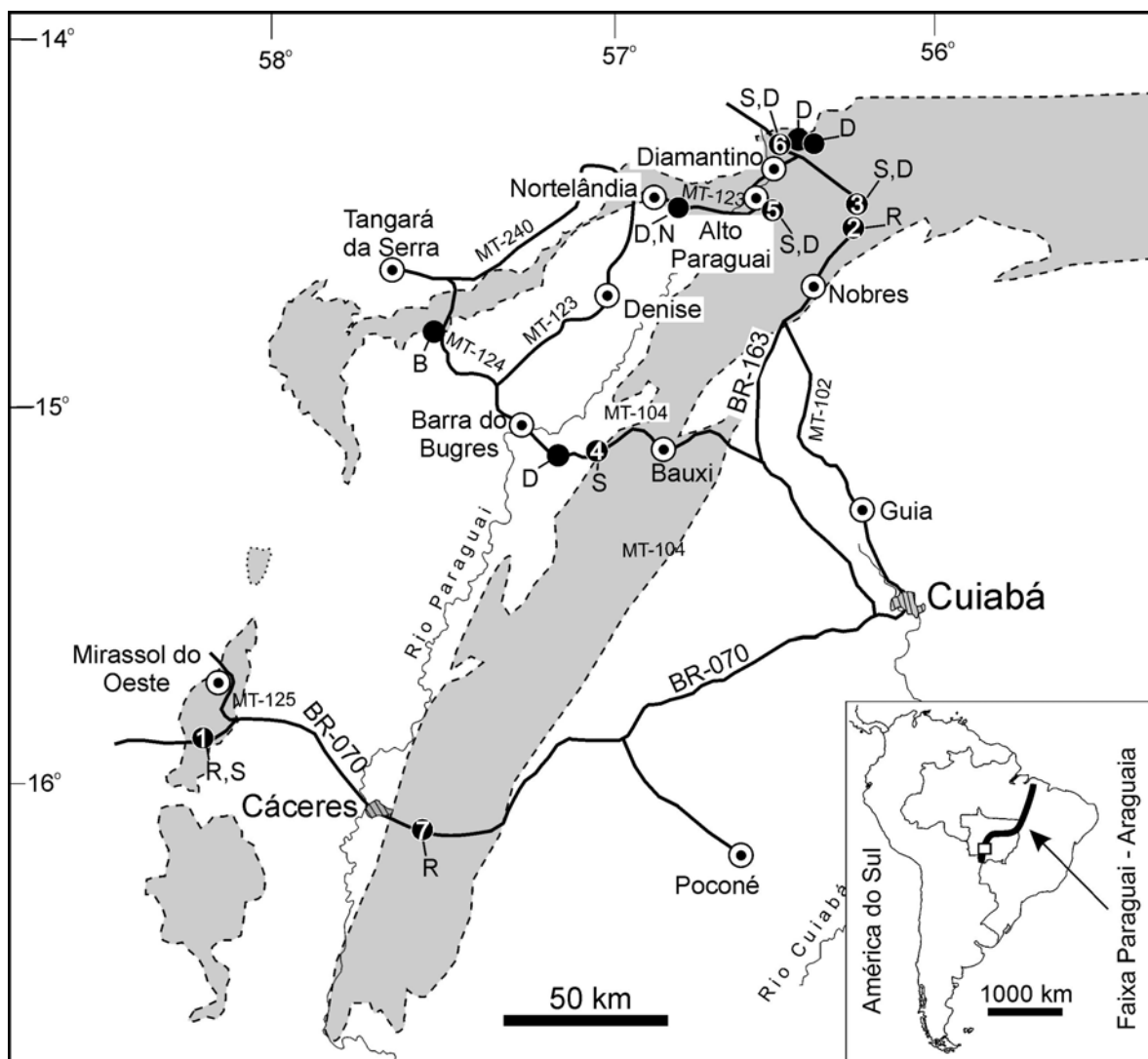
Figura 1. Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado à colisão dos blocos continentais Amazônia a oeste, São Francisco-Congo a sudeste e Rio de la Plata a sul, durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma (Trindade & Nogueira *inédito*).

Dentro deste cenário, o final do Pré-Cambriano foi caracterizado por uma atmosfera pobre em oxigênio, eventos glaciais que alcançaram baixas latitudes e drasticamente foram substituídos por fases de superaquecimento-global, associadas a expressivas variações isotópicas da água do mar (Hoffman & Schrag 2002, Allen & Hoffman 2005). A rápida movimentação das placas produzidas pelas altas temperaturas do manto resultou na abertura de novas margens passivas e fechamento de órogenos, causando expressivas variações do nível do mar (Young 1995). Neste contexto, a Faixa Paraguai representa uma das mais importantes unidades geotectônicas do Brasil por encerrar depósitos sedimentares que registram os eventos anômalos do Neoproterozóico (Trindade *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2003, 2006).

Os últimos registros marinhos neoproterozóicos da Faixa Paraguai, citados no trabalho clássico de Almeida (1964a), foram os folhelhos e arenitos da Formação Sepotuba, considerados como depósitos de uma plataforma marinha. Embora esta unidade tenha sido reconhecida nos estudos geológicos da região, em meados dos anos 70 ela foi desconsiderada e incluída nos depósitos basais de arenitos e pelitos da Formação Diamantino, unidade do topo do Grupo Alto Paraguai, este constituído ainda, na base, por arenitos da Formação Raizama (Figueiredo & Olivatti 1974, Luz *et al.* 1978 e 1980, Almeida 1984, Alvarenga 1990). A falta de estudo estratigráfico detalhado na região tem dificultado a descrição precisa da Formação Sepotuba bem como a interpretação dos seus ambientes deposicionais e definição de seus limites. Neste trabalho, foi feito o estudo faciológico em combinação com os conceitos da estratigrafia moderna. Esta análise permitiu a diferenciação da Formação Sepotuba com as unidades adjacentes, definição do paleoambiente deposicional, além de contribuir para o resgate desta unidade como uma parte importante da história neoproterozóica da região central do Brasil.

1.2. ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A área de ocorrência da Formação Sepotuba está nos domínios das Folhas SD.21 Cuiabá e nos mapas geológicos confeccionados em convênio do DNPM/CPRM, que indicam uma grande extensão desta unidade. A Formação Sepotuba é melhor exposta ao longo das rodovias BR-163 e MT-104, nas adjacências da cidade de Diamantino, e pontualmente, na cidade de Cáceres (Figura 2). Os afloramentos são geralmente descontínuos e localmente as rochas apresentam-se dobradas, alcançando espessuras de até aproximadamente 30 m. Os melhores afloramentos ocorrem em pedreiras e escassos cortes de estradas, enquanto a grande maioria das exposições está intemperizada e coberta por solos, depósitos de talus e densa cobertura vegetal. Dez afloramentos do Grupo Alto Paraguai foram descritos nas proximidades de Cáceres, Nobres, Bauxi, Barra do Bugres, Alto Paraguai e Diamantino, distribuídos ao longo das rodovias BR-070, 163 e estradas estaduais MT-104, 123 e 124 (Figura 2). A região de Tangará da Serra, de acordo com os mapas geológicos, seria promissora para a ocorrência de pelitos da Formação Sepotuba. Entretanto, as rochas mapeadas eram na verdade solo vermelho do basalto Tapirapuã, de idade triássica.



● Cidade Drenagem Estradas ● Pontos estudados ① Perfis estratigráficos
 Áreas de afloramentos das sucessões neoproterozóicas pós-Marinoano.

Figura 2. Mapa de localização dos pontos estudados. Abreviações: R, Raizama; S, Sepotuba; D, Diamantino; B, Basalto Tapirapuã e N, Formação Salto das Nuvens. Modificado de Nogueira (2003).

1.3. OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho foram: 1) estudar a Formação Sepotuba, utilizando análise de fácies e de sistemas deposicionais, no intuito de possibilitar a reconstituição paleoambiental; 2) redescrever e redefinir, litoestratigraficamente, a Formação Sepotuba e; 3) descrever e interpretar o paleoambiente das unidades limitantes com a Formação Sepotuba, visando contextualizar a evolução sedimentar da Faixa Paraguai..

2. MÉTODOS

Para a obtenção dos resultados esperados referentes aos objetos desta pesquisa foram empregadas diversas técnicas agrupadas em 2 grupos principais: análise faciológica e análise estratigráfica.

2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA

Seguindo os métodos de análise faciológica moderna (Walker 1990 e 1992) que consiste na individualização e descrição de fácies, buscando a caracterização das principais texturas e estruturas sedimentares, a compreensão dos processos sedimentares revela como a fácies foi gerada. O agrupamento das fácies, contemporâneas e cogenéticas (associação de fácies), permite reconhecer com maior precisão os ambientes e sistemas deposicionais envolvidos e estabelecer um modelo deposicional geralmente apresentado em blocos-diagramas. Para auxiliar a análise de fácies foram construídas seções panorâmicas, obtidas de fotomosaicos, como sugerido por Arnot (1997).

Cada fácies foi representada simbolicamente por letra maiúscula para o litotipo principal e letra minúscula para a estrutura presente, seguindo a concepção de Miall (1977).

Algumas fácies podem estar presentes em mais de uma associação, já que seus processos de deposição independem de um ambiente deposicional específico, logo, a descrição da primeira fácies serve para as demais associações.

2.2 ANÁLISES PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E ISOTÓPICA

Amostras coletadas em campo foram selecionadas de acordo com a subdivisão faciológica, para análise de seções delgadas com microscópio óptico, visando a caracterização da textura, de feições diagenéticas e a classificação petrográfica segundo Folk (1980). O tingimento de rochas carbonáticas com ferricianeto de potássio a uma concentração de 2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico, foi utilizado para a determinação da presença de calcita e dolomita ferrosas ou não ferrosas (Adams *et al.* 1984).

A identificação de argilo-minerais foi feita nos arenitos com cimentação dolomítica, dissolvendo da dolomita mergulhando a amostra a uma solução de ácido clorídrico 10%, e analisando o material residual utilizando a técnica de Difração de Raios-X, realizadas no laboratório de difração de Raio-X da Universidade Federal do Amazonas (UFAM).

As imagens de microscopia eletrônica de varredura (MEV) das amostras de arenito com cimento carbonático foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Federal do Pará, a fim de detalhar a textura e caracterização mineralógica. Nove dessas amostras de arenito com cimento carbonático foram coletadas verticalmente ao longo da sucessão sedimentar da Pedreira Império (Perfil 1, Figura 2), em intervalos variáveis (ver item 5.3), foram analisados no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (NEG-LABISE), para a determinação da composição isotópica de carbono e oxigênio, no intuito de complementar as interpretações diagenéticas. Os resultados foram registrados por notações convencionais em *per mil* (‰) relativo ao padrão *Pee Dee Belemnite* (VPDB). As incertezas das medidas de isótopos foram 0,1% para o

carbono e 0,2% para o oxigênio, baseado em múltiplas análises de um padrão interno do laboratório (BSC; *Borborema Skavn Calcite*).

2.3 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A classificação estratigráfica dos depósitos estudados foi baseada no caráter litológico de uma unidade de rocha ou litoestratigrafia de acordo com Petri *et al.* (1986). As informações advindas de análises de fácies e sistemas deposicionais enriqueceram as descrições de unidades o que, por sua vez, favoreceu utilizar localmente os conceitos de superfície estratigráfica inseridos na Estratigrafia de Seqüência como superfícies de inundação, transgressiva e de inundação máxima (Vail 1987, Van Wagoner *et al.* 1988, Christie-Blick *et al.* 1995). A escassez e descontinuidade dos afloramentos não permitiram a elaboração de um arcabouço estratigráfico seqüencial.

A redescrição e redefinição da Formação Sepotuba amenizam a problemática estratigráfica existente na região, e resgatam uma parte da história evolutiva da Faixa Paraguai.

3. A FAIXA PARAGUAI

A Faixa de Dobramento Paraguai (Almeida 1964b, 1965a) localiza-se na borda sul-oriental do Cráton Amazônico e está inserida na parte oeste e noroeste da Província Tocantins e parte sul da Província Tapajós (Almeida *et al.* 1977; Almeida 1984). A Faixa Paraguai, no Estado de Mato Grosso, é considerada como a continuação da Faixa Araguaia no Estado do Pará (Figuras 1 e 3).

A Faixa Paraguai, interpretada como uma sutura de colisão tipo himalaiano (Hasui *et al.* 1992), resultou da colisão dos blocos continentais durante a tectônica Brasiliana/Pan-Africana, de aproximadamente 550 e 500 Ma (Trompette 2000) ou Pampeana-Araguaia (Trindade & Nogueira *inédito*). Os blocos convergentes seriam o Amazônia, a oeste, São Francisco-Congo, a leste, e o bloco Rio *de la Plata* ou Paraná, a sul (Almeida 1984, Trompette *et al.* 1998, Alkmin *et al.* 2001) (Figuras 1 e 3). Como consequência, houve o fechamento do mar *Brazilides* (Alkmin *et al.* 2001).

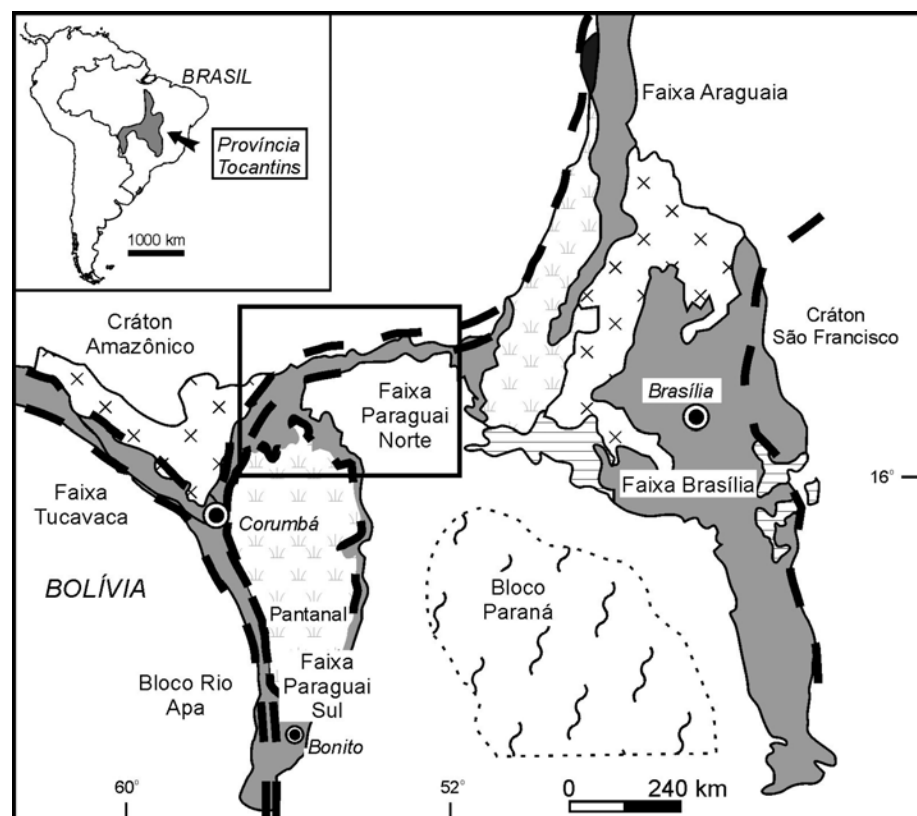


Figura 3. Contexto geológico da Faixa Paraguai na Província Tocantins.
Fonte: Nogueira 2003

As unidades litoestratigráficas aflorantes da Faixa Paraguai estão distribuídas, em grande parte, na zona dobrada e na parte sul do Cráton Amazônico, onde as camadas são subhorizontais (Almeida 1984, Nogueira *et al.* 2003, 2006). As rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá constituem a unidade mais antiga da Faixa Paraguai, e encontram-se recobertas pelos diamictitos glaciogênicos da Formação Puga, correlatos à glaciação global *Marinoana* de 630 Ma. Os carbonatos do Grupo Araras recobrem bruscamente os diamictitos, guardando o registro de mudanças das condições climáticas glaciais para as de efeito estufa, no contexto da hipótese de *Snowball Earth* (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003). Os carbonatos são sobrepostos por rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, constituídas pelas formações Raizama (arenitos e pelitos), Sepotuba (folhelhos e arenitos) e Diamantino (ritmitos vermelhos, arenitos finos a conglomerados). Os ambientes deposicionais interpretados incluem sistemas glácio-marinhos, plataformas carbonática e siliciclástica, mar restrito, lago e delta (Figura 4).

O tipo de bacia gerada para acomodar os depósitos da Faixa Paraguai ainda é uma incógnita. Uma das hipóteses é considerá-la como um mega-graben deformado durante a separação dos continentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992) enquanto a outra, se refere a uma bacia do tipo ante-país (*foreland*) (Trompette 1994). O último evento da Tectônica Brasileira/Pan-Africana (Almeida 1984) seria de idade eocambriana a ordoviciana (540-490 Ma) e teria ocorrido durante a Orogênese Paraguai (Basei & Brito Neves 1992) ou Pampeana-Araguaia (Trindade & Nogueira *inédito*).

Eventos distensivos posteriores resultaram na intrusão local de corpos graníticos com idade de cerca de 500 Ma, fornecida pela datação radiométrica do Granito São Vicente (Almeida & Mantovani 1975).

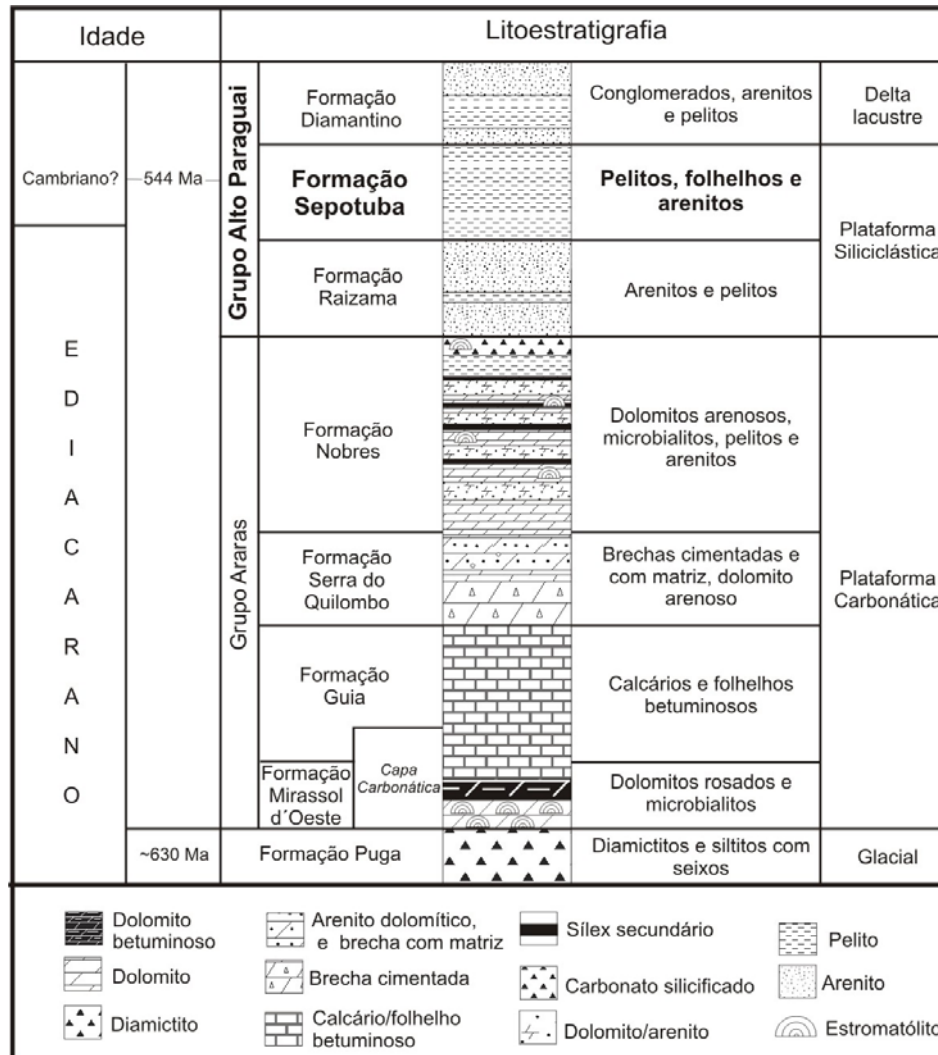


Figura 4. Coluna litoestratigráfica para as sucessões carbonáticas e, em destaque, para as rochas siliciclásticas pertencentes ao Grupo Alto Paraguai. Modificado de Nogueira (2003).

A Faixa de Dobramento Paraguai foi dividida por Almeida em três zonas, designadas por Almeida (1964a, 1965b) como: *Baixada do Alto Paraguai*, apresentando camadas com mergulho muito baixo; *Província Serrana*, contendo dobras simétricas e assimétricas, com planos axiais de alto ângulo e inclinação preferencial para E/SE, além de falhas inversas de alto ângulo; e *Baixada Cuiabana*, com metamorfismo na fácies xisto verde, foliação plano-axial orientada para NE e mergulhos para SE (Figura 5). Esta subdivisão foi pouco modificada pelos trabalhos posteriores de Almeida (1984), Alvarenga & Saes (1990) e Alvarenga & Trompette (1993). Nogueira (2003) e Nogueira *et al.* (2003) subdividiram a

Faixa Paraguai em dois segmentos, a zona de cavalgamento e dobramento e as sub-bacias ante-fossa (*foredeep*), inseridas num contexto de uma bacia ante-país (*foreland*) (Figura 6).

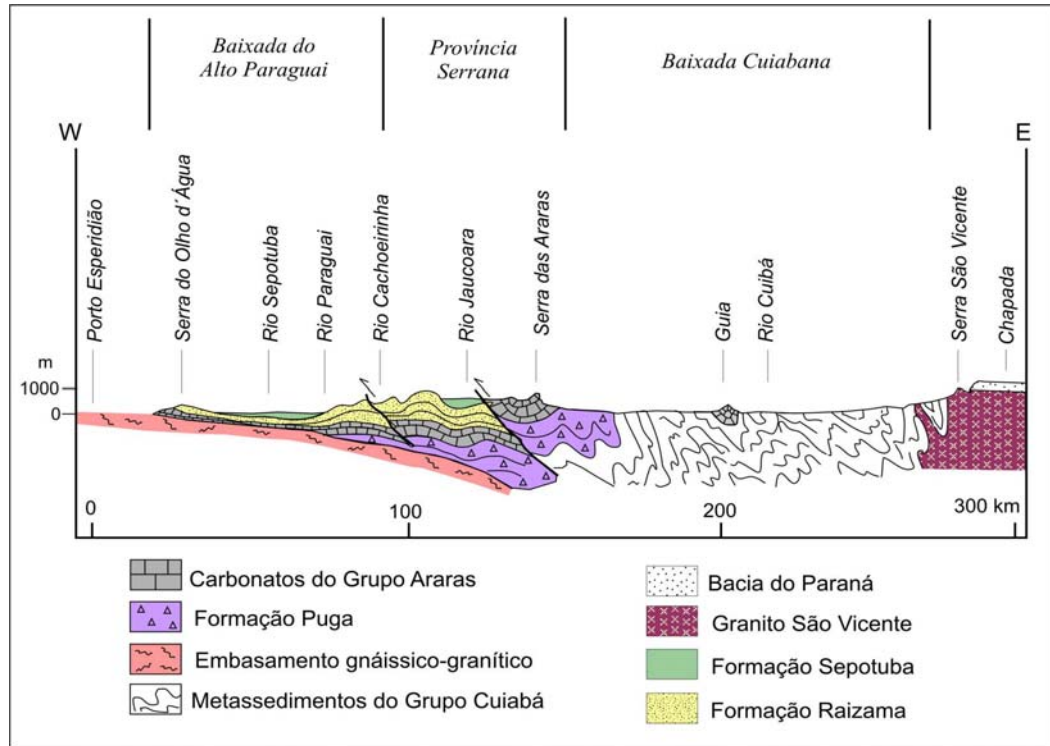


Figura 5. Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai representada na forma de seção esquemática W-E proposta por Almeida (1964a).

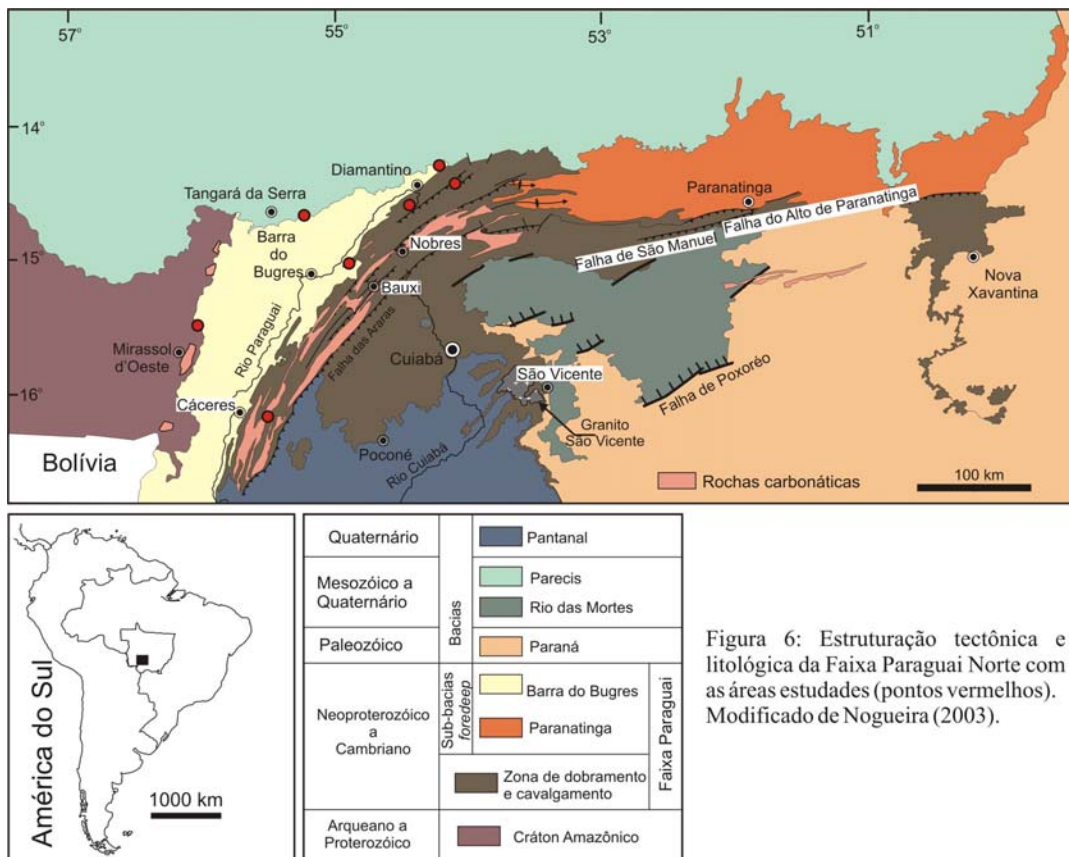


Figura 6: Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte com as áreas estudadas (pontos vermelhos). Modificado de Nogueira (2003).

4. FORMAÇÃO SEPOTUBA

4.1 TRABALHOS PRÉVIOS

Foi Oliveira (1915) quem descreveu, pela primeira vez, folhelhos da Formação Sepotuba nas corredeiras do rio homônimo. Desde a sua descoberta, estes folhelhos passaram por diversas modificações da nomenclatura (Figura 7). Este autor associou estes folhelhos à Formação Estrada Nova, considerando-os de idade ordoviciana. Gordon Jr. (1947), na sua classificação das formações gondwânicas do Paraná, dividiu a Formação Estrada Nova nos membros Teresina e Serra Alta (Bacia do Paraná). Décadas mais tarde, Almeida (1964b e 1965a) formalizou a Formação Sepotuba como parte do Grupo Alto Paraguai, posicionando-a entre o Ordoviciano e Siluriano Médio. Hennies (1966), por sua vez, apoiado em datações do Granito São Gabriel de ± 500 Ma, admitiu que o Grupo Alto Paraguai originou-se no final da Orogenia Baikaliana, no Cambriano Inferior. Em projeto conjunto, o DNPM e a CPRM elaboraram a Folha SE.21-Cuiabá (1978) e acrescentaram ao Grupo Alto Paraguai as formações Puga e Araras, passando, assim, a excluir as formações Batovi e Sepotuba previamente estabelecidas. Figueiredo & Olivatti (1974), assim como Luz *et al.* (1978 e 1980), excluíram a Formação Sepotuba do Grupo Alto Paraguai e acrescentaram na base deste grupo as Formações Puga e Araras, juntamente com as formações Raizama e Diamantino, no topo. Posteriormente, Barros & Simões (1980) acrescentaram na base do Grupo Alto Paraguai a Formação Bauxi e recolocaram a Formação Sepotuba entre as formações Raizama e Diamantino. Já Del'Arco *et al.* (1981 e 1982) posicionaram a Formação Sepotuba no topo do Grupo Alto Paraguai.

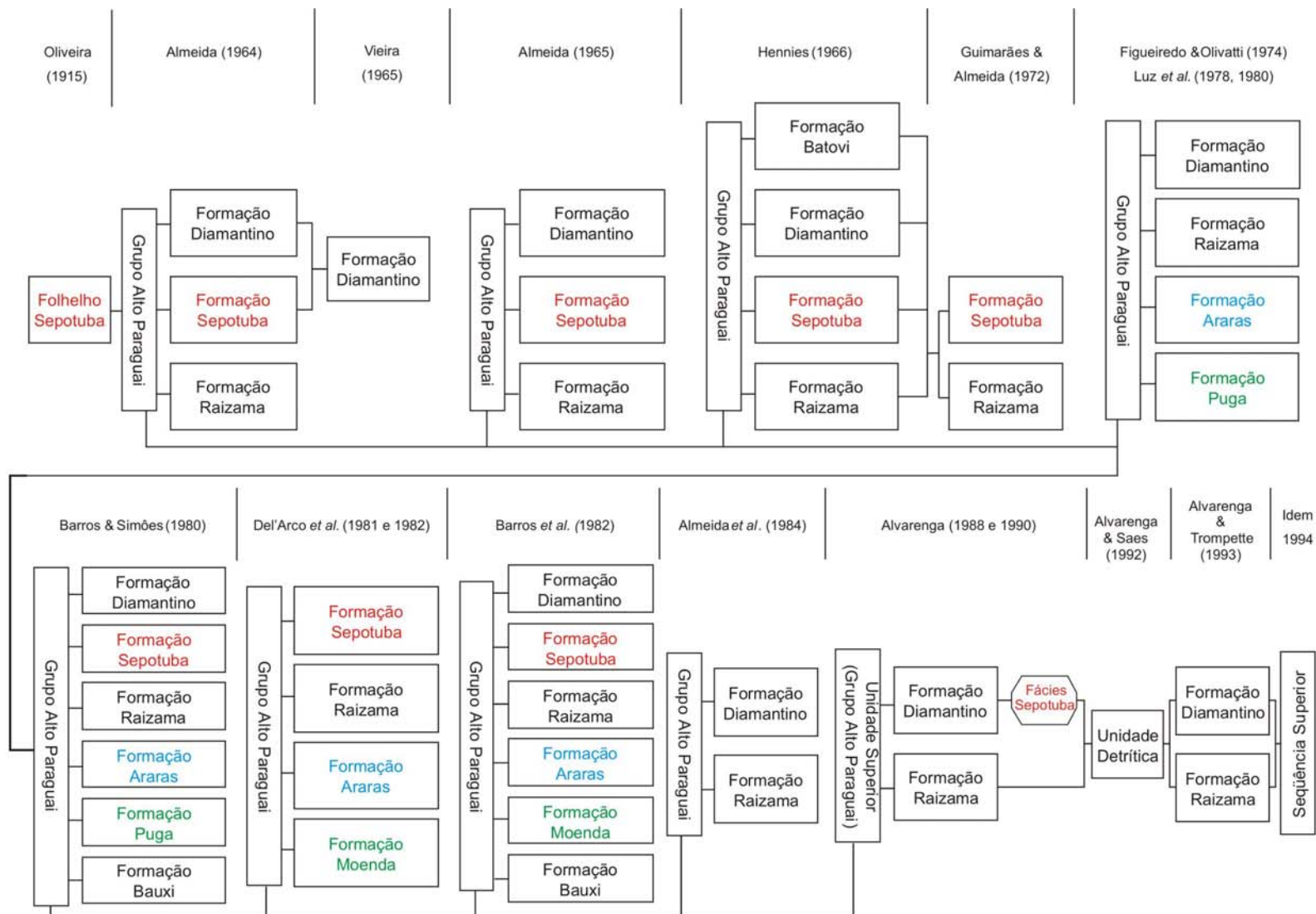


Figura 7. Fluxograma que resume as propostas estratigráficas para o Grupo Alto Paraguai. Cada arranjo colunar tem seu autor correspondente. As denominações dos grupos estão listadas em retângulos verticalmente ao contrário dos demais termos formais. Em azul os carbonatos do Grupo Araras, em verde os diamictitos das Formações Puga e Moenda, em vermelho os pelitos da Formação Sepotuba.

Barros & Simões (1980) e, posteriormente, Barros *et al.* (1982) propuseram uma redefinição, substituindo apenas a Formação Puga pela Formação Moenda. Almeida (1984) eliminou a Formação Sepotuba de sua nova proposta para a Faixa Paraguai, incluindo apenas as formações Raizama e Diamantino no Grupo Alto Paraguai. Alvarenga *et al.* (1988) eliminaram o termo Formação Sepotuba, rebaixando-a a uma fácies da Formação Diamantino. Os autores que se seguiram denominaram as Formações do Grupo Alto Paraguai como unidades detríticas incluídas numa Sequência Superior (Alvarenga & Saes 1992, Alvarenga & Trompette 1993 e 1994) (Figura 7).

A datação pelo método Rb-Sr, obtida de argilitos das formações Sepotuba e Diamantino, confere idades de 569 ± 20 Ma (Cordani *et al.* 1978, Bonhomme *et al.* 1982) e 660 ± 60 Ma (Cordani *et al.* 1985). Ambos os resultados não apresentam confiabilidade. A idade determinada de 660 ± 60 Ma é um intervalo antes do evento glacial *Marinoan*, cujo registro na Faixa Paraguai é a Formação Puga, e esta encontra-se a mais de mil metros abaixo da Formação Sepotuba (Figura 4 e 5). A idade de 569 ± 20 Ma, embora seja próxima da possível idade da Formação Sepotuba, pode representar a idade do evento diagenético. Essas duas idades não foram posicionadas com precisão na estratigrafia da área, portanto, não apresentam confiabilidade para serem utilizadas.

4.1.1 Aspectos Geológicos Gerais

A Formação Sepotuba é melhor exposta ao longo das rodovias BR-163, MT-104, nas adjacências da cidade de Diamantino e pontualmente na cidade de Cáceres (Figura 2). Os depósitos afloram geralmente de maneira descontínua e muitas vezes apresentam-se dobrados, alcançando espessuras de até aproximadamente 30 m. Ocorrem no topo de serras e em vales que desenham principalmente sinclinais. Os principais litotipos são folhelhos e arenitos finos, geralmente friáveis e, localmente, silicificados e com estruturas sedimentares preservadas. As

cores vermelho e rosa indicam alteração por intemperismo, enquanto tons cinza e bege refletem litotipos menos alterados. Neste estudo foram confeccionados sete perfis verticais que compreendem quase todo intervalo litoestratigráfico da Formação Sepotuba ao longo da Faixa Paraguai (Figura 8).

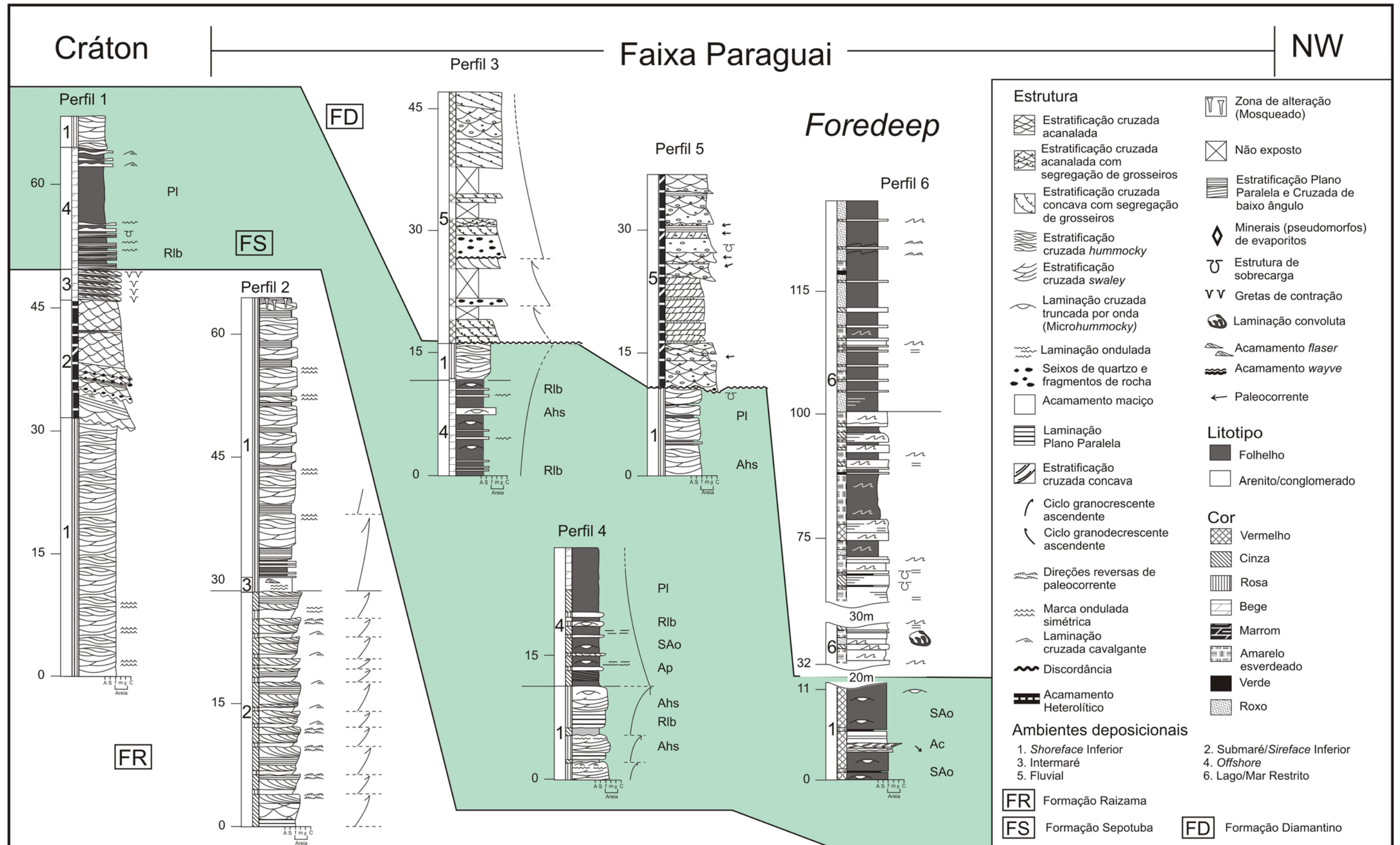


Figura 8. Formação Sepotuba e seus limites estratigráficos. Os perfis de 1-6 estão localizados na figura 2. Abreviações de fácies: PI, pelito laminado; Ap, Arenito com laminação plano-paralela; SAo, Siltito/Arenito com laminação truncada por onda; Ahs, Arenito com estratificação cruzada hummocky e swaley; Ac, Arenito com estratificação cruzada côncava/sigmoidal; Rib, Ritmito arenito/pelito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (Rib).

4.2 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES

Para os depósitos da Formação Sepotuba foram identificadas seis fácies e divididas em duas associações faciológicas interpretadas como depósitos marinhos (Tabela 1 e 2).

LITOLIGIA	ESTRUTURAS	PROCESSOS
Pelito laminado (Pl).	Laminação plano-paralela.	Deposição a partir de suspensão.
Siltito e Arenito muito fino com grãos bem selecionados e arredondados (SAo).	Laminação cruzada truncada por onda.	Fluxo oscilatório relacionado ao declínio de tempestades. Deposição a partir de suspensão.
Ritmito de pelito e arenito muito fino a médio, bem selecionado, com grãos arredondados. (Rlb)	Laminação plano-paralela, laminação cruzada de baixo-ângulo, laminação cruzada com diferentes sentidos de migração e estruturas de sobrecarga.	Alternância de tração e suspensão e migração de marcas onduladas por fluxo oscilatório. Ajustamentos plásticos pós-deposicionais.
Arenito fino com grãos bem selecionados e arredondados (Ap).	Laminação plano-paralela e lineação de partição	Deposição por suspensão, em lençol, em regime de fluxo superior.
Arenito fino a médio, bem selecionado, com grãos arredondados (Ahs).	Estratificação cruzada <i>hummocky</i> e <i>swaley</i> de médio porte. Laminação plano-paralela e laminação cruzada de baixo-ângulo	Deposição por fluxo combinado de grande intensidade de tempestade. Fluxo oscilatório com predominância do componente unidirecional gerando camadas planas.
Arenito fino a grosso, bem selecionado com grãos angulosos. Pelitos ocorrem na forma de pares (Ac)	Estratificação cruzada côncava e sigmoidal de médio porte, recoberta por <i>mud drapes</i> . Os <i>foresets</i> mostram alternância de laminações arenosas espessas e finas, separadas por <i>mud drapes</i> . Laminação plano-paralela.	Deposição por migração de <i>megaripple</i> em resposta ao fluxo dominante de maré. Retrabalhamento da face de avalanche por fluxo subordinado. Deposição a partir de suspensão relacionada a períodos de águas paradas.

Tabela 1. Fácies da Formação Sepotuba. Resumo das descrições faciológicas e interpretações dos processos sedimentares.

4.2.1 Pelito Laminado (Pl)

Esta fácies corresponde aos depósitos de granulometria silte e argila, apresentando como estrutura principal a laminação plano-paralela. A disposição desta fácies no afloramento está em forma de bancos, lateralmente contínuos por dezenas de quilômetros com até 40 cm de espessura, intercalada com camadas de arenito (Figura 9). Esta fácies sugere deposição a partir de suspensão e sua distribuição lateral, por dezenas de quilômetros ao longo da área estudada, é condizente com uma área de deposição de baixa energia, não apenas extensa, mas relativamente plana.

4.2.2 Siltito/Arenito com laminação truncada por onda (SAo)

Esta fácies é composta predominantemente por siltitos e arenitos finos com laminação cruzada cavalgante truncada por onda (*climbing wave-ripple cross lamination* ou *microhummocky*; Dott Jr. & Bourgeois 1982) (Figura 10). Esta fácies geralmente intercala-se com pacotes centimétricos de arenito com laminação plano-paralela. A fácies SAo foi gerada em um ambiente de baixa energia, porém com a influência de fluxo oscilatório produzido por ondas. Os arenitos laminados intercalados indicam deposição em regime de fluxo superior.

4.2.3 Ritmito arenito/pelito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (Rlb)

Esta fácies forma um conjunto de camadas tabulares, lateralmente contínuas por dezenas de metros, compostas pela intercalação de camadas centimétricas de pelitos e arenitos, como laminação plano-paralela, cruzada de baixo-ângulo e laminação cruzada com diferentes sentidos de migração (Figura 11). Estruturas de sobrecarga são comumente encontradas na interface arenito/pelito.

Esta fácies foi gerada pela alternância de processos de suspensão e fluxo oscilatório, representados por intercalação de pelitos e arenitos com estruturas produzidas por ondas (*parallel and cross-laminated sand/streak mud*, litotipo M1, variedade B, segundo De Raaf *et al.* 1977). Ajustamentos plásticos entre lama e areia, dominados por processo de liquefação, ocorreram logo após a deposição.

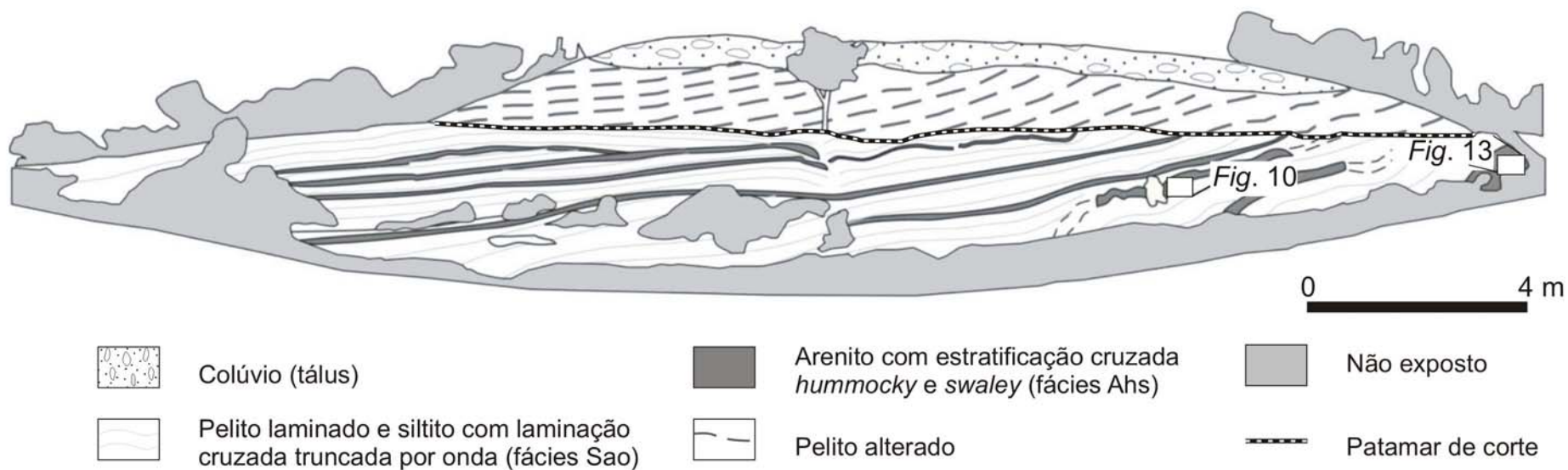


Figura 9. Seção panorâmica do afloramento à 10 km de Bauxi (Perfil 1, Figura 8). Arenitos com estruturas *swaley* e *hummocky* se alternam com pelito/siltito com laminação truncada por onda. As fácies encontram-se alteradas no topo do afloramento, marcado por colúvios. As localizações das figuras 10 e 13 estão indicadas na seção.

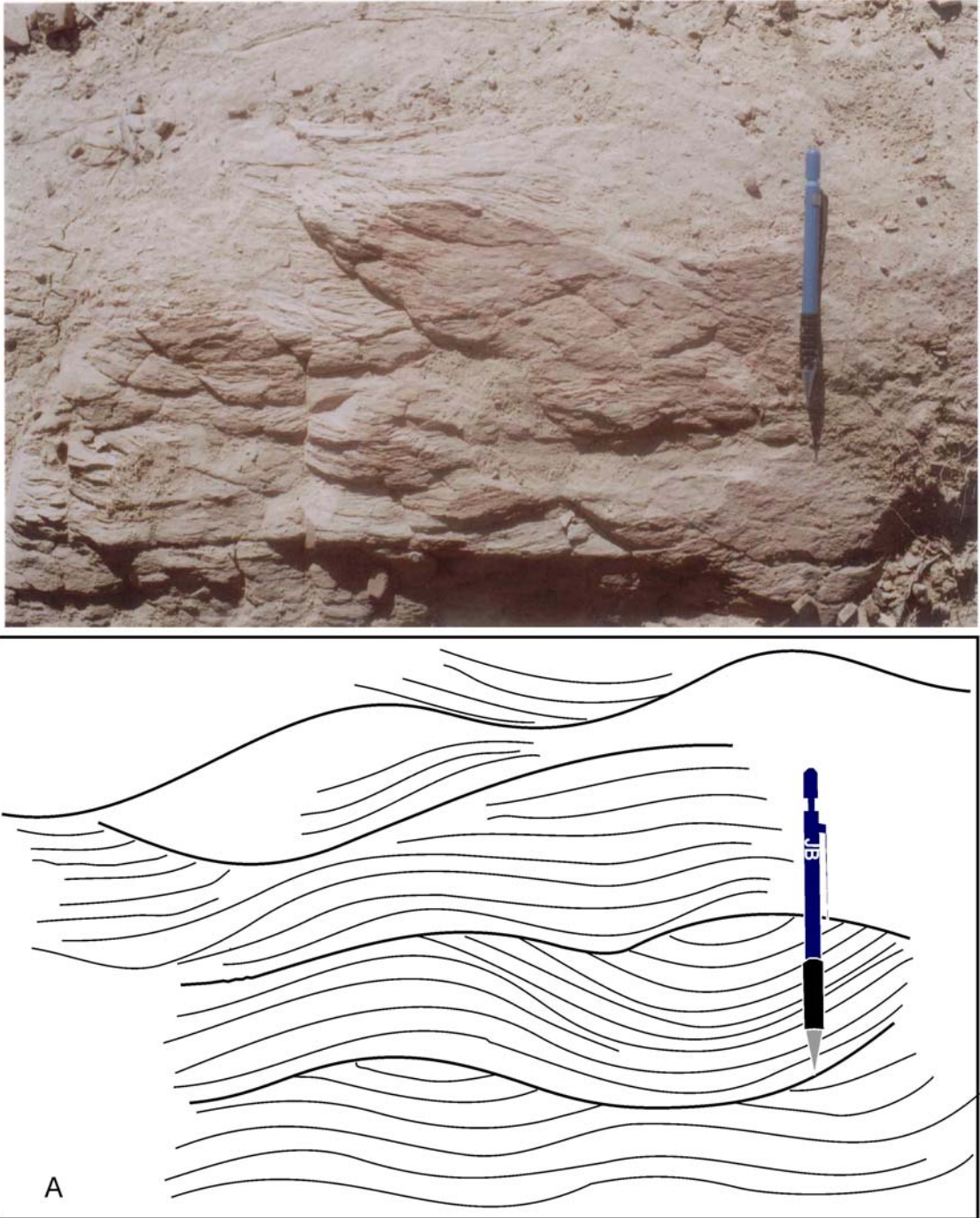


Figura 10. Siltito/Arenito com laminação ondulada truncada por onda (SAo). Localização da estrutura indicada na Figura 9.

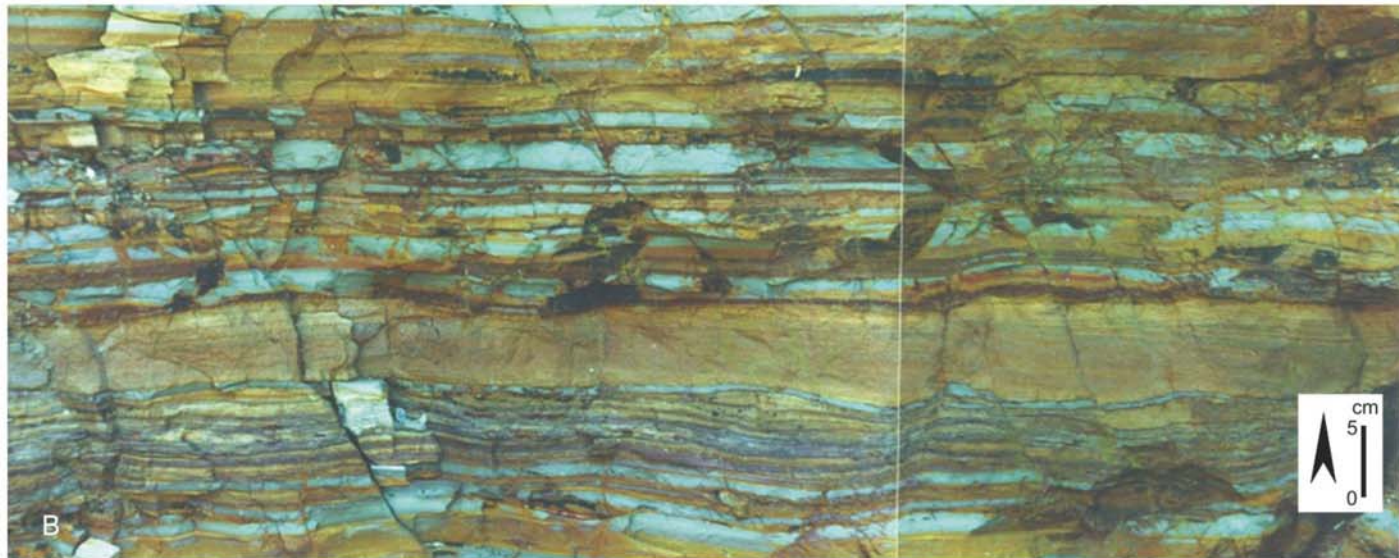
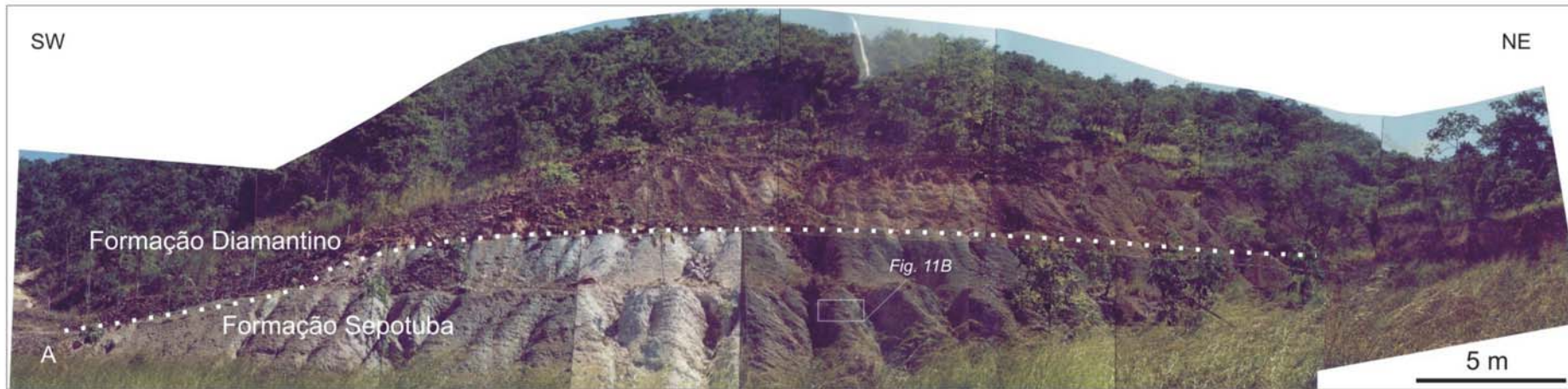


Figura 11. Seção panorâmica do afloramento 2, na rodovia BR-163, entre Nobres e Diamantino (Perfil 3, Figura 8). A) Contato entre as formações Sepotuba (folhelhos e ritmitos) e Diamantino (arenitos médios a grossos). Detalhe do afloramento com a fácies R1b representada por intercalação de pelitos e arenitos com estruturas produzidas por ondas.

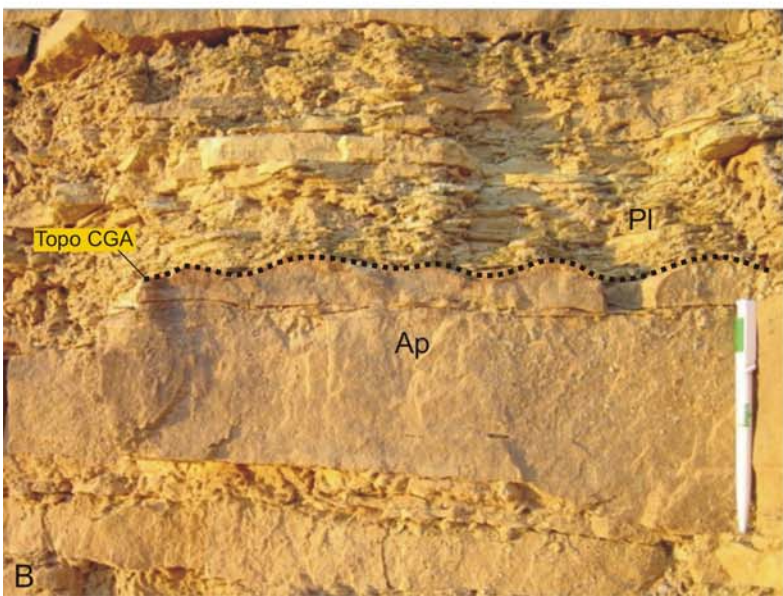
4.2.4 Arenito com laminação plano-paralela (Ap)

Esta fácies consiste de arenitos finos com laminação plano-paralela a qual apresenta, localmente, lineação de partição, e sutis truncamentos de baixo-ângulo. As camadas têm espessura de no máximo 60 cm e geometria tabular. A origem desta fácies é atribuída à deposição de carga de tração arenosa em leito plano, em condições de regime de fluxo superior (Figura 12).

4.2.5 Arenito com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley* (Ahs)

Esta fácies consiste um arenitos finos a médios, dispostos em camadas decimétricas a métricas com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley*. Lateralmente as camadas demonstram um adelgaçamento e espessamento sistemático, geralmente individualizadas por pelitos, principalmente quando predomina a estratificação cruzada *hummocky* (Figura 13). Por outro lado, arenitos amalgamados exibem comumente a estratificação cruzada *swaley*. Estas estruturas apresentam amplitude decimétrica e comprimento de onda de até 1,5 m. Acamamento convoluto, formando dobras desarmônicas com até 10 cm de diâmetro, é localmente associado à estrutura tipo *swaley* (Figura 13E e F). Ocorrem também marcas onduladas simétricas e assimétricas com comprimentos de onda variando entre 8 e 14 cm e amplitude de até 1 cm. Esta fácies muitas vezes ocorre associada com a fácies SAo (Figura 10).

As estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley* indicam a ação de fluxo oscilatório ou combinado relacionado a ondas de tempestades (Cheel & Leckie 1993). Durante o declínio do fluxo oscilatório, pequenas formas de leito (marcas onduladas) foram geradas.



C.G.A. Ciclo Granocrescente Ascendente



Ciclo Granocrescente Ascendente

Figura 12. Seção panorâmica da base da Formação Sepotuba na região da cidade de Mirassol d'Oeste. Pedreira Império (Perfil 1, Figura 8). A) Contato com a Formação Raizama, Pedreira Império, Município de Glória. B) Arenito com laminação plana e topo ondulado (fácies Ap) intercalado com pelitos e folhelhos arenosos (fácies PI) compondo ciclos granocrescentes ascendentes; A figura 12B está indicada na seção.

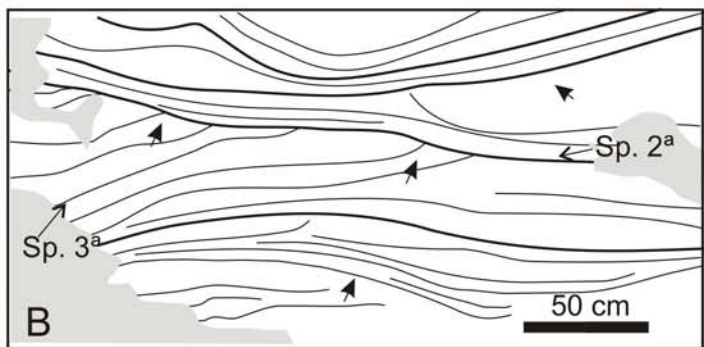
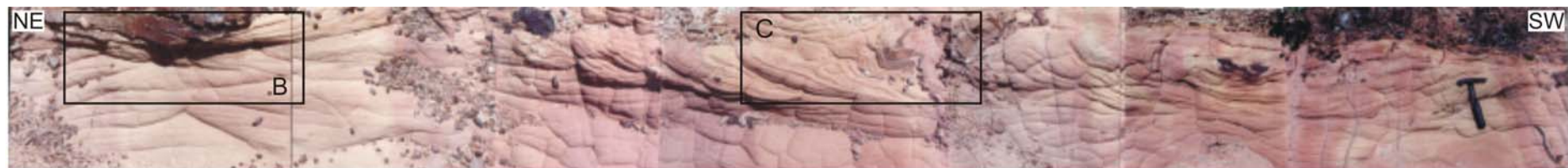


Figura 13. Arenito com estratificação cruzada *swaley*. A) Presença de inúmeros truncamentos de baixo ângulo (setas curtas); B) Estratificação cruzada *swaley* isolada, detalhe de A; Identificadas superfícies de 2ª e 3ª ordem (Setas maiores) na *swaley*; C) Laminação covoluta.

4.2.6 Arenito com estratificação cruzada côncava/sigmoidal (Ac)

A fácies Ac é composta de corpos tabulares, extensos e contínuos lateralmente por mais de 2 m. Apresentam estratificação cruzada sigmoidal com mergulho máximo de 20°. Os estratos cruzados adquirem inclinação mais suave para a base do *set*, quase alcançando a horizontalidade. O *set* possui espessura de 70 cm e formam *cosets* de até 1,5 metros. A sucessão lateral de estratos cruzados é formada por lâminas arenosas espessas e finas separadas por *mud drapes* (Figura 14). As alternâncias dessas lâminas configuram pares de *mud drapes*. Estas características permitem interpretar esta fácies como depósitos de *tidal bundles* de acordo com a proposição de Visser (1980).

Os recobrimentos e pares de pelitos (*mud couplets*) sobre os estratos cruzados são relacionados a ciclos de maré caracterizados por correntes subordinadas e dominantes (ciclo de maré de vazante e maré de enchente) (Nio & Yang 1991). A forma sigmoidal dos estratos é sugestiva da migração de *megaripples* sob altas taxas de suspensão. A variação de espessura e bandamentos intercalados por *mud drapes* podem estar relacionadas a ciclos de quadratura e sizígia (Dalrymple *apud* Walker & James 1992). O período para um ciclo completo de maré é o semidiurno (2 vezes ao dia), de 12:42 horas, ou, menos comum, o diurno (1 vez ao dia) (Dalrymple *apud* Walker & James 1992). Período de maior duração na amplitude da maré (diferença entre a maré baixa e alta) é proporcionado pela interação lua e sol. Quando a lua e o sol alinham-se com a Terra, seus efeitos gravitacionais são somados produzindo grandes amplitudes de maré, as chamadas marés de sizígia (*spring tides*). Quando a lua e o sol estão em ângulo reto com a Terra suas forças gravitacionais se amenizam gerando baixas amplitudes de maré, as chamadas marés de quadratura (*neap tides*). Para marés semidiurnas, o ciclo de quadratura-sizígia dura 14,77 dias e contém 28 ciclos de maré, enquanto para marés diurnas este período é de 13,66 dias com 14 ciclos de maré (Dalrymple *apud* Walker & James 1992). Os pares de *muds drapes* foram contados para se determinar o tipo de maré, se diurna

ou semi-diurna e definir os ciclos de maré de quadratura-sízigia (Figura 14 e 15). A contagem revelou uma regularidade média de 20 pares para cada ciclo de quadratura-sízigia (Figura 15). Embora não se enquadre nos ciclos modernos, talvez esse valor esteja associado à moderada preservação de *mud drapes* ou mesmo ao período diário neoproterozóico menor do que o atual (*cf.* Williams 1998).

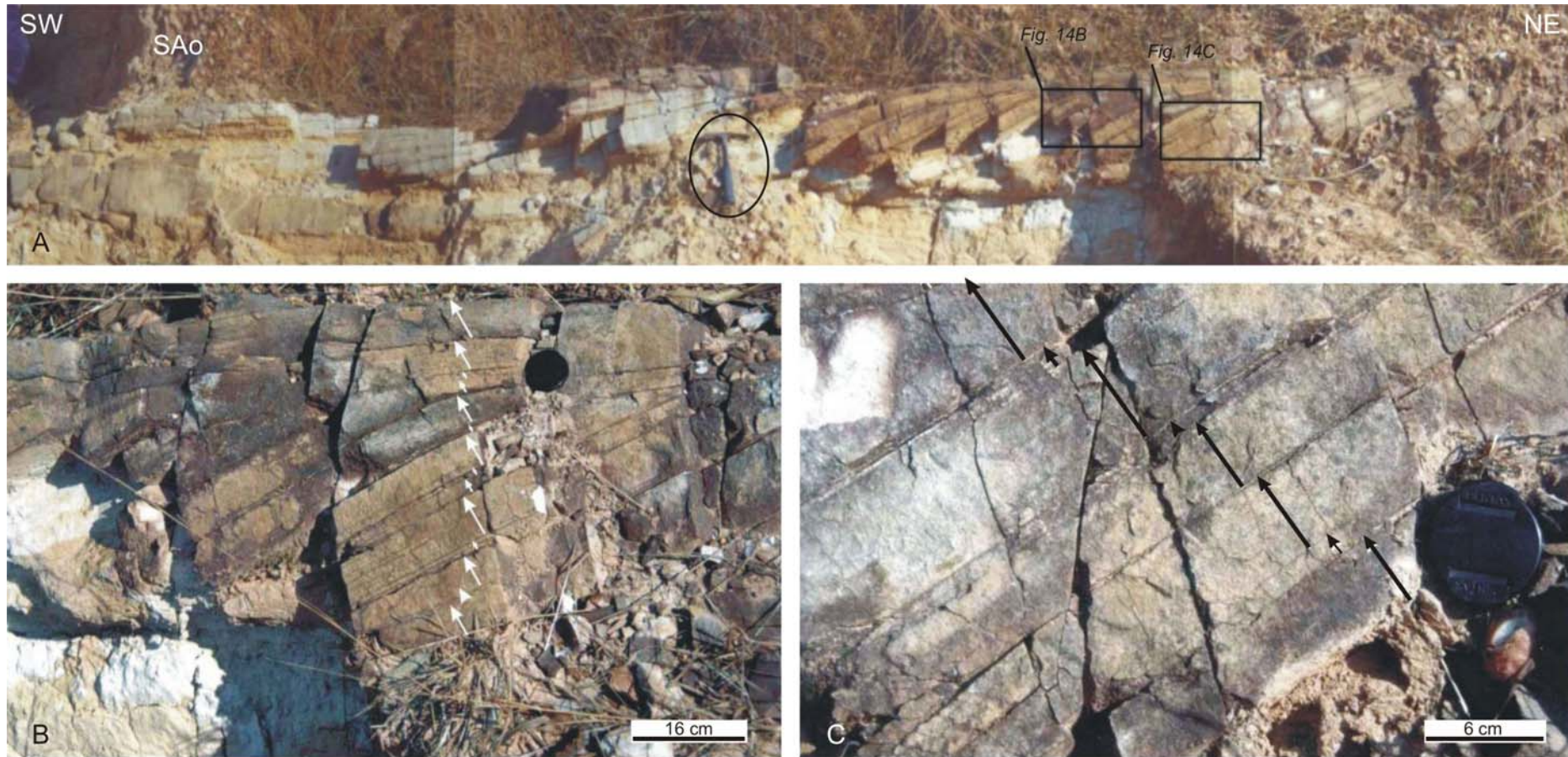


Figura 14. Estratificação cruzada côncava a sigmoidal (fácies Ac) interpretada como sucessão de *tidal bundles*. A) Sucessão lateral de estratos intercalada com a fácies SAo. B) Detalhe de *foreset* exibindo estratos assintóticos ao *topset*, com destaque para os bandeamentos de maré (setas). C) Sucessão de bandamentos de maré (setas) marcados por pares de *mud drapes*.

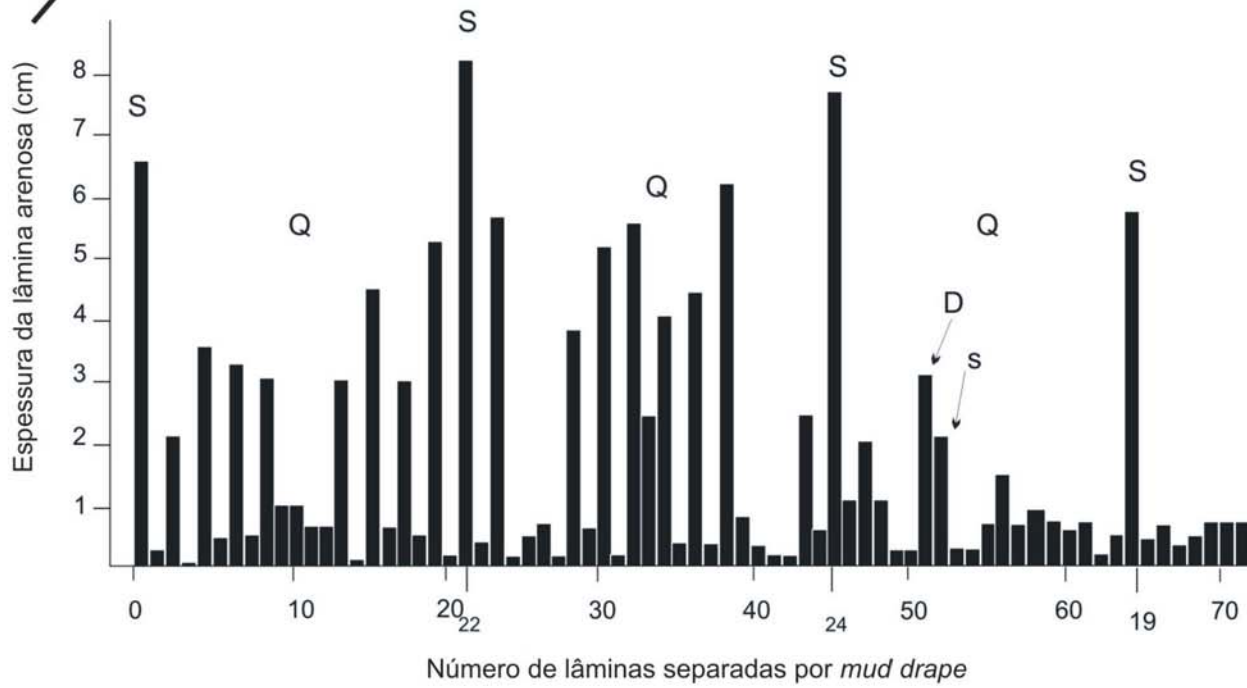


Figura 15. Contagem de *tidal bundles*. Foram contados 3 ciclos de quadratura-sizígia com valores de 19, 22 e 24 alternância de espessura dos bandamentos, provavelmente relacionados às marés semidiurnas (?) para o Pré-Cambriano.

4.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As fácies da Formação Sepotuba foram agrupadas em duas associações de fácies interpretadas como plataforma marinha englobando as zonas de *offshore* e *shoreface* (Tabela 2). Estas associações, comparando os perfis estudados, estão organizadas em pelo menos dois ciclos transgressivos-regressivos de aproximadamente 20 m de espessura.

Associação de Fácies	Fácies	Descrição
A – <i>Offshore</i>	Pl, SAo, Rlb	Siltitos, pelitos e arenitos muito finos a médios em camadas planares e contínuas lateralmente, formando ciclos granocrescentes ascendentes. As estruturas estão representadas por laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo. Camadas centimétricas arenosas com marcas onduladas simétricas e assimétricas.
B – <i>Shoreface inferior</i>	Ap, Ahs,Ac	Arenitos muito finos a médios, apresentando estratificação cruzada <i>swaley</i> , estratificação plano-paralela e subordinadamente estratificação cruzada <i>hummocky</i> . Marcas onduladas assimétricas ocorrem frequentemente. Camadas decimétricas de pelitos.

Tabela 2. Interpretação e descrição das associações de fácies da Formação Sepotuba.

4.3.1 Associação A – *Offshore*

Esta associação é formada pelas fácies com baixa proporção de arenitos em relação aos pelitos, dispostas em camadas planares lateralmente extensas por quilômetros, sugerindo um ambiente de deposição de energia baixa, amplo e extenso, compatível com uma plataforma marinha distal relacionada à zona de *offshore*. As fácies Rlb, Pl e SAo representam deposição principalmente por suspensão. A fácies Rlb sugere a recorrência de influxos de material arenoso advindo de fluxos oscilatórios e/ou combinados. A influência de onda é corroborada pela ocorrência de marcas onduladas simétricas e assimétricas, laminação interna variando ao longo de um *set*, laminação cruzada cavalgante (*climbing wave-ripple cross lamination*) e laminação plano paralela gradando lateralmente para laminação cruzada de baixo ângulo. *Megaripples* e lençóis de areia tiveram sua migração influenciados por fluxo

combinado de tempestades, formando intercalações de material grosso com lama comumente observada nesses depósitos. O influxo esporádico de areia na zona de costa-afora pode estar relacionado à ação de ondas de tempestade, responsável pela formação de estratificação cruzada *hummocky* sugere esta interpretação. Ajustamento plástico é sugerido pela ocorrência de estruturas deformacionais como resultado das diferentes densidades dos materiais sedimentados (pelíto e areia).

4.3.2 Associação B –Shoreface inferior

Arenitos amalgamados com estratificação cruzada *swaley* sugerem maior aporte de areia e predominância da ação erosiva por fluxos oscilatórios, típicos da zona de transição de *shoreface* inferior à *offshore* (*lower shoreface transition-offshore*). Arenitos espessos com estrutura *swaley* indicam pelo menos uma região mais rasa da plataforma marinha onde predomina o fluxo oscilatório ou combinado (Cheel & Leckie 1993).

Enquanto estruturas do tipo *hummocky* e *swaley* (Cheel & Leckie 1993) sugerem a ação de tempestades, os recobrimentos e pares de pelito (*mud couplets*) sobre os estratos cruzados, mostrando variação cíclica de espessura, apontam influência de maré (Nio & Yang 1991). Esse registro de maré indica que o mar Sepotuba tinha conexão oceânica, o que coaduna com um extenso *fetch* tanto para a geração de maré como para tempestades.

5. LIMITES DA FORMAÇÃO SEPOTUBA

Os limites estratigráficos da Formação Sepotuba, nos mapas disponíveis, ainda não possuem a precisão necessária para que sejam realmente considerados em trabalhos estratigráficos. Além disso, a conotação puramente litoestratigráfica da formação resultou em propostas confusas quanto a sua origem e definição dos limites, inclusive com sua total exclusão da estratigrafia da região (Figura 7). Para averiguar os eventos evolutivos que ocorreram antes e depois da deposição da Formação Sepotuba, foi feita uma análise de fácies e interpretação paleoambiental das unidades limitantes com a Formação Sepotuba, a parte superior da Formação Raizama e a base da Formação Diamantino.

Embora o mapeamento geológico não seja o enfoque deste trabalho, várias imprecisões geológicas puderam ser detectadas durante o trabalho de campo, o que motivou modificações de algumas partes do mapa geológico (Figura 16). Por exemplo: 1) Existem locais em que o topo carbonático da Formação Raizama (discussão no item 5), foi confundido com os carbonatos do Grupo Araras; 2) A passagem para a Formação Diamantino é transicional e isto dificulta a definição do limite superior da Formação Sepotuba apenas considerando a litologia, pois ambas as formações são predominantemente pelíticas; 3) um outro exemplo de mapeamento impreciso se refere à porção Norte da Faixa Paraguai, região do município de Tangará da Serra, onde a Formação Sepotuba é confundida com o solo produzido pela alteração do Basalto Tapirapuã (Triássico), cuja rocha fresca ocorre na forma de blocos arredondados resultado da esfoliação esferoidal.

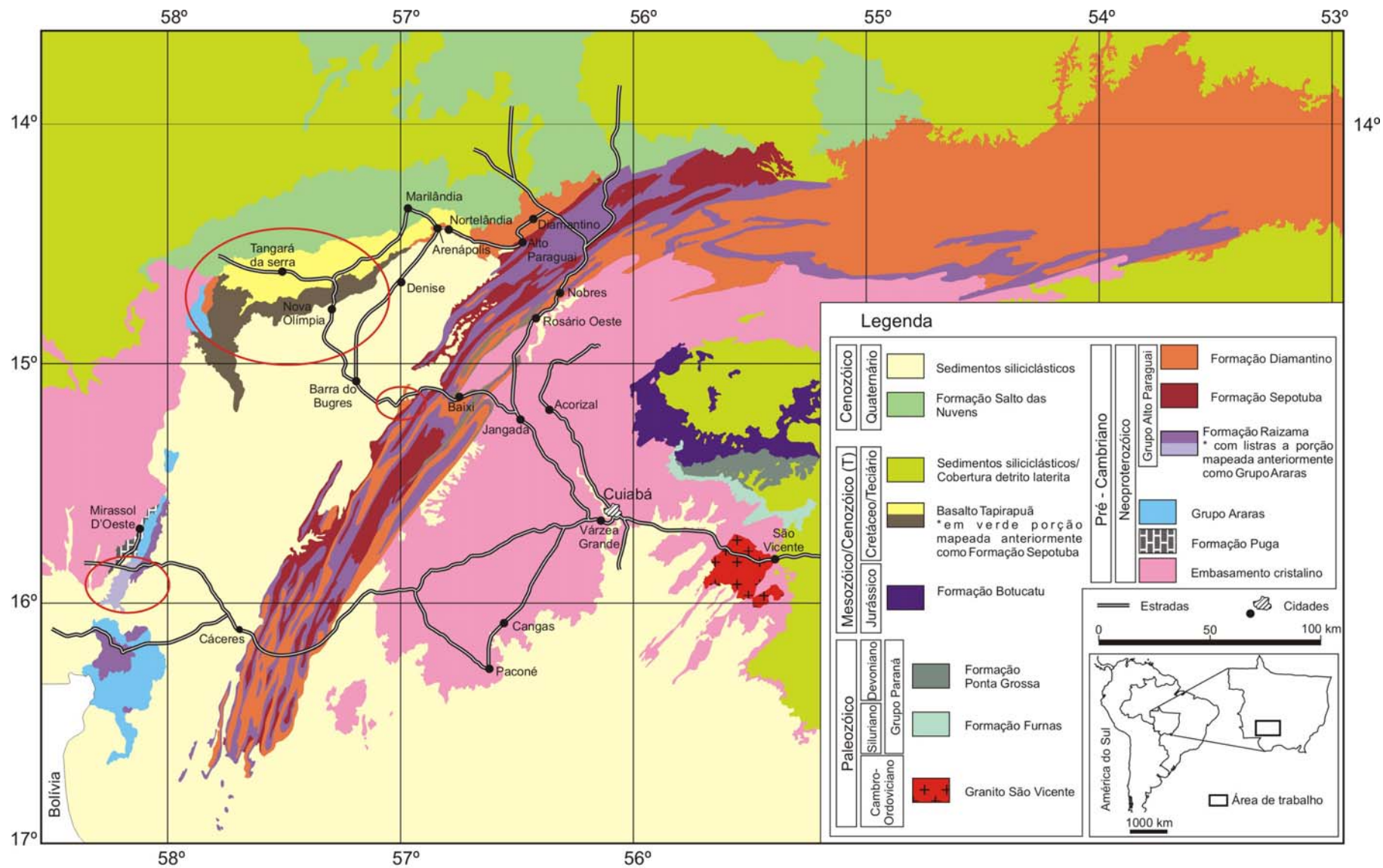


Figura 16: Mapa Geológico da Faixa Paraguaui Norte. Áreas destacadas (círculos vermelhos) tiveram modificações da geologia.

5.1 LIMITE INFERIOR DA FORMAÇÃO SEPOTUBA E PARTE SUPERIOR DA FORMAÇÃO RAIZAMA

O contato inferior da Formação Sepotuba com a Formação Raizama é brusco e concordante. Além de descrever a parte mais superior da Formação Raizama, mais dois afloramentos dessa unidade foram descritos para ampliar o conhecimento dos seus ambientes deposicionais, que possui oito fácies sedimentares (Tabela 3 e 4).

LITOLOGIA	ESTRUTURAS	PROCESSOS
Ritmito de pelito e arenito muito fino, com grãos arredondados (Rfw)	Acamamento <i>flaser</i> e <i>wavy</i> . Marcas onduladas com base predominantemente plana e com padrão reverso de paleocorrente.	Alternância de tração e suspensão relacionada ao fluxo oscilatório e/ou à variação de velocidade da corrente durante ciclos assimétricos de maré.
Arenito muito fino a fino, com grãos arredondados, e siltitos subordinados (ASc)	Laminação cruzada cavalgante supercrítica. Marcas onduladas recobertas por <i>mud drapes</i> .	Migração de marca ondulada e deposição a partir de suspensão.
Arenito muito fino a fino com grãos arredondados, siltitos ocorrem subordinadamente (Ao)	Marcas onduladas simétricas e assimétricas. Camadas arenosas apresentando base plana, ocorrendo localmente base irregularmente escavada, e truncamentos de baixo-ângulo. Laminações cruzadas cavalgantes unidirecionais de base reta	Deposição por meio de corrente unidirecional ou combinada (fluxo unidirecional e oscilatório), preservação de pequenas formas de leito.
Arenito médio a grosso com grânulos, mal selecionado, com grãos subangulosos a arredondados (Aa)	Estratificação cruzada acanalada de médio porte, apresentando base irregular. Segregação de grãos grossos encontrados em alguns <i>sets</i> .	Migração de barras do tipo 3D, em regime de fluxo inferior.
Arenito fino a médio, com grãos subarredondados a arredondados (Ac).	Estratificação cruzada tabular-tangencial a côncava. Os limites dos estratos são recobertos por siltitos gradando para arenito muito fino.	Migração de <i>megaripple</i> em resposta à oscilação do fluxo de maré dominante. Deposição a partir de suspensão, às vezes, com fluxo oscilatório associado. Relacionado a períodos de águas rasas.
Arenito fino a médio moderadamente selecionados com grãos subarredondados a arredondados (Apb).	Marcas onduladas simétricas e assimétricas subcríticas, recobertas por <i>drapes</i> arenosos e <i>mud drape</i> . Laminação plano-paralela e laminação cruzada de baixo ângulo podendo apresentar ondulações exibindo um padrão <i>pinch-and-swell</i>	Alternância de deposição a partir de corrente e fluxo oscilatório. Deposição por suspensão durante períodos de águas paradas.
Arenito fino a médio, bem selecionado e com grãos arredondados (As).	Estratificação cruzada <i>swaley</i> de médio porte, além de estratificações plano-paralela, cruzada de baixo ângulo e ondulante	Fluxo combinado predominantemente oscilatório, relacionado ao declínio de tempestade. Camadas planares geradas por fluxo oscilatório.
Arenito muito fino a fino, bem arredondado (Ag)	Gretas de contração ou de <i>sinérese</i> .	Exposição subaérea ou desidratação de material coloidal.

Tabela 3. Fácies da Formação Raizama. Resumo das descrições e interpretações dos processos sedimentares.

5.1.1 Descrição das Fácies

5.1.1.1 Ritmito com acamamento *flaser* e *wavy* (Rfw)

A fácies Rfw consiste em intercalações pelito e arenito muito fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados, formando camadas de até 80 cm de espessura, contínuas lateralmente por dezenas de metros (Figura 17 e 18). As estruturas dessa fácies apresentam, na base e no topo, o acamamento *flaser* intercalado pelo acamamento *wavy* (Figura 18). A assimetria das cristas de marcas onduladas mostra padrão reverso de paleocorrente (Figura 18). A alternância de arenitos e pelitos formando lâminas paralelas com ondulações, sugere acamamento de maré (*cf.* Dalrymple *apud* Walker & James 1992).

5.1.1.2 Arenitos/Siltito com marcas onduladas (Ao)

Esta fácies é composta de arenitos finos a muito finos e siltitos dispostos em camadas de até 10 cm de espessura. Os arenitos formam camadas com topo ondulado devido à presença de marcas onduladas assimétricas e, mais raramente, simétricas (Figura 18). As camadas geralmente apresentam base plana, ocorrendo localmente base irregularmente escavada, associadas com laminação com truncamentos de baixo-ângulo.

A origem desta fácies esta relacionada à migração de marcas onduladas por corrente unidirecional ou fluxo combinado (fluxo unidirecional e oscilatório).

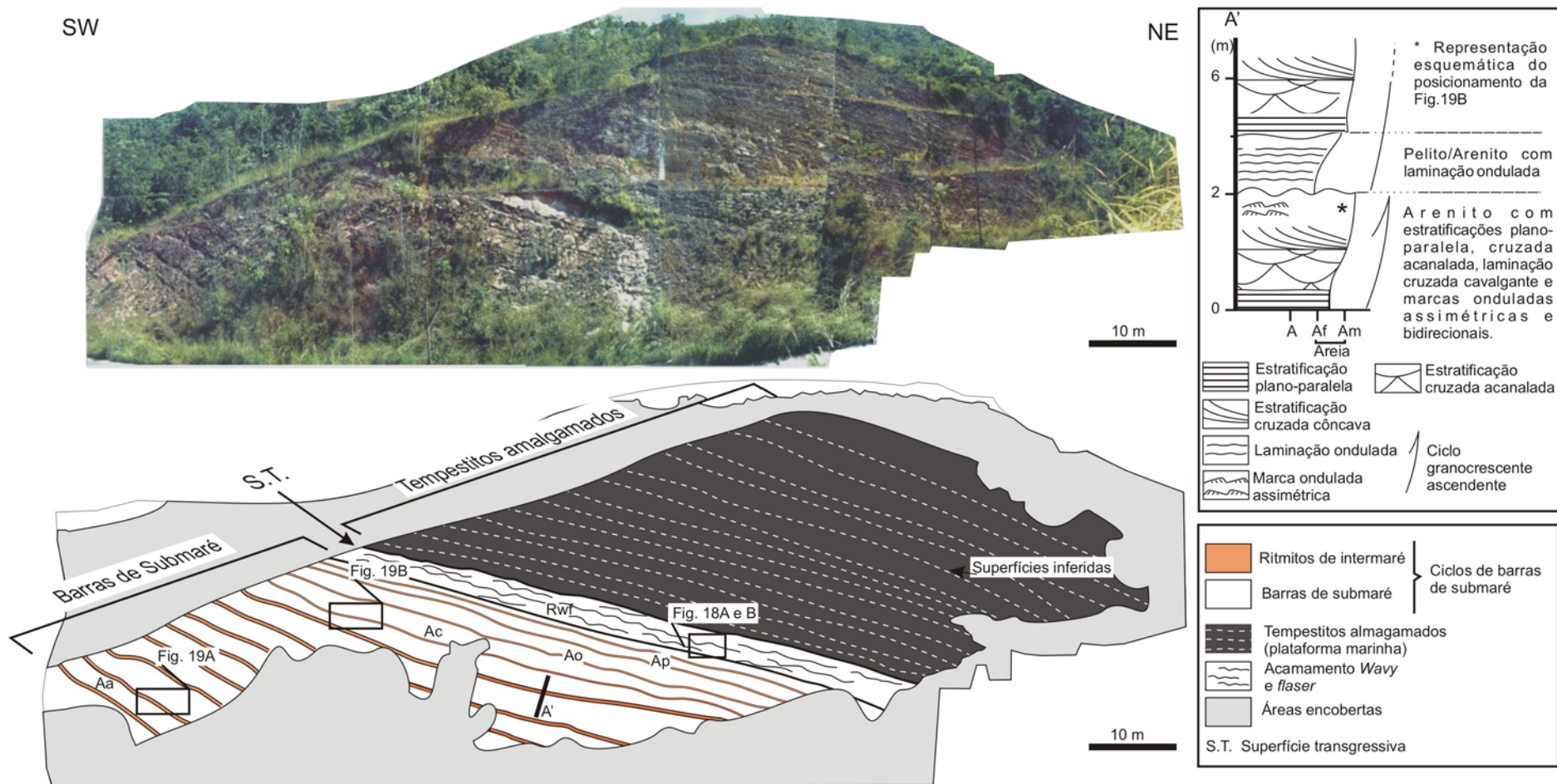


Figura 17. Seção panorâmica do Ponto 2, afloramento localizado na BR-163, 25 km à NE de Nobres (Figura 2; Perfil 1, Figura 8). Arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa), estratificação cruzada plano-paralela (Ap), estratificação cruzada côncava (Ac) e intercalação de acamamento wavy e flaser composta por pelito e arenito muito fino. Localização das figuras 18 e 19 está indicada na seção. A') sucessão de fácies idealizadas para o ciclo granocrescente ascendente contendo a fácies Aa, Ac e Ao.

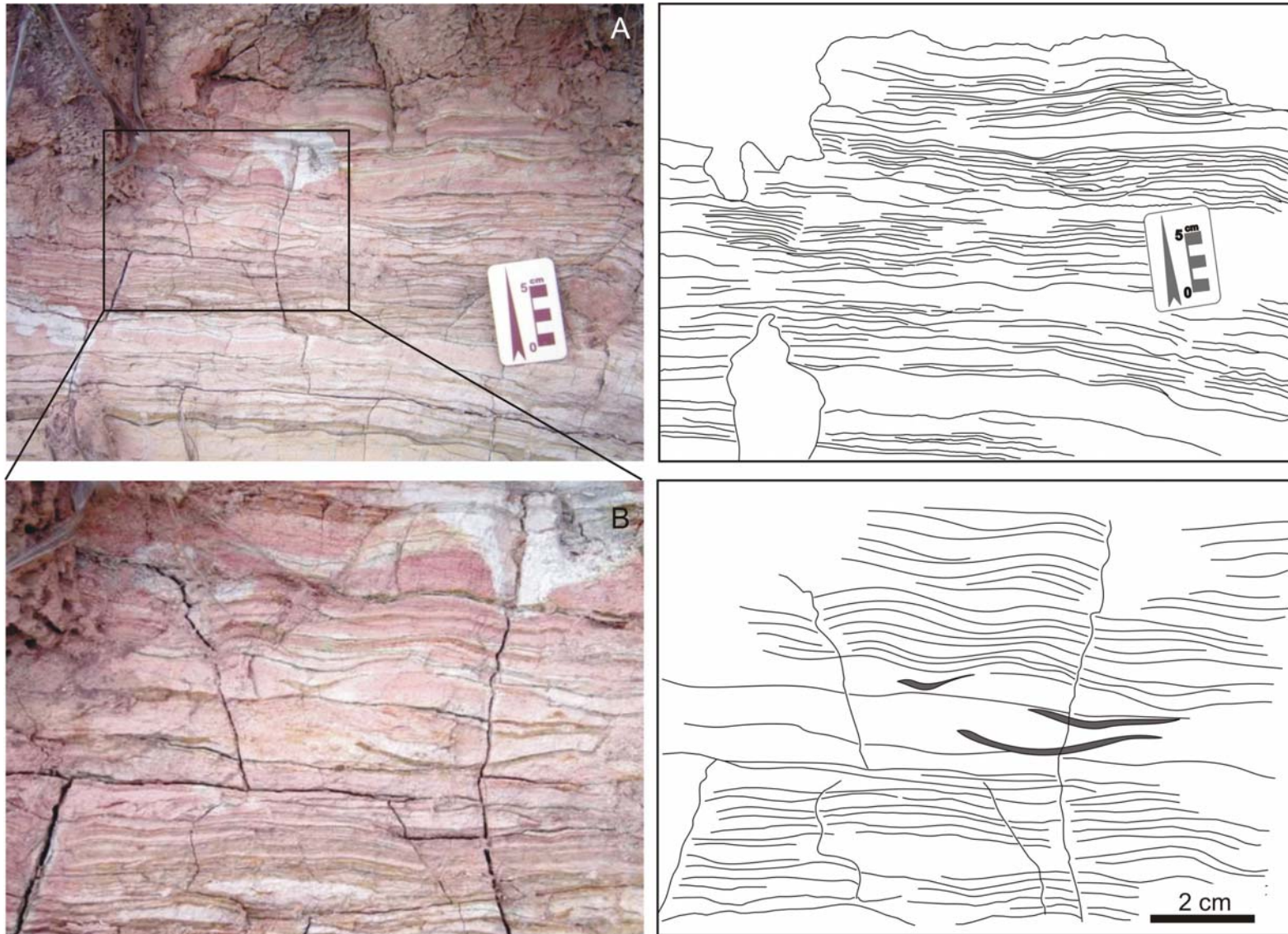


Figura 18. Ritmitos com acamamento ondulado. A e B) Fácies Rfw, com destaque para o acamamento *flaser*. Detalhe da Figura 17.

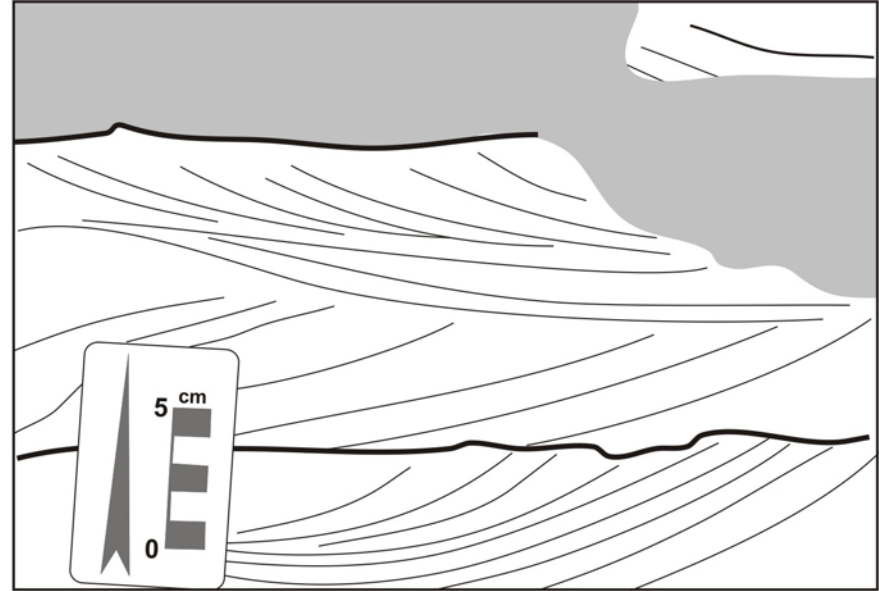
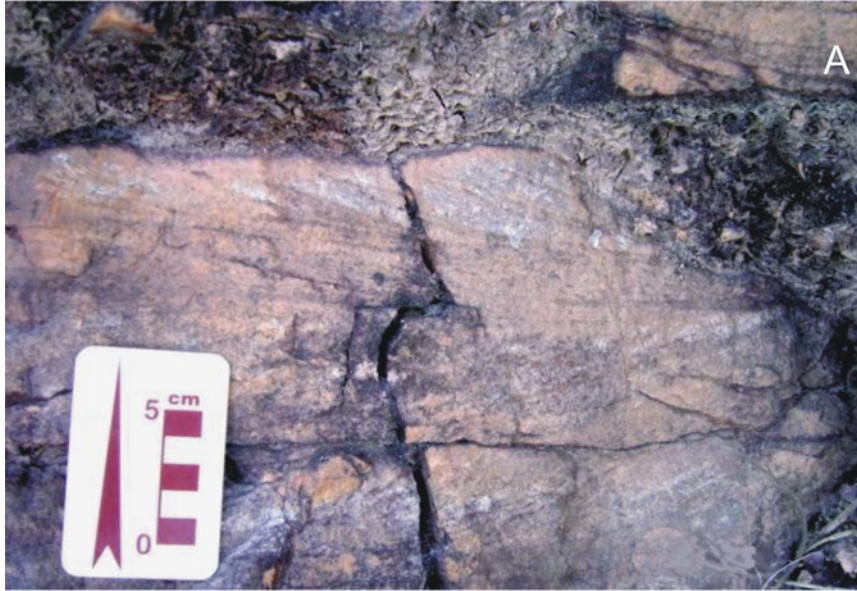


Figura 19. Estratificação cruzada acanalada e marca ondulada da Formação Raizama. A) Arenito com estratificação cruzada acanalada, fotografia e croqui. B) Marcas onduladas assimétricas, mostrando diferentes sentidos de fluxos, encontradas no topo de ciclos granodecrescentes ascendentes.

5.1.1.3 Arenito/Siltito com laminação cruzada cavalgante (ASc)

A fácies ASc é composta de arenito muito fino a fino, com grãos arredondados, e siltitos subordinados, exibindo laminação cruzada cavalgante supercrítica (*cf.* Harms *et al.* 1982). Esta fácies forma corpos tabulares, lateralmente contínuos por dezenas de metros (Figura 21 e 22).

A laminação cruzada cavalgante é produto de decantação de material em suspensão durante a migração das marcas onduladas. A presença de laminações cruzadas cavalgantes unidirecionais de base reta e perfis assimétricos sugere a ação de correntes unidirecionais. As marcas simétricas de base escavada são interpretadas como produto de fluxo oscilatório ou combinado.

5.1.1.4 Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)

Esta fácies consiste em arenitos médios a grossos, com grânulos, mal selecionados, tendo grãos subangulosos a arredondados. Apresenta estratificação cruzada acanalada de médio porte, com *sets* de até 50 cm de espessura, e camadas lateralmente contínuas por dezenas de metros (Figura 18 e 19A).

Esta fácies foi gerada pela migração de dunas 3D sob a ação de correntes trativas em regime de fluxo inferior.

5.1.1.5 Arenito com estratificação cruzada côncava (Ac)

Esta fácies é composta de arenitos finos a médios, com grãos subarredondados a arredondados. Apresenta estratificação cruzada côncava com *sets* de 30 cm a 60 cm (Figura 20A e B, 21 e 22). Em algumas camadas são encontrados grânulos mais grosseiros nos *foresets*. No topo das camadas encontram-se preservadas *megaripple*, recobertos por níveis pelíticos (Figura 20C e 21).

Esta fácies é resultante de migração de *sandwaves* ou dunas sob ação de correntes de maré, associadas a ciclos de planície de maré.

5.1.1.6 Arenito com estratificações plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (Apb)

Esta fácies é composta de arenitos moderadamente selecionados, finos a médios com grãos subarredondados a arredondados. As camadas, com estratificação predominantemente plano-paralela, são contínuas lateralmente por dezenas de metros e espessuras de até 90 cm. Marcas onduladas assimétricas e, subordinadamente, simétricas recobertas por *mud drapes* ocorrem freqüentemente (Figura 20A e B). A laminação plano-paralela passa lateral e verticalmente para laminação cruzada de baixo ângulo podendo apresentar ondulações com padrão *pinch-and-swell* (Figura 23, 24, 25 e 26).

Esta fácies é o resultado da alternância de deposição sob fluxo oscilatório, e a partir de suspensão durante períodos de águas paradas.

5.1.1.7 Arenito com estratificação cruzada *swaley* (As)

A fácies As é composta de arenitos finos a médios formando sucessões de camadas amalgamadas de até 30 m de espessura. A estratificação cruzada *swaley* apresenta formas côncavas, assimétricas, com comprimento de até 7 m e 1,3 m de amplitude. As camadas da fácies As são lateralmente contínuas por dezenas de metros, passando para laminação plano-paralela e laminação cruzada de baixo ângulo (Figura 25, 26 e 27).

A estratificação cruzada *swaley* é o resultado de fluxo combinado predominantemente oscilatório de grande intensidade, relacionado a tempestade. As camadas planares foram geradas por fluxo oscilatório unidirecional.



Figura 20. Geometria deposicional das fácies Ao, ASc, Apbo, Ac e Pl. A) Ciclos granocrescente formados por arenitos/pelitos com estratificação cruzada côncava e arenitos com laminação plana e cruzada. B e C) estratificação cruzada côncava e megamarcas onduladas presentes no topo das camadas preservadas pela intercalação de pelitos laminados.

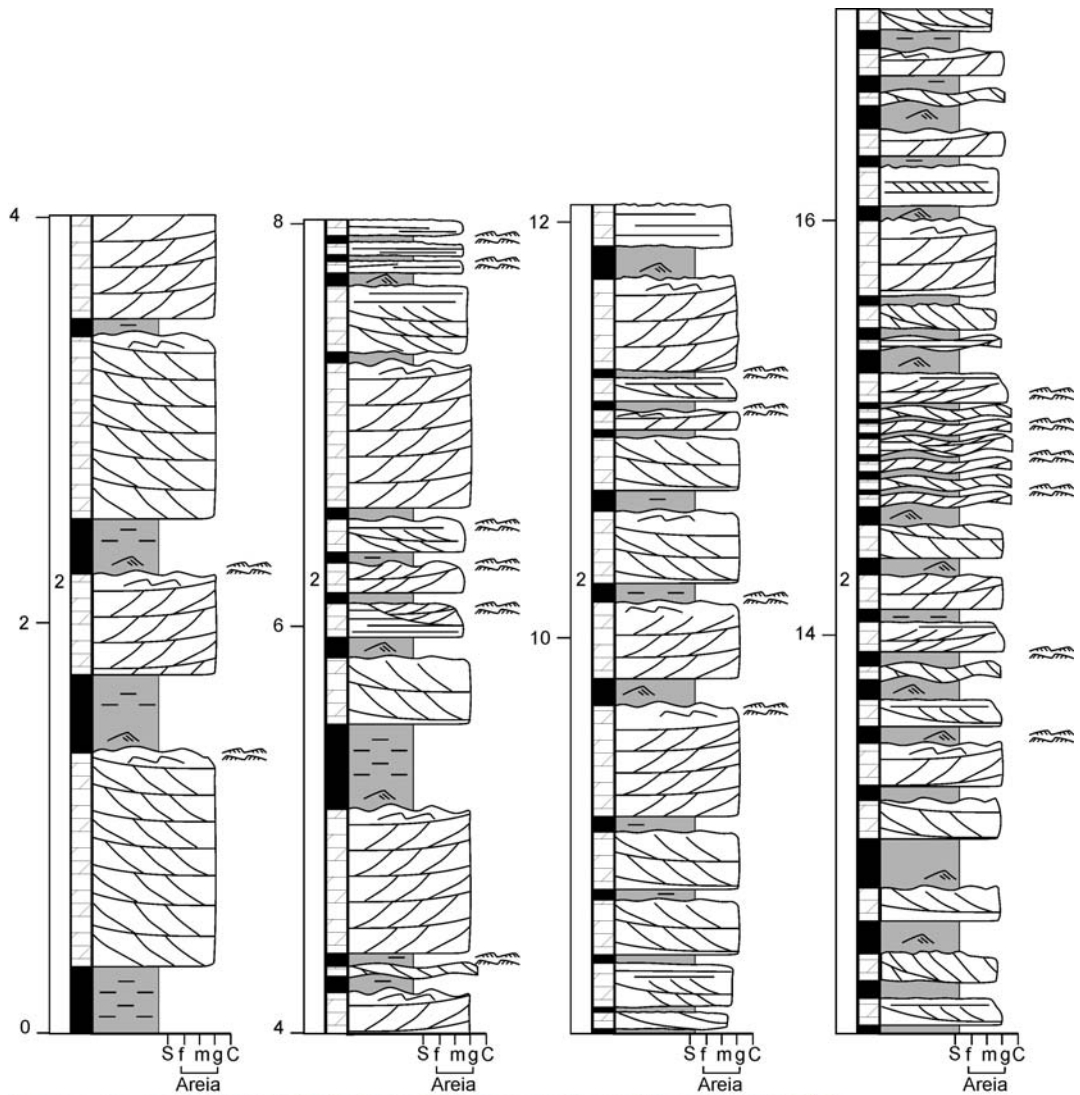


Figura 22. Detalhe da porção mais pelítica do Perfil 7 (ver legenda da Figura 21).

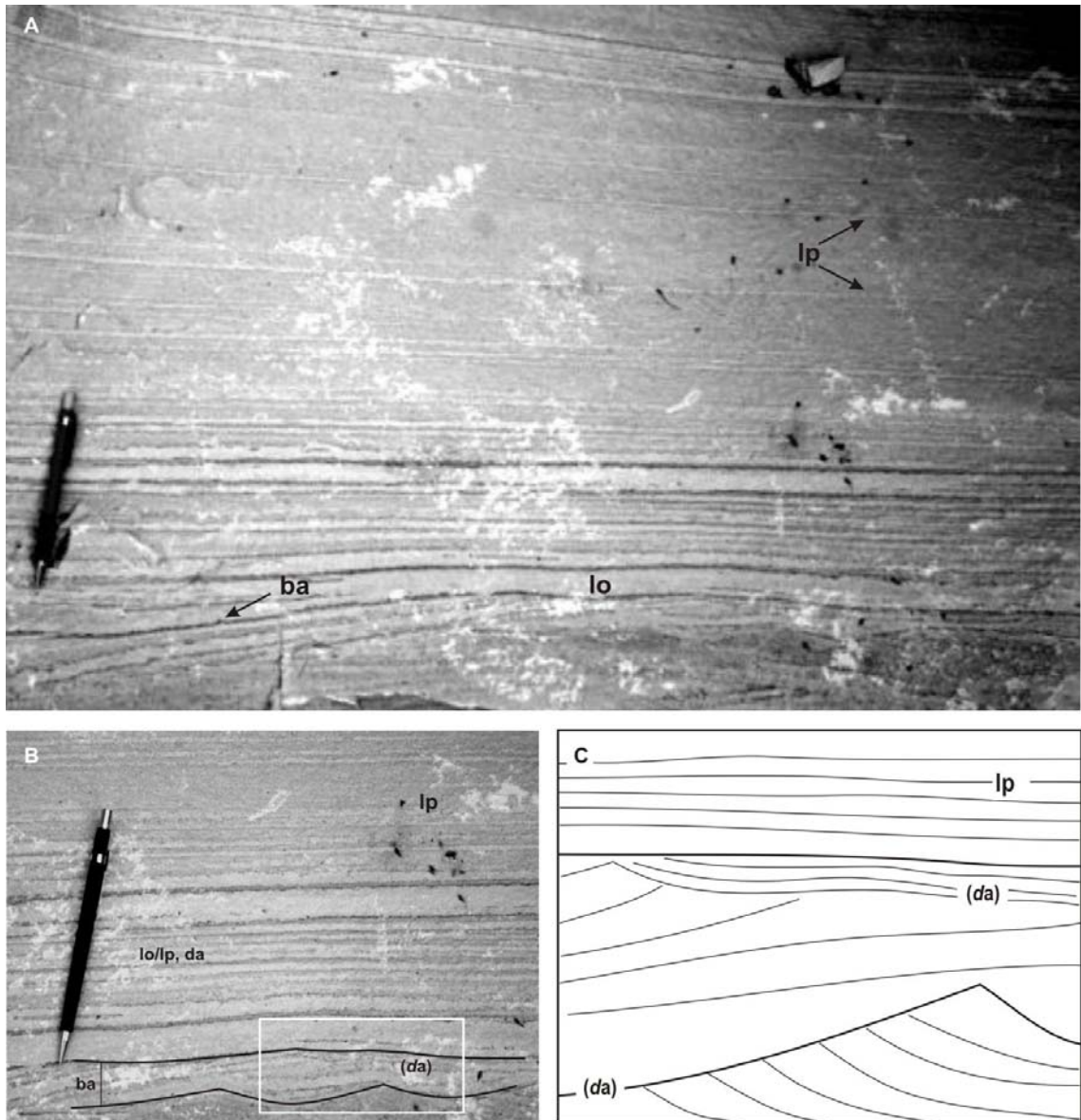


Figura 23. Estruturas produzidas por ondas da fácies Apbo. A) Laminação ondulada (lo) gradando para laminação de baixo-ângulo (ba) e laminação plano-paralela (lp) B) Detalhe de A, mostrando a relação entre laminação ondulada e laminação plano-paralela, separada por *mud drapes* (da) (lo/lp,da). C) Marcas onduladas simétricas, geradas por onda, com laminação cruzada bidirecional, recobertas por argila e laminação plano-paralela.

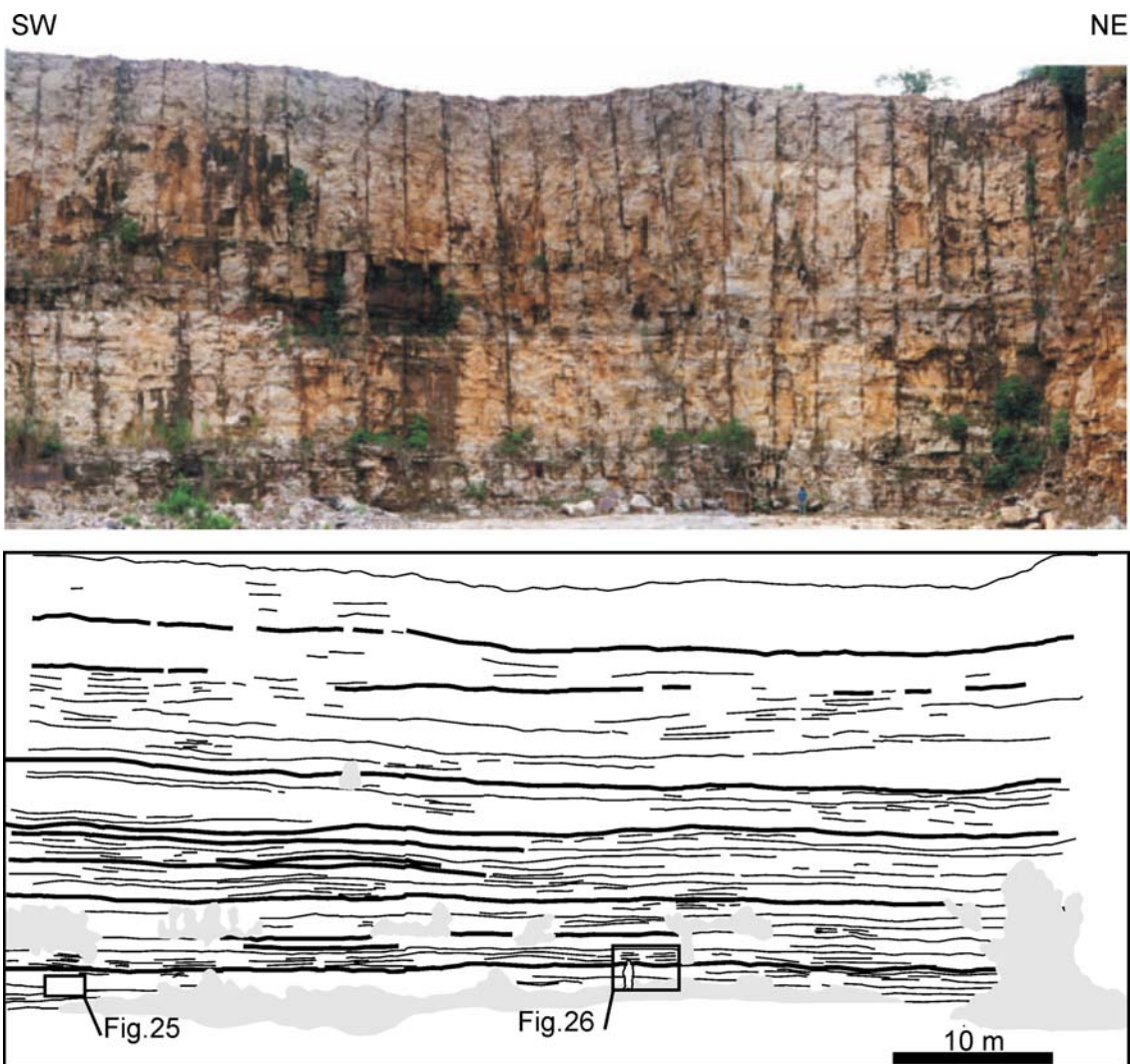


Figura 24. Geometria das camadas com estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*. Os corpos de arenito se adelgaçam e se espessam sistematicamente e são separados por camadas/recobrimentos de pelito, e localmente, preservando a forma de *megaripple*. Pedreira Império, região de Mirassol d'Oeste.



Figura 25. Depósitos de plataforma rasa com estratificação cruzada *swaley*. Região de Mirassol d'Oeste. O martelo se encontra na base da *swaley*.



Figura 26. Geometria deposicional da fácies As. Megamarcas onduladas com estruturas de *pinch-and-swell*. Abreviações, p= *pinch* (adelgaçamento), s= *swell* (espessamento), mo= *megaripple*.

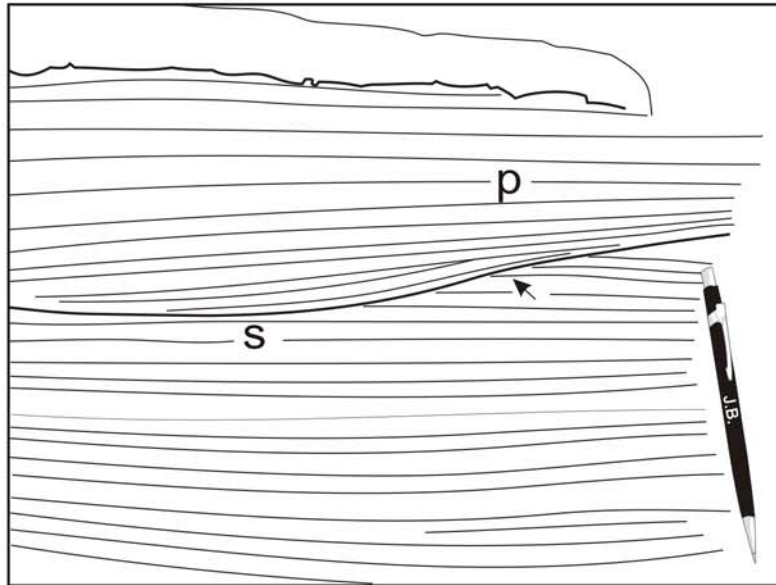
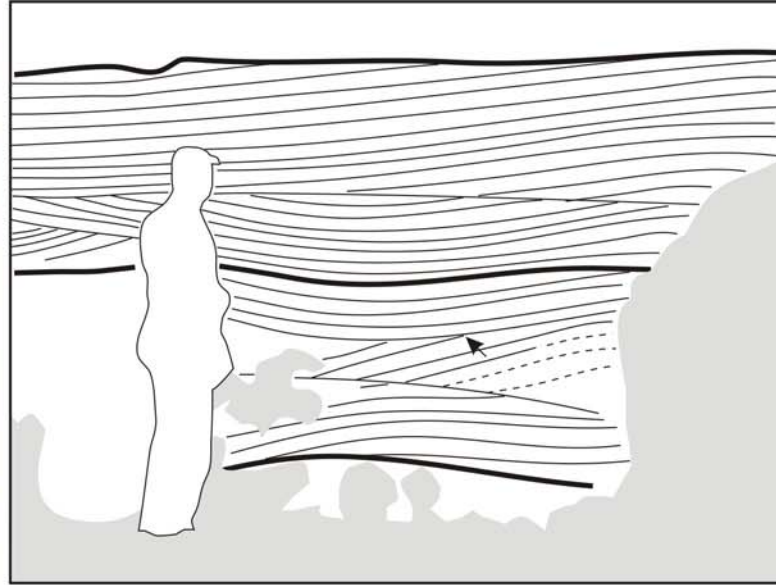


Figura 27. Estratificação cruzada *swaley* (As); A) Corpo arenoso separado por superfícies erosivas onduladas, internamente exibindo estratificação cruzada *swaley* (s); B) Laminação plano-paralela gradando lateralmente para laminação de baixo ângulo (p) e, truncamento de laminação (seta).

5.1.1.8 Arenito com gretas (Ag)

Esta fácies consiste de sucessão de camadas centimétricas de arenito muito fino a fino. No topo das camadas são encontradas marcas onduladas, pseudomorfos de cristais de evaporitos e principalmente gretas de contração. Internamente, as camadas exibem acamamento maciço e, subordinadamente laminação cruzada. As marcas onduladas são simétricas e assimétricas, localmente com o topo arrasado e recoberto por *mud drape*. Os pseudomorfos de cristais evaporíticos são geralmente cúbicos, com até 0,5 cm de tamanho. As gretas de contração foram classificadas em dois grupos: 1) gretas ortogonais, completas, dispostas aleatoriamente e orientadas (Figura 28A e B); e 2) gretas incompletas, sinuosas e fusiformes. O primeiro grupo pode ser encontrado em horizontes distintos podendo passar de uma disposição aleatória para uma forma orientada no mesmo horizonte (Figura 28C). Pseudomorfos de cristais evaporíticos são encontrados entre as gretas de contração do primeiro grupo. As gretas sinuosas do segundo grupo são descontínuas, e desenvolveram-se ao longo das depressões das marcas onduladas. Gretas de contração fusiforme, diferentemente das sinuosas, são isoladas sem qualquer orientação e, muitas vezes, forma uma superposição de intervalos gretados.

O primeiro grupo de gretas é formada por contração como resultado da ressecção de camadas argilosas submetidas à exposição subaérea. Para o desenvolvimento deste tipo de greta é necessário que a tenacidade de argila seja baixa e a camada dissecada possa reagir independentemente da camada subjacente. A forma de rachadura é geralmente quadrática (gretas ortogonais) (Plummer & Gostin 1981). Pseudomorfos cúbicos, possivelmente de halita, sugerem uma hipersalinidade local, tendo em vista que não são encontrados em outros horizontes gretados (Figura 29).

O segundo grupo de gretas incompletas sinuosas e fusiformes é formado por sinérese, resultado da desidratação de material coloidal. Logo, seu desenvolvimento é

controlado pela salinidade do depósito, a compactação do sedimento e pela temperatura resultando em uma argila ressecada (Plummer & Gostin 1981). Além de seu desenvolvimento em calhas de marcas onduladas, é necessário que o material coloidal esteja posicionado na interface sedimento-água. As gretas de sinérese pode ser vista em planta e em contra moldes rolados e encontrados no local (Figura 30). As gretas de sinérese fusiformes, diferentemente das sinuosas, demonstram uma área de exposição mais ampla, isoladas e sem qualquer orientação. Elas foram formadas em um único evento ou durante vários eventos (Figura 31 e 32). Segundo a classificação de Lindholm (1987) essas gretas são descritas como ortogonais, incompletas e dispostas de forma casual.

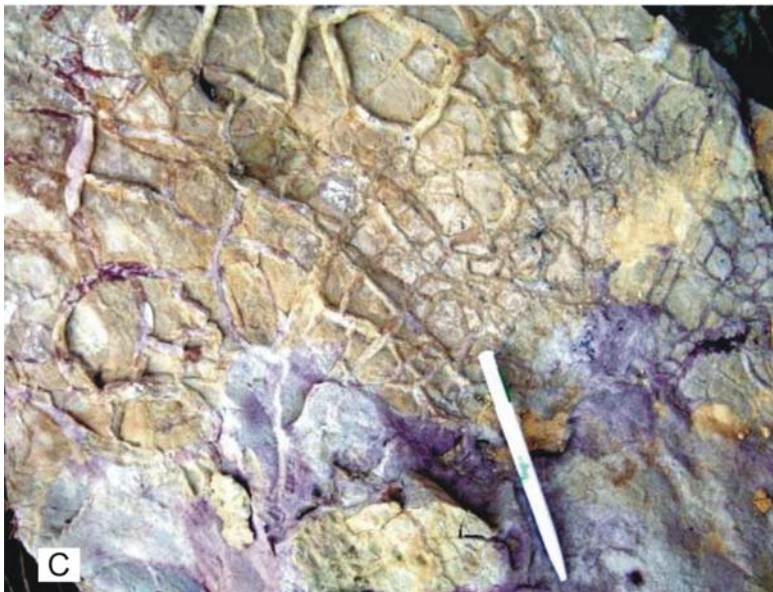


Figura 28. Padrões de gretas de contração, encontradas na Pedreira Império geradas por processo de dissecação. A) Gretas de dissecação ortogonais e orientadas. B) Gretas de dissecação ortogonais e aleatórias. C) Passagem de gretas do tipo aleatória para um tipo orientada.



Figura 29. Pseudomorfos de cristais de halita em um horizonte gretado. Contra molde.



Figura 30. Gretas de contração encontradas na Pedreira Império (contra molde). Greta ortogonal, sinérese sinuosa preservadas em calhas de marcas onduladas.



Figura 31. Gretas ortogonal e de sinérese do tipo fusiforme.



Figura 32. Vários níveis de gretas de contração ortogonais e de sinérese do tipo fusiforme.

5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As fácies arenosas da Formação Raizama foram agrupadas em duas associações representativas de ambientes de *shoreface* influenciado por ondas de tempestade, e de ambiente de submaré/intermaré dentro de uma plataforma rasa (Tabela 4).

Associação de Fácies	Fácies	Descrição
A - Shoreface Influenciado por onda de tempestade	Ao, As, Ap, Apb	Arenito fino a médio, com estratificação cruzada <i>swaley</i> , estratificação plano-paralela e, subordinadamente, estratificação cruzada <i>hummocky</i> . Ocorrem também marcas onduladas simétricas e assimétricas com padrão de interferência e, localmente <i>mud drape</i> .
B - Submaré/Intermaré	Aa, Ac, ASc, Apb, Ag e Rwf	Arenito fino a grosso, siltito, ritmitos e pelitos com estratificação cruzada acanalada e côncava, estratificação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo, acamamento <i>wavy-flaser</i> , gretas de contração subaéreas e subaquosas.

Tabela 4. Associação de fácies da Formação Raizama. Descrição e interpretação paleoambiental.

5.2.1 Associação A – *Shoreface* – Influenciado por ondas de tempestade

Esta associação é caracterizada pela quase que ausência de pelitos, sendo constituída principalmente por camadas de arenitos com estratificação plano-paralela a ondulante, escavadas por estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, indicam a atuação de ondas de tempestades (Cheel & Leckie 1993). A predominância de camadas de arenito amalgamadas sugere tempestitos proximais depositados na zona de *shoreface*.

A associação de fácies *shoreface* pode ser explicada pelo retrabalhamento dos sedimentos com forte fluxo oscilatório e combinada com componentes unidirecionais. Estes processos teriam provocado eventos erosivos com a formação de estratificação cruzada

swaley, alternados com períodos mais energéticos com o desenvolvimento de laminação plana.

5.2.2 Associação B – Submaré/Intermaré

Esta associação é constituída principalmente por arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela, estratificação cruzada acanalada e de baixo-ângulo associadas a camadas com marcas onduladas assimétricas e simétricas recobertas por filmes argilosos. Ritmitos com acamamento *wavy* e *flaser* e pelitos laminados ocorrem subordinadamente. Entre as estruturas foram ainda encontrados diversos tipos de gretas de contração e pseudomorfos de cristais de evaporito e marcas onduladas.

Os ciclos grânocrescentes ascendentes, de espessura métrica, formadas por arenitos, pelitos com acamamento ondulado, às vezes, exibindo laminações cruzadas bidirecionais, são interpretados como depósitos de barras de maré (Dalrymple *apud* Walker & James 1992). As camadas são extensas por dezenas de metros e geralmente apresentam uma base plana, o que sugere uma área ampla e plana, compatível com a zona de submaré de uma plataforma rasa (De Raaf & Boersma 1971 e Visser 1980). A recorrência de formas de leito (barras) preservadas coaduna com uma área de sedimentação com muita suspensão e paradas na sedimentação compatível com os processos de maré (De Raaf & Boersma 1971, Visser 1980, Boersma & Terwindt 1981, Nio & Yang 1991). Baixios arenosos na porção mais superior da face litorânea são indicados pela presença de vários estilos de marcas onduladas produzidas não só por correntes de maré como também por fluxos oscilatório e combinado.

Ritmitos com acamamento *wavy* e *flaser* são relacionados à deposição na zona de intermaré (Nio & Yang 1991). Este ambiente também é indicado pelos arenitos com gretas de contração e marcas onduladas bidirecionais. Pseudomorfos de cristais de evaporitos, provavelmente de halita, caracterizam hipersalinidade e temperaturas acima de 35°C (*cf.* Goodall *et al.* 2000). Pelitos laminados com espessura métrica, intercalados aos arenitos

interpretados como barras de maré, podem representar depósitos lagunares dentro de zona costeira.

A combinação de influenciada por maré e ondas gera um sistema misto que caracteriza as regiões costeiras de macromaré. Neste contexto, vários tipos de estratificação cruzada são geradas incluindo formas de leito preservadas e complexas que sugerem sedimentação numa região litorânea de pronunciado fluxo em expansão análoga, em processos porém não em escala, aos estuários modernos (Dalrymple *apud* Walker & James 1992) e fanerozóicos (Mellere 1994, Macnaughton *et al.* 1997, Prave *et al.* 1996). É provável que estes "estuários" ou plataforma influenciada por maré teriam conexão com rios entrelaçados, similar aos *tidal braid deltas* de Fedo & Cooper (1992), sistema proposto para depósitos cambrianos pré-vegetação.

A passagem brusca do topo da Formação Raizama para a Formação Sepotuba, com indícios de exposição subaérea, pode significar um limite de seqüência mascarado por uma superfície de inundação. Ainda faz-se necessário uma melhor avaliação desta superfície.

5.3 ARENITOS CARBONÁTICOS DO TOPO DA FORMAÇÃO RAIZAMA: DISTRIBUIÇÃO, PETROGRAFIA E ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Arenitos carbonáticos, aflorantes na região do Município de Glória, com excelentes exposições na Pedreira Império (Perfil 1, Figura 8), têm sido posicionados nas rochas carbonáticas do Grupo Araras (Alvarenga 1964b). Estes arenitos cimentado por dolomita equivalem as fácies As, Aa e Ag, restritas ao topo da Formação Raizama (Figura 12). Os arenitos apresentam localmente falhas, fraturas e bolsões preenchidos por calcita e dolomita, sendo comum se observar pequenas cavernas com crostas de calcita. Estilólitos são encontrados localmente.

A ocorrência de cimento de dolomita e ausência de carbonato deposicional marinho no topo da Formação Raizama, bem como a identificação das fácies típicas desta unidade exclui definitivamente a comparação destas rochas com os carbonatos do Grupo Araras o que contribui para a modificação do mapa geológico da região (Figura 16). A distribuição do cimento de dolomita restrito aos arenitos sugere que este foi gerado num intervalo permeável limitado no topo e na base por camadas de baixa permeabilidade. Inferem-se as rochas dolomíticas da porção superior do Grupo Araras, não aflorantes na Pedreira Império, na base dos arenitos Raizama, (Perfil 1, Figura 8, 12, e 33). Amostras coletadas sistematicamente foram analisadas sob o microscópio óptico e quanto a composição isotópica de carbono e oxigênio, permitindo sugerir as condições diagenéticas dos fluídos geradores do cimento dolomítico.

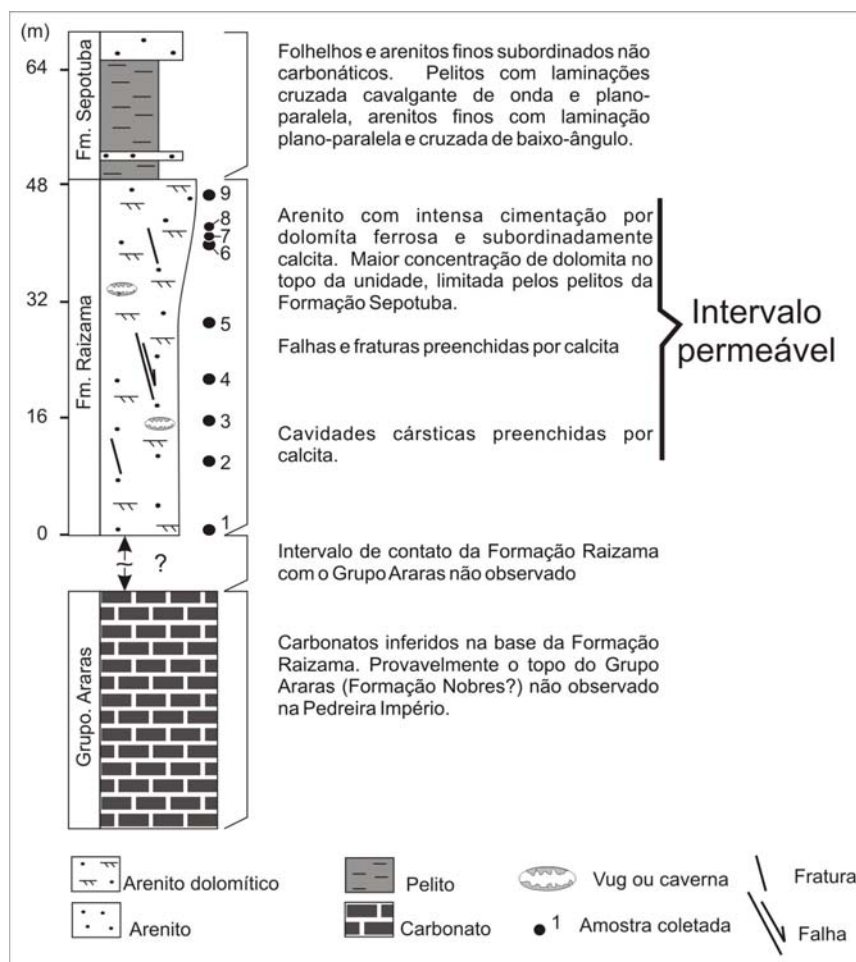


Figura 33. Sucessão estratigráfica da Pedreira Império, região de Mirassol d'Oeste. Arenitos com cimento dolomítico da Formação Raizama ocorrem limitado provavelmente pelos carbonatos do Grupo Araras e pelos folhelhos da Formação Sepotuba, gerando um intervalo permeável confinado entre rochas de baixa permeabilidade.

5.3.1 Petrografia

Os arenitos da Formação Raizama são classificados, segundo Folk (1974), como quartzo-arenitos de granulometria fina à média, com quartzo variando de 95% a 96%. Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos e apresentam sobrecrecimento syntaxiais. Ocorrem ainda grãos de plagioclásio e microclina (3% a 2%), sílex e siltito (2% a 1%), bem como argilo-minerais autigênicos (illita e caulinita). Na Pedreira Império (Perfil 1, Figura 8 e 33). Os arenitos da Pedreira Império apresentam uma cimentação dolomítica variável da base com uma proporção de 10 %, e ao topo com o desenvolvimento de até 90% de cimento de dolomita, ultrapassando gradativamente a porcentagem de quartzo em direção

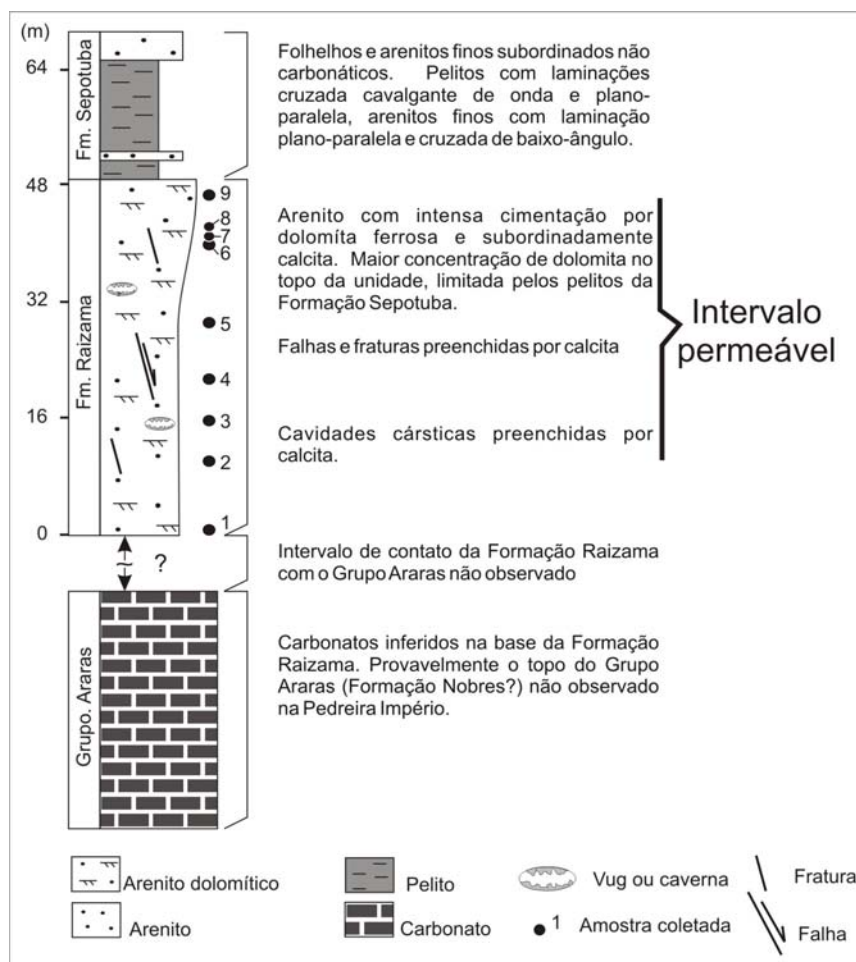


Figura 33. Sucessão estratigráfica da Pedreira Império, região de Mirassol d'Oeste. Arenitos com cimento dolomítico da Formação Raizama ocorrem limitado provavelmente pelos carbonatos do Grupo Araras e pelos folhelhos da Formação Sepotuba, gerando um intervalo permeável confinado entre rochas de baixa permeabilidade.

5.3.1 Petrografia

Os arenitos da Formação Raizama são classificados, segundo Folk (1974), como quartzo-arenitos de granulometria fina à média, com quartzo variando de 95% a 96%. Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos e apresentam sobrecrecimento syntaxiais. Ocorrem ainda grãos de plagioclásio e microclina (3% a 2%), sílex e siltito (2% a 1%), bem como argilo-minerais autigênicos (illita e caulinita). Na Pedreira Império (Perfil 1, Figura 8 e 33). Os arenitos da Pedreira Império apresentam uma cimentação dolomítica variável da base com uma proporção de 10 %, e ao topo com o desenvolvimento de até 90% de cimento de dolomita, ultrapassando gradativamente a porcentagem de quartzo em direção

ou limite superior da Formação Sepotuba (Figura 33 e 34). A análise de rocha total por difração de raios-X dos arenitos revelou a presença de rutilo, microclina, quartzo e argilominerais como caulinita e illita confirmadas nas imagens de microscopia eletrônica de varredura (MEV) (Figura 37). A reação dos arenitos com solução de ferricianeto de potássio revelou tom de azul claro para o cimento, indicando composição ferrosa para essa dolomita.

A dolomita exibe textura idiotópica a hipidiotópica com cristais que variam de 10 a 70 μm , com um tamanho médio de aproximadamente 40 μm . Ocorrem também textura poiquilotópica (Figura 35A, C e D). Muitos cristais rômnicos apresentam um núcleo com aspecto nublado e bordas levemente mais claras. A coloração da dolomita varia desde o tom mais comum, o branco, até as cores marrom e rosa resultantes de inclusões de óxido de ferro. A presença de óxido de ferro é também indicada pela coloração castanha claro conferindo discreta zonação nos cristais. O contato entre alguns cristais de dolomita apresentam limite de compromisso na forma de zig-zag e suturado, representando a competição dos cristais durante a cimentação (Figura 35C e D). As faces e clivagem curvadas, extinção ondulante e diâmetro superior a 30 μm caracterizam o tipo *saddle dolomite* (Choquette 1971, Folk & Assereto 1974, Folk 1977 e Radke & Marthis 1980) (Figura 36).

O cimento precipitou em poros e fraturas da rocha substituindo também parte dos grãos de quartzo. Grãos de quartzo cimentados por dolomita são comumente corroídos e cauterizados em suas bordas (Tucker 1992). A porosidade é classificada como secundária, de molde e/ou vesicular, segundo Murray (1960). O grau de porosidade secundária nos arenitos varia desde 2% até 4%. Localmente, observa-se que a concentração de dolomita excede a concentração de grãos detríticos principalmente nos últimos 20 m da sucessão estudada (Perfil 1, Figura 8 e 35B e D).

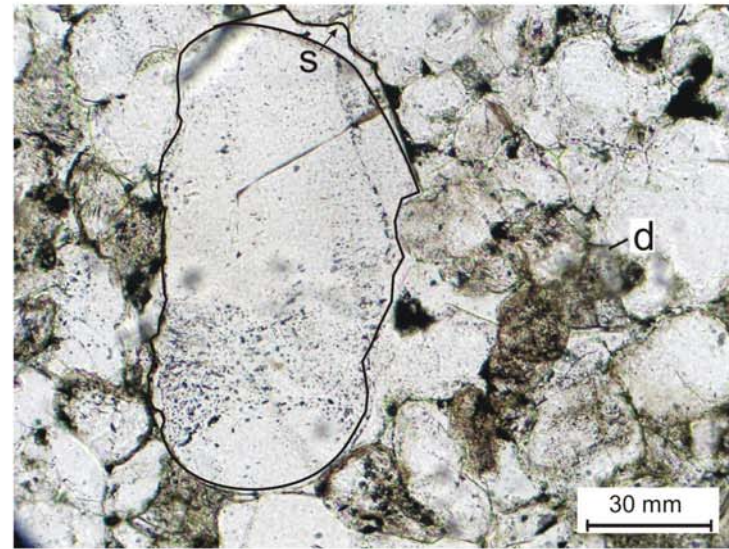
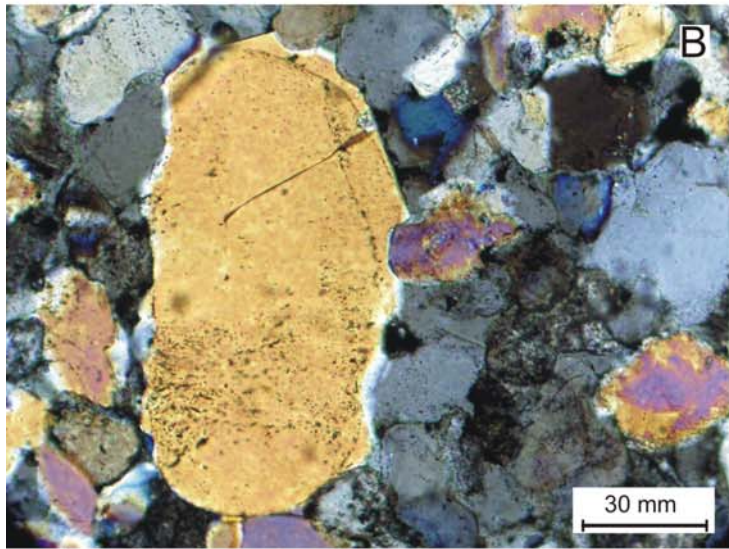
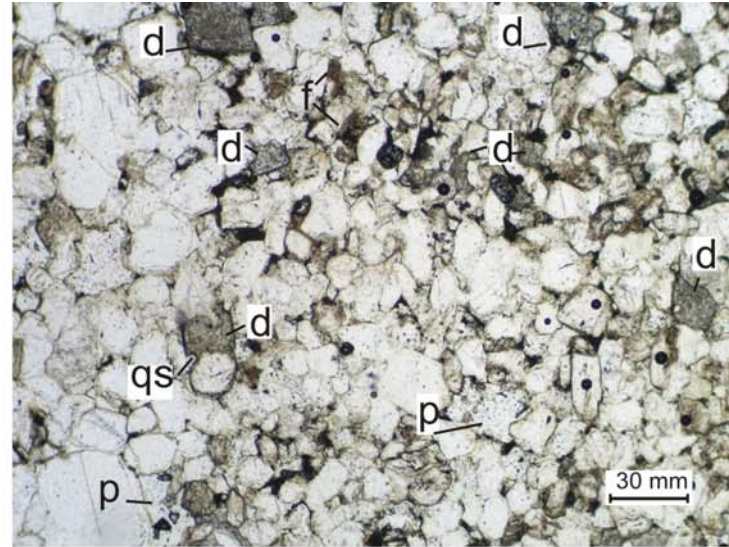
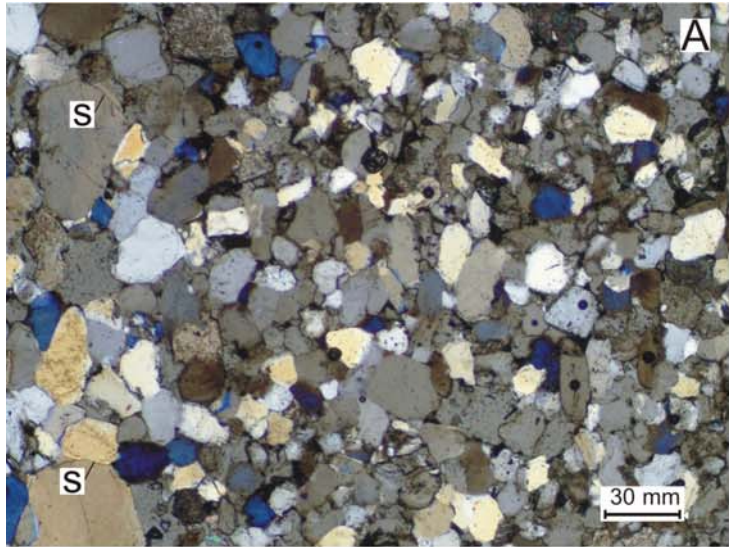


Figura 34. Aspectos gerais do quartzo-arenito da Formação Raizama. A) Fotomicrografia com nX, arcabouço fechado do arenito com abundantes sobrecrescimentos sintaxiais (s). Ao lado, fotomicrografia com n//, dolomita (d) preenchendo porosidade secundária (p) (posterior ao cimento de quartzo) e grãos de quartzo bem arredondados. B) Fotomicrografia com nX, detalhe do sobrecrescimento sintaxial em grãos de quartzo bem arredondado. Ao lado, fotomicrografia com n//, com cimento dolomítico (d) preenchendo poros e/ou substituindo o quartzo. Detalhe para sobrecrescimento sintaxial (s) preservado no grão de quartzo.

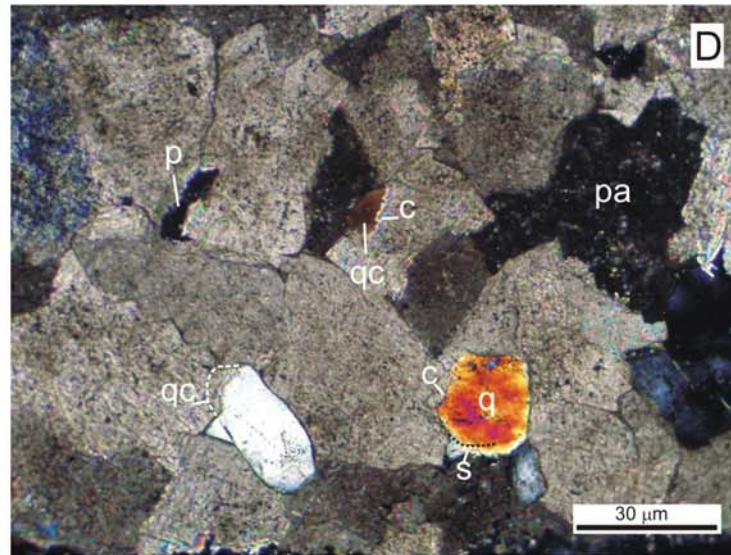
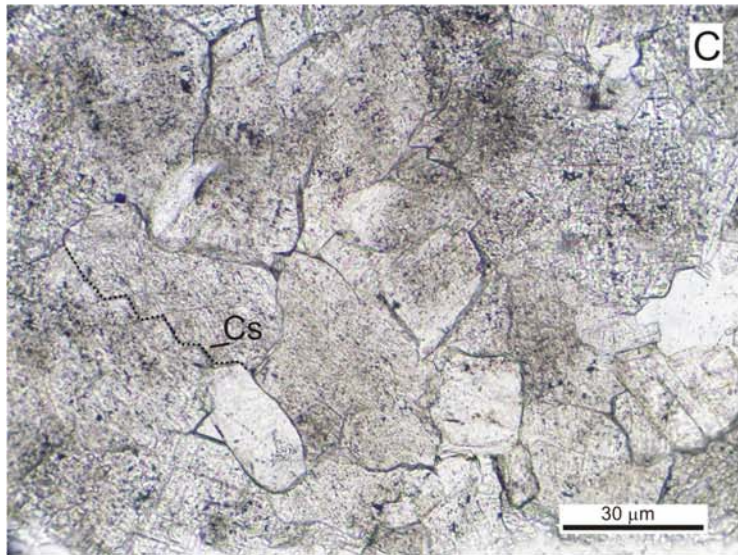
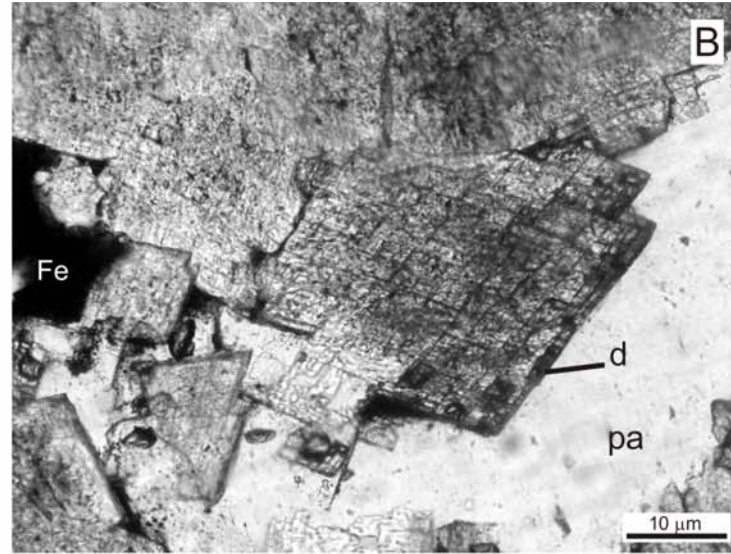
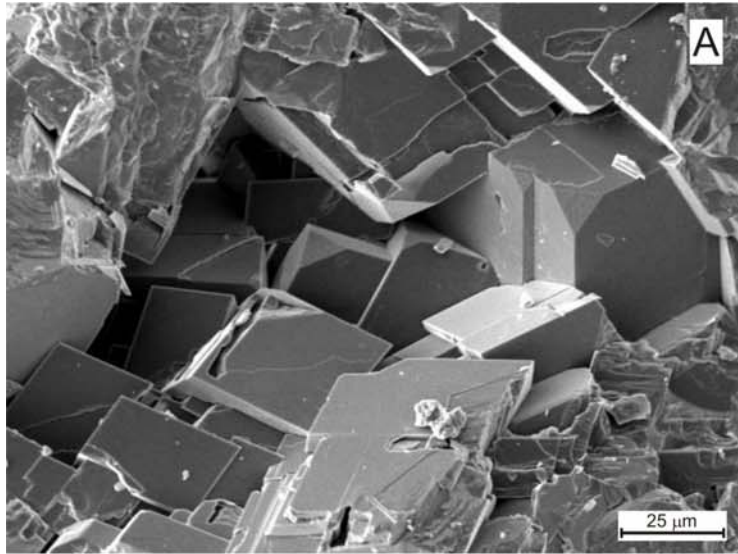


Figura 35. Variação morfológica da dolomita na Formação Raizama: A) Imagem de microscopia eletrônica (MEV) mostrando textura idiotópica de dolomita. B) Cristais euhedrais de dolomita (d) preenchendo parcialmente poros agigantados (pa). C) Aspecto do arcabouço da rocha quase totalmente substituído por, dolomita, contato saturado (cs), entre cristais de dolomita (N//); D) Alguns *clusters* (c) com grãos de quartzo (q) e sobrecrecimentos corroídos (qc); O cimento exibe caráter poiquilotópico e apresenta-se parcialmente dissolvido formando porosidade (p), algumas vezes agigantadas (pa) por dissolução (NX).

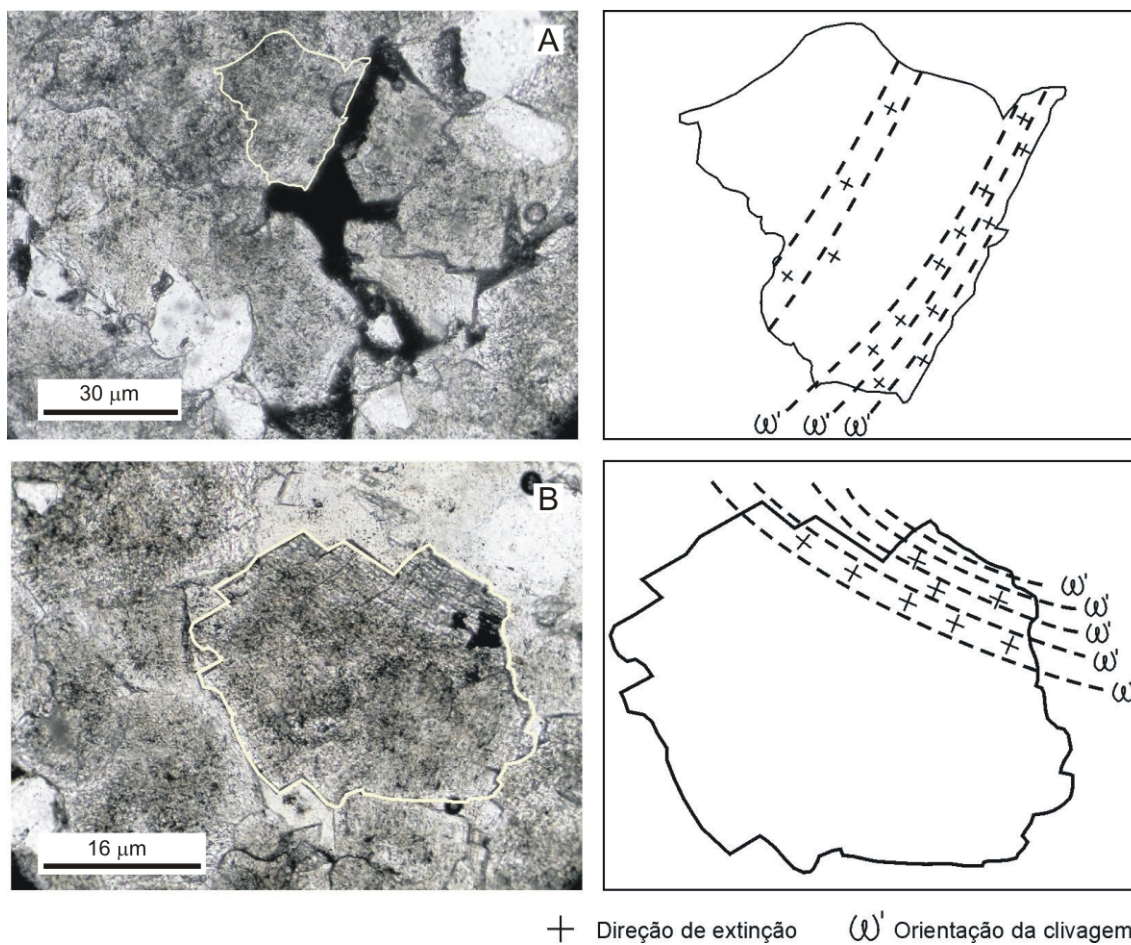


Figura 36. Cristais de dolomita com a direção de extinção representada graficamente (ω'). A direção óptica de crescimento do cristal coincide com a região de maior divergência da clivagem. Notar aparente contato de compromisso na forma de zig-zag entre os cristais.

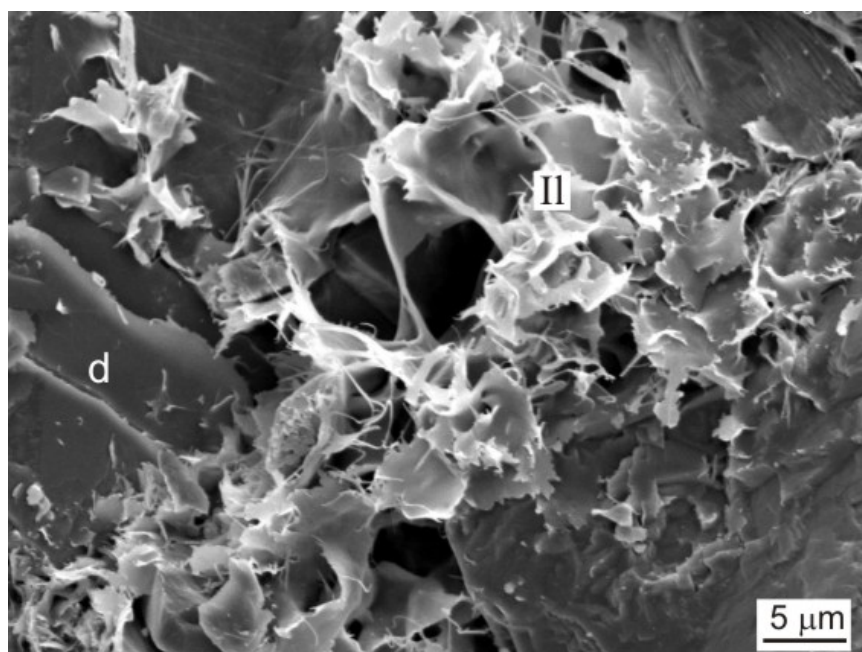


Figura 37. Imagem de microscopia eletrônica de varredura, elétrons secundários, mostrando a presença de illita nos poros do arenito dolomítico. Hábito em forma de “pontes” ou “costelas”, illita (Illt).

5.3.2 Isótopos de Carbono e Oxigênio

A avaliação do sinal isotópico de carbono e oxigênio de carbonatos é um procedimento comumente desenvolvido nas sucessões neoproterozóicas com o intuito de se determinar as variações seculares da composição original da água do mar (Jacobsen & Kaufman 1999). Entretanto, na avaliação de cimentos, os dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ constituem uma ferramenta importante para indicar a influência de fluídos diagenéticos durante a sua precipitação. Além disso os dados isotópicos, contribuem no entendimento do tempo e posicionamento estratigráfico do cimento, a fim de prever sua gênese e a distribuição na rocha encaixante (Rosen & Holdren Jr. 1986).

Nove amostras de arenito, distribuídas verticalmente na sucessão da Formação Raizama na Pedreira Império, foram analisadas por rocha total para isótopos de carbono e oxigênio dolomíticos, e os resultados estão na tabela 5.

Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$
1	-2,19	-5,12
2	-1,7	-3,78
3	-3,16	-5,09
4	-3,54	-4,8
5	-3,35	-4,16
6	-3,45	-3,94
7	-3,51	-4,37
8	-3,56	-5,17
9	-2,86	-4,24

Tabela 5. Valores de isótopos do cimento de dolomita da Formação Raizama.

O cimento dolomítico apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de -1,70 a -3,56 ‰, sendo que os valores mais depletados, menores que -3 ‰, perfazem dois terços das amostras analisadas. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ encontrados para a dolomita oscilam entre -3,78 a -5,17 ‰, com valores inferiores a -5 ‰ para um terço das amostras (Figura 38). A relação $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não mostra covariância dos valores e nem variam estratigraficamente com a profundidade (Figuras 33 e 38).

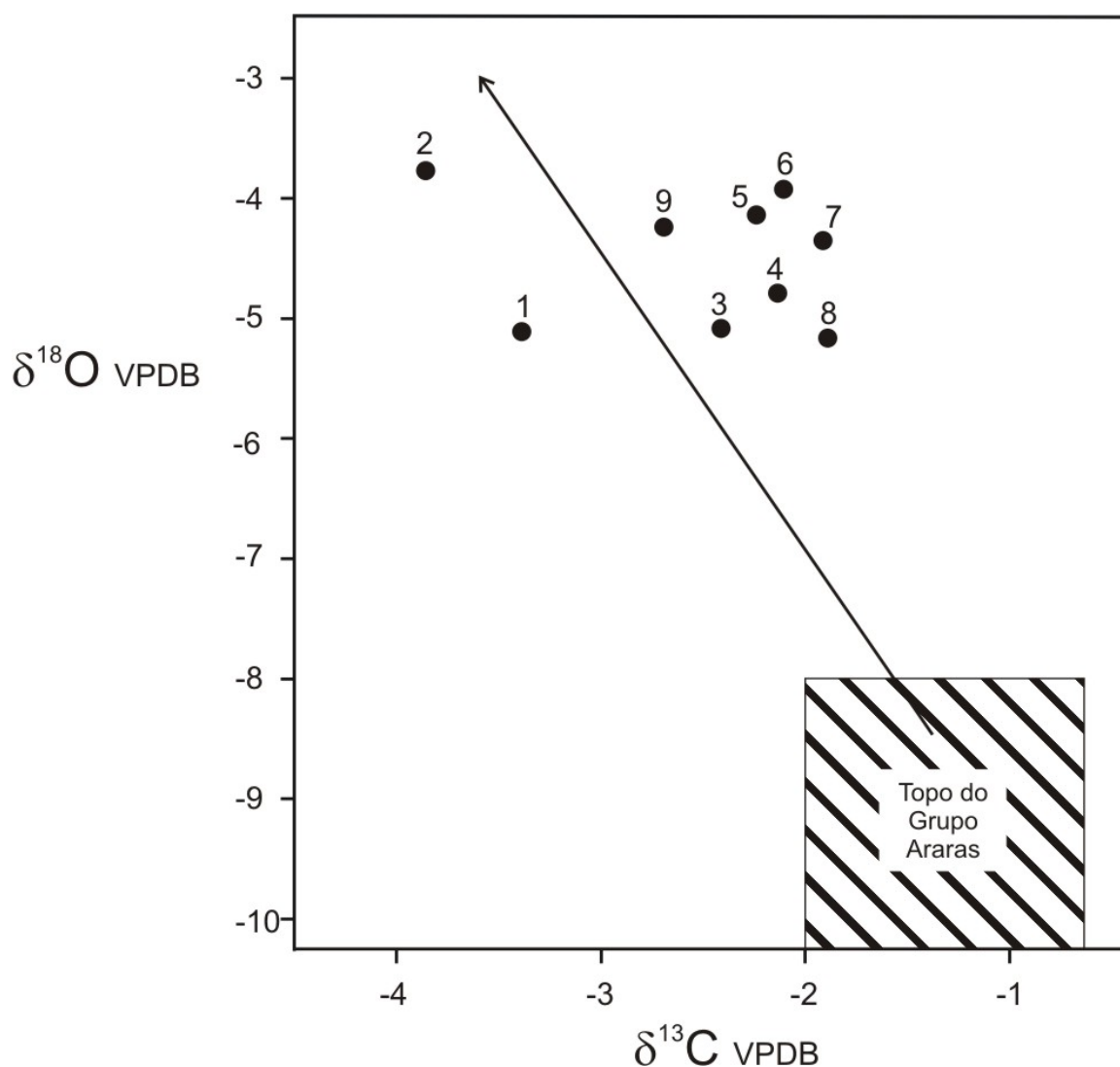


Figura 38. Gráfico de valores de ^{13}C versus ^{18}O para o cimento de dolomita dos quartzos-arenitos da Formação Raizama. Os valores isotópicos são expressos em ‰. A zona destacada representa a variação dos isótopos de C e O do topo do Grupo Araras segundo Nogueira *et al.* 2006. A seta indica o “trend” de depleção a partir dos carbonatos dolomitizados do topo do Grupo Araras.

5.3.3 Discussões e Interpretações

O posicionamento estratigráfico do cimento de dolomita está restrito ao topo da Formação Raizama, e limitado pelos depósitos pelíticos, não dolomitizados, da Formação Sepotuba. Estes pelitos, juntamente com possível ocorrência do Grupo Araras na porção inferior da sucessão, exerceram função de uma *trapa* estratigráfica que favoreceu o aprisionamento e a percolação dos fluidos ricos em carbonato (Figura 33).

O cimento de dolomita, com textura hipidiotópica a idiotópica, ocorre preenchendo fraturas e porosidade secundária, esta gerada a partir da dissolução de grãos com cimentação primária de sílica (sobrecrescimento sintaxial). Além disso, não foi observado carbonato microcristalino ou qualquer crescimento de cristal indicativo de neomorfismo (*cf.* Tucker 1992). A ocorrência de *saddle dolomite* indica soterramento profundo compatível com a mesodiagênese, durante a qual podem ocorrer migração de hidrocarbonetos, podendo também, ser relacionada a mineralização de sulfetos (Radke & Matthis 1980). Hidrocarbonetos associados à dolomita tipo sela (*saddle*) e esfalerita são descritos na base do Grupo Araras (Nogueira 2003), falhas e fraturas e megacavidades, preenchidas por cimento de dolomita e calcita, podem representar os condutos de percolação do fluido ou remobilização posterior. Estes dados sugerem que a origem da cimentação dolomítica possa estar relacionada à atividade hidrotermal ou diagenética relacionada à remobilização dos carbonatos do topo do Grupo Araras (Figura 38).

Os argilominerais autigênicos desenvolvidos em poros agigantados de arenitos dolomíticos do topo da Formação Raizama, podem ter sua origem derivada da alteração de feldspatos.

A relação $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não mostra covariância dos valores indicando que fluidos diagenéticos participaram na precipitação do cimento (Figura 34, 35, 36 e 38). Os valores geralmente depletados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são compatíveis com cimentos tardios e podem

representar o reflexo da mistura entre fluidos hidrotermais e fluidos meteóricos ricos em carbonato de cálcio (Lee & Boles 1996), indicados pelo enriquecimento de oxigênio em relação aos sinais isotópicos do Grupo Araras. Estas informações corroboram com a origem da dolomita posterior a sedimentação e tem uma origem diagenética tardia formada durante profundo soterramento (*deep burial*; Tucker 1992).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do cimento dolomítico são mais depletados se comparados com os dados de isótopos medidos nos carbonatos do topo do Grupo Araras, cujos valores estão em torno de -2 a 0 ‰. A origem do cimento carbonático da Formação Raizama está sendo associada à migração de fluido hidrotermal e/ou remobilização de carbonatos. Logo, é aceitável que este cimento seja o resultado da migração de fluidos aquecidos durante o soterramento profundo, oriundos dos carbonatos de topo do Grupo Araras. Os valores mais leves de carbono indicam a dissolução de material dolomítico original e precipitado a partir de uma mistura de água isotópica mais leve (*cf.* Rosen & Holdren Jr. 1986 e Kah 2000).

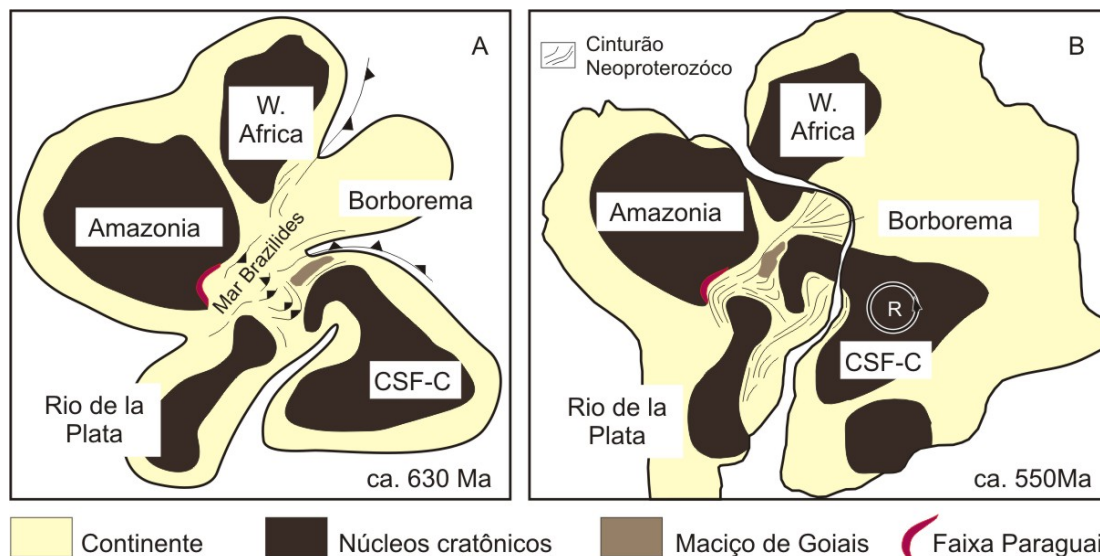


Figura 43. Colisão de blocos continentais envolvidos no desenvolvimento do oeste Gondwana. A) estágio intermediário durante a colisão dos blocos Rio de La Plata com o bloco São Francisco Congo. B) progressiva rotação do Craton São Francisco – Congo (R), levando a colisão com o Cráton Amazônico. O estágio final da formação do oeste Gondwana gerado pela colisão do Cráton Rio de La Plata e o Cráton Amazônico, invertendo a bacia uma vez existente entre os dois blocos, para a formação do cinturão Paraguai. Modificado de Alkmim *et al.* (2001).

Após os eventos glaciais Puga, correlatos à glaciação global *Marinoan* (630 Ma), extensas capas carbonáticas foram depositadas sobre o Cráton Amazônico em ambiente de plataforma marinha rasa e moderadamente profunda (Nogueira *et al.* 2003, 2006). Esta bacia, contextualizada dentro de uma margem passiva, se estendia a SE do cráton formando uma plataforma externa dentro do Mar Brazilides (Alkmim *et al.* 2001, Riccomini *et al.* 2006). Uma mudança climática externa associada a rebaixamentos do nível do mar promoveu um raseamento da bacia Araras, guardando extensas planícies de maré (Figura 44A). O aumento de influxos de terrígenos, associada a um novo evento transgressivo, marca o desaparecimento de sedimentação carbonática e o início da deposição silicástica do Grupo Alto Paraguai, com os ambientes de plataforma, influenciados por maré e tempestade da Formação Raizama (Figura 44B). Medidas de paleocorrente sugerem que o sistema Raizama migrava preferencialmente para NW (Nogueira 2003). Este pulso sedimentar está diretamente ligado às áreas soerguidas a SE, e relacionado com o primeiro estágio da colisão entre os

blocos Amazônia e Rio *de La Plata*, iniciando o fechamento do mar situado no que é hoje a região central do Brasil, denominado por Alkmim *et al.* (2001) Oceano Brazilides (Figura 43).

A última incursão marinha na bacia do Paraguai é representada por depósitos da Formação de Sepotuba que consiste em siltitos e arenitos, com marcas onduladas, estratificações cruzadas, laminação planar e quase-planar, depositados sob influência de maré (bandamento de maré) e ondas de tempestade (estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*) em ambiente plataformal. Os depósitos da Formação Sepotuba representam a última fase transgressiva antes do estado colisional do Cráton Amazônico, Rio *de La Plata* e São Francisco (Figura 44C).

Por fim, as sucessões sedimentares da Formação Diamantino, posicionadas, possivelmente, no limite entre o Neoproterozóico (Ediacarano) e o Cambriano representam a última deposição sedimentar do Grupo Alto Paraguai composta de argilitos e siltitos, arenitos maciços com estratificação cruzada e plano-paralela, além de conglomerados maciços. A associação das fácies Diamantino e o seu entendimento estratigráfico, fornecem subsídios para a individualização das sub-bacias *foredeep* formadas durante o confinamento do mar Sepotuba, relacionado à colisão das placas Amazônia e Rio *de La Plata*, que levam a inversão da bacia posicionada entre os dois blocos formando o Cinturão Paraguai (Figura 44D). O término da orogenia é estimado em 560-520 Ma, período de remagnetização de rochas do Cráton Amazônico e São Francisco, indicando que os blocos já se encontravam colididos e estabilizados (Trindade *et al.* 2003) (Figura 45).

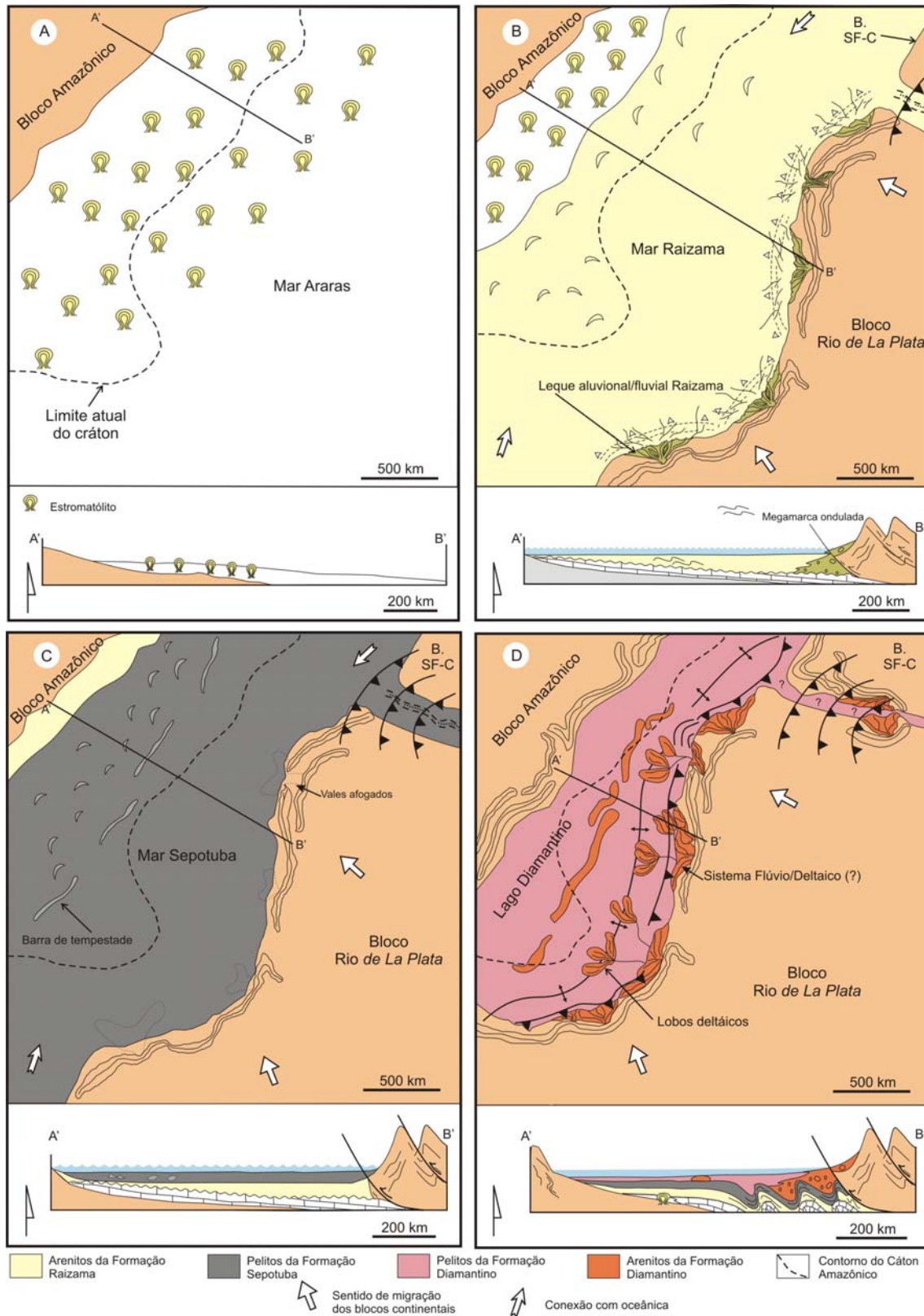


Figura 44.

Figura 44. Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai: A) estágio final da deposição do Grupo Araras, após 630 Ma, com a implantação de planícies de maré carbonática de clima árido que recobrem grandes áreas do Cráton Amazônico, marcando um raseamento da Bacia Araras, que já começa a ser suprida por terrígenos indicando início do soerguimento das áreas fontes a SE. B) A sedimentação siliciclástica advinda de áreas fontes soerguidas inibe permanentemente a precipitação dos carbonatos. Forma-se uma plataforma rasa na região sul do Cráton, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade (Formação Raizama). Um sucessivo rebaixamento do nível do mar causa exposição subaérea de partes da bacia. C) Transgressão marinha mais ampla gerando ambiente de plataforma profunda (*offshore*) até sobre o Cráton Amazônico formando mar Sepotuba. Possivelmente os vales fluviais nas áreas fontes foram afogados gerando estuários ou “*tidal braid deltas*”. Admite-se um estágio de menor atividade tectônica nesta fase. D) a continuidade do movimento de convergência dos blocos causa o confinamento do mar Sepotuba gerando grandes lagos ou mares restritos, formando uma bacia do tipo “*foredeep*” encaixada no cráton e finalizando uma evolução “*foreland*”. Sistemas flúvio-deltaico preencheram estas depressões com contínua subsidência, acumulando milhares de metros de sedimentos (Formação Diamantino). O contínuo soerguimento e termino da orogenia ocorreu antes de 520 Ma, idade estimada para o período de remagnetização dos Blocos Amazônia e São Francisco.

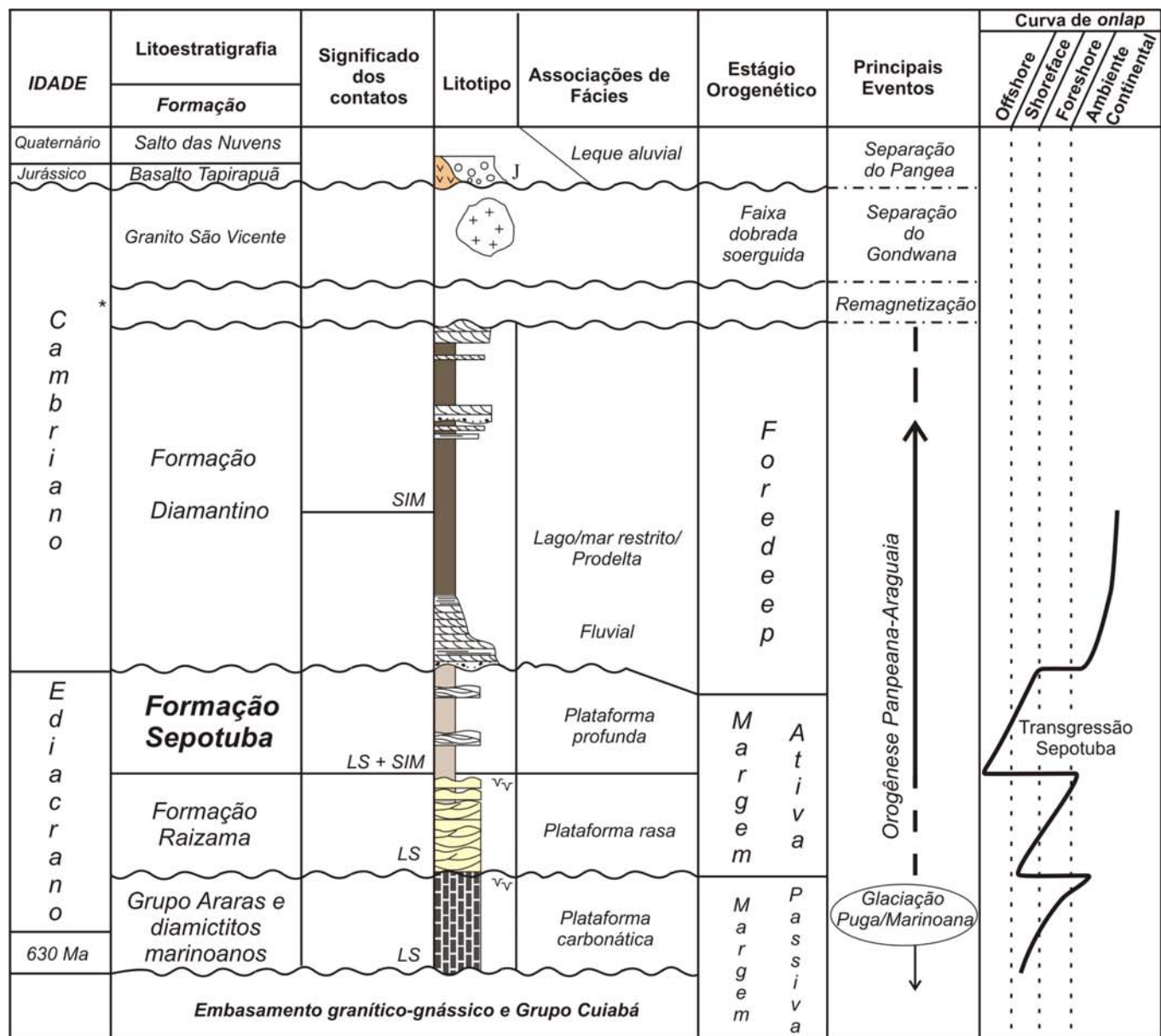


Figura 45. Sumário estratigráfico e paleoambiental da Faixa Paraguai com indicação dos principais eventos tectônicos e com destaque para os importantes eventos transgressivo na Formação Sepotuba. Abreviações: SIM, superfície de inundação máxima; LS, limite de seqüência. * Idade

7. CONCLUSÕES

A interpretação paleoambiental e estratigráfica da Formação Sepotuba e seus limites permitiu a inserção desta unidade no Grupo Alto Paraguai, e eliminando sua interpretação como fácies da Formação Diamantino. Além disso, o resgate desta unidade na estratigrafia do Grupo Alto Paraguai contribui para um melhor entendimento da evolução geológica da Faixa Paraguai Norte.

O Grupo Alto Paraguai, exposto na Faixa Paraguai Norte, representa uma deposição do final do Neoproterozóico, predominantemente costeira a marinha, influenciada por maré e ondas de tempestades, que substituiu a deposição carbonática-siliciclástica do Grupo Araras.

A análise de fácies, executada em 11 pontos das três formações do Grupo Alto Paraguai, permitiu a individualização de 18 fácies sedimentares constituídas de siltitos, pelitos, arenitos e, subordinadamente, conglomerados.

As fácies da Formação Sepotuba foram organizadas em duas associações: a) *offshore* com predominância de pelitos laminados, lateralmente contínuos compatível com uma plataforma marinha distal associados a migração de *megaripples* e lençóis de areia como resultado do fluxo combinado de tempestades; b) *shoreface* representado pela presença de estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, além de *tidal bundles* correspondentes a um ambiente de maré e submaré.

O contato entre os arenitos da Formação Raizama e pelitos da Formação Sepotuba (limite Inferior), na região de Mirassol d'Oeste, é brusco e interpretado como uma superfície de inundação marinha, embora esta possa marcar um limite de seqüência. Na região do Cráton Amazônico, os arenitos da Formação Raizama possuem uma cimentação dolomítica tardia. Neste estudo foi eliminada qualquer correlação destes arenitos cimentados com os dolomitos do Grupo Araras. Esta cimentação dolomítica é resultante, possivelmente, da percolação (remobilização) de fluidos carbonáticos oriundos das unidades dolomíticas do topo do Grupo

Araras. A identificação das formações Raizama e Sepotuba na região de Mirassol d'Oeste melhora a resolução dos mapas geológicos existentes desta região. Esta conclusão é coadunada pela natureza exclusivamente siliciclástica da sucessão sedimentar estudada, bem como pela posição estratigráfica desta, bem acima dos carbonatos do Grupo Araras aflorantes a nordeste.

Os ambientes da Formação Raizama na região de Mirassol d'Oeste, são atribuídos à face de praia, com base na presença de tempestitos, e provavelmente a planície de maré sugerida pela presença de gretas de contração, pseudomorfos de cristais de evaporitos e vários tipos de estratificação cruzada. A predominância de processos de suspensão alternados com influxo esporádicos de areia e a presença de estruturas de onda e tipo *swaley*, são sugestivas de plataforma marinha influenciada por ondas e tempestades.

A Formação Diamantino é representada por duas associações de fácies que incluem depósitos fluviais e lacustres/mar restrito. Estes depósitos registram um rebaixamento do nível de base (mar?) que causou uma profunda incisão nos depósitos Sepotuba, posteriormente recobertos por depósitos fluviais. A sucessão Diamantino representa a última deposição da Faixa Paraguai no limite Neoproterozóico/Cambriano e fornece subsídios para a individualização das sub-bacias *foredeep* no modelo de bacia *foreland*, formadas no fechamento do mar Sepotuba, relacionada à colisão dos blocos Amazônia e Rio de La Plata.

Os ambientes deposicionais descritos para o Grupo Alto Paraguai são registros evolutivos da orogênese Brasiliana/Pan-Africana a 550-500 Ma (Trompette 2000 e Alkmim *et al.* 2001) ou Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma (Trindade & Nogueira *inédito*).

A importância da Formação Sepotuba no contexto estratigráfico da Faixa Paraguai, resgatada neste trabalho, vem contribuir na evolução histórica dos últimos eventos do final do Neoproterozóico na parte sul do Cráton Amazônico.

8. REFERÊNCIAS

- ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 104p.
- ALKMIN, F.F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil: *Geology*, 29:319-322.
- ALLAN, J.R. & MATTHEWS, R.K. 1977. Carbon and oxygen isotopes as diagenetic tools: surface and subsurface data, Barbados, West Indies: *Geology*, 5:16-20.
- ALLEN, P.A. & HOFFMAN, P.F., 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature* 433, 123-127.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964a. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense, 219, Rio de Janeiro, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM. 1-53 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964b. Glaciação eocambriana em Mato Grosso. Notas Prel. e Est.. Boletim 117 da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, Rio de Janeiro. 1-11 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1965a. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, 219, Rio de Janeiro. 1-53 p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1965b. Geossiclíneo Paraguai. 1ª. Semana de Debates Geológicos, Centro Acad. Est. Geol. Porto Alegre. 87-101 p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Academia Brasileira Ciências*. 40:285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coords. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Ed. Blücher Ltda, p.265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. de & MANTOVANI, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, 47, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 451-458 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste – SBG, 7, Campina Grande. p.363-391.
- ALVARENGA, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão dobrado Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.* 18(3), 323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. 177 f. Tese de Doutorado. France, *Univ. Aix-Marseille III*, França.
- ALVARENGA, C.J.S. & SAES, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Craton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):493-499.

- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geol.*, 23(1):18-30.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1994. Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú. *Anais*. SBG. 1:239-340.
- ARNOT, M.J.; GOOD, T.R.; LEWIS, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sediment. Res.*, 67(5):984-987.
- BARROS, A.M. & SIMÕES, M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-leste da *Folha SD.21-Z-A* e extremo noroeste da *Folha SD.21-Z-C*, abrangendo áreas dos Municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 511/80. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. 31p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 387-G).
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H.da; CARDOSO, O. R. F. A.; FREIRE, A. F.; SOUZA Jr., J.J. de; RIVETTI, M.; LUZ, D.S. da; PALMEIRA, R.C. de B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Geologia da folha SD.21 Cuiabá DNPM*. Rio de Janeiro, cap. 1, p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BASEI, M.S.A. & BRITO NEVES, B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico Fanerozóico no Brasil. In: Gutierrez Marco, J.G. & Rábano, I. (Eds.) *Paleozóico Inferior de Iberoamérica*. Mérida, Universidade de Extremadura, p. 331-342.
- BOERSMA, J.R. & TERWINDT, J.H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28(2): 151-170.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAS FILHO, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18:103-118.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. In: WRIGHT, V.P. (Ed.). *Sedimentology Review*. Cambridge, Blackwell Scientific Publication. p. 103-122.
- CHOQUETTE, P.W. 1971. Late ferroan dolomite cement, Mississippian carbonates, Illinois Basin, U.S.A. In: Bricker, O.P., ed., *Carbonate cements*: Baltimore, The Johns Hopkins Univ. Press, p. 339-346.
- CHRISTIE-BLICK, N.; DYSON, I.A.; VON DER BORCH, C.C. 1995. Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic Earth history. *Precamb. Res.*, 73:3-26.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & THOMAZ FILHO, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: B.V. COHEE et al. Eds. *Contributions to the geologic time scale*. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Studies in Geol., 6:93-117.
- CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, Bologna. 471:253-280.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P.

(Eds.) *Facies Models: response to sea level change*. Ontario, Geol. Assoc. Canada. 454p.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. 1992. Estuarine facies models; a conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sed. Petrol.*, 62(6):1130-1146.

DALZIEL, I.W.D. 1992. On the organization of American places in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2:240-241.

DE BÔER, P.L.; OOST, A.P.; VISSER, M.J. 1989. The diurnal inequality of the tidal as a parameter for recognizing tidal influence. *J. Sediment. Petrol.*, 59:912-921.

DE RAAF, J.F.M. & BOERSMA, J.R. 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from western Europe). *Geologie en Mijnbouw*. 50:479-504.

DE RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R.; VAN GELDER, A. 1977. Wave-generated structures and sequence from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Crock, Ireland. *Sedimentology*, 24(4):451-483.

DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, I.; PEREIRE, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S. 1981. Geologia do Pré-Cambriano na Folha SE 21- Corumbá. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia. *Atas*, SBG, p.154-176.

DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H.; TARAPANOFF, I.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, L.G.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. *Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE 20, Geologia*. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. p.25-160 (Levantamento de Recursos Naturais).

DOTT JR., R.H. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93(8):663-680.

ELLIOT, T. 1986. Deltas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H.G. Reading). Blackwells, Oxford. p. 113-154.

FEDO, C.M. & COOPER, J.D. 1992. Braided fluvial to marine transition: the basal Lower Cambrian Wood Canyon Formation, Southern Manble Mountains, Mojave Desert, California. *J. Sed. Petrol.*, 60(2):220-234.

FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, O. 1974. O Projeto Alto – Guaporé; relatório final integrado. Goiânia, DNPM/CPRM, 11. (relatório do arquivo técnico da DGM, 2323).

FOLK, R.L. & ASSERETO, R. 1974. Giant aragonite rays and baroque white dolomite in tepee-fillings, Triassic of Lombardy, Italy (abs.): Am. Assoc. Petroleum Geologists, Abs. with Program, Ann. Mtng., San Antonio. p. 34-35.

FOLK, R.L. 1977. Peculiar forms of diagenetic carbonate from hypersaline and cave deposits, ancient to Recent (abs.): Newsletter West Texas Geological Society, November, p. 11.

FOLK, R.L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill Publishing, 189p.

GOODALL, T.M.; NORTH, C.P.; GLENNIE, K.W. 2000. Surface and subsurface sedimentary structures produced by crusts. *Sedimentology*, 47: 99-118.

GOODWIN, A.M. 1996. Principles of Precambrian geology: London, Academic Press. 327p.

GORDON JR., M. 1947. Classification of the Gondwanic Rocks of Paraná, Santa Catarina, and Rio Grande do Sul. Notas Preliminares Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia. 81:1-19.

GUIMARÃES, G. & ALMEIDA, L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório Final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872).

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1992. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:7-31.

HENNIES, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. São Paulo. 65p. (*Tese de Doutorado, POLI/USP*).

HOFFMAN, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252:1409-1412.

HOFFMAN, P.F. & SCHRAG, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change: *Terra Nova*, 14:129-155.

JACOBSEN, S.B. & KAUFMAN, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161, 37-57.

KAH, L.C. 2000. Preservation of depositional $\delta^{13}\text{C}$ signature in Proterozoic dolostone: geochemical constraints on seawater chemistry and early diagenesis. In: GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P. (Eds.). Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world. SEPM, p.345-360 (Special Publication, 67).

KNOLL, A. H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Res.* 100, 3-20.

LAND, L.S. 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite : the state of the art. In: Zenger Ethington, R.L., eds., Concepts and models of dolomitization: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec., 28:87-110.

LEE, Y.I. & J. BOLES, 1996. Depositional control on carbonate cement in the San Joaquin basin, Califórnia, in L.J. Crossey, R. Loucks, and M.W. Totten, eds., Siliciclastic siagenesis and fluid flow: Concepts and applications: SEPM *Special Publication* 55, p. 13-22.

LINDHOLM R.C. 1987. A Practical Approach to Sedimentology. London. Ed. Allen & Unwin. p.11-13.

LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, 52:279-297.

LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; LEMOS, D.B.; ARGOLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. Projeto Província Serrana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.

LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. 1980. *Projeto Coxipó*. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.

MACNAUGHTON, R.B.; DALRYMPLE, R.W. & NARBONNE, G.N. 1997. Early Cambrian braided delta deposits, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Sedimentology*, 44:587-609.

MELLERE, D. 1994. Sequential development of an estuarine valley fill the Twowells Tongue of the Dakota Sandstone, Acoma Basin, New Mexico. *J. Sediment. Res.*, B64(4):500-515.

MIALL, A.D. 1977. A REVIEW OF THE BRAIDED-RIVER DEPOSITIONAL ENVIROMENT. *Earth-Science Reviews*, 13(1):1-62.

MURRAY, R.C., 1960, Origin of porosity in carbonate rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 30, p. 59-84.

NIO, S.D. & YANG, C.S. 1991. Sea-level fluctuation and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. *J. Sediment. Geol.*, 70:161-193.

NOGUEIRA, A.C.R, RICCOMINI, C., SIAL, A.N., MOURA, C.A.V., TRINDADE, R.I.F., FAIRCHILD, T.R. 2006. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology, no prelo*.

NOGUEIRA, Afonso César Rodrigues. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. 2003. Late Neoproterozoic Puga cap carbonate succession from southeastern Amazon Craton, Brazil: a record of snowball earth in South America. In: Latin American Congress of Sedimentology, Belém. *Abstracts in CD-ROM* (no prelo).

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; TRINDADE, R.I.F.; FAIRCHILD, T.R. (inédito). Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil

OLIVEIRA, E.P. 1915. Geologia: reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Rio de Janeiro, Comissão de Linhas Telegráficas e Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas. 82p. (Anexo 1, publicação 50).

PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(4):370-415.

PLUMMER P.S. & GOSTIN V.A. 1981. Shrinkage Cracks: dissection or synaeresis? *Journal of Sedimentary Petrology*. V. 51, N. 4. p. 1147-1156

PRAVE, A.R., DUKE, W.L.; SLATTERY, W. 1996. A deposition model for storm and tide-influenced prograding siliciclastic shorelines from the Middle Devonian of the central Appalachian foreland basin, USA. *Sedimentology*, 43: 611-629.

RADKE, B.H. & MATTHIS, R.L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sediment. Petrol.*, 50:1149-1168.

RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C.R.; SIAL, A.N. 2006. The carbon and oxygen isotopes of pos-Marinoan outer platform carbonates, Paraguay Belt, Central Brazil. The 12 th International Gondwana Symposium. Buenos Aires, Argentina. *Expanded Abstract*, CD-ROM.

ROSEN, M.R. & HOLDREN JR., G.R. 1986. Origin of dolomite cement in Chesapeake Group (Miocene) siliciclastic sediments: an alternative model to burial dolomitization. *J. Sediment. Petrol.*, 56(6):788-798.

SCHOPF, J.W.; HAUGH, B.N.; MOLNAR, R.E.; SATTERTHWAIT, D.F. 1973. On the development of metaphytes and metazoans. *J. Paleont.*, 47: 1-9.

STOW, D. A.V. 1986. Deep clastic seas. In: READING, H.G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Scientific Public. p. 399-444.

TRINDADE, R.I.F. & NOGUEIRA, A.C.R. The Neoproterozoic-Cambrian Pampean-Araguaia Orogeny. *Geology*, inédito.

TRINDADE, R.I.F.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; FIGUEIREDO, F.T.; FONT, E.; BABINSKI, M.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. Paleomagnetism of Neoproterozoic cap carbonates from São Francisco and Amazon Cratons, Brazil. In: EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, *Geophys. Res. Abstr.*, v.5. no prelo.

TROMPETTE, R. 1994. Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, Balkema, 350p.

TROMPETTE, R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 330:305-315.

TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci.*, 11(6):587-597.

TUCKER, M.E. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction to the Origin of sedimentary rocks* 2ed. Blackwell Scientific Publications, 260 p.

VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLEY, B. (Ed.)

Seismic Stratigraphic Atlas. Tulsa, AAPG, p.1-10 (Studies in Geology, 27).

VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.W.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUIT, T.S.; HANDERBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; ROSS, C.A.; POSAMENTIER, H.W.; VAN WAGONER, J.C.; KENDALL, C.G.S.C. (Eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p.39-46 (Special Publication, 42).

VIEIRA, A.J. 1965. Estratigrafia e estrutura da região de Rondonópolis, MT. Ponta Grossa, PETROBRAS, 8p. (Relatório Técnico Interno).

VISSER, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8:543-546.

WALKER, R.G. 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *J. Sediment. Petrol.*, 60:777-786.

WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada. p.1-14.

WILLIAMS, G.E. 1998. Late Neoproterozoic periglacial aeolian sand sheet. Stuart shelf, South Australia. *Aust. J. Earth Sci.*, 45:733-741.

YOUNG, G.M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. *Geology*, 23:153-156.