



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 479

**A TRANSIÇÃO NEOPROTEROZOICO-EOPALEOZOICO NO
GRABEN PIMENTA BUENO, NW DA BACIA DOS PARECIS,
ESTADO DE RONDÔNIA**

Dissertação apresentada por:

JHON WILLY LOPES AFONSO

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2016**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP) Sistema de Bibliotecas
da UFPA

Afonso, Jhon Willy Lopes, 1988-

A transição neoproterozóico-eopaleozóico no Graben Pimenta Bueno, NW da
bacia dos Parecis, estado de Rondônia / Jhon Willy Lopes Afonso. - 2016.

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Belém, 2016.

1. Rochas carbonatadas – Rondônia. 2. Geologia estratigráfica -
Proterozóico. 3. Geologia estratigráfica - Paleozóico. 4. Crátons
– Amazônia. 5. Formações (Geologia) - Rondônia.

I. Título.

CDD 22. ed. 552.58098111



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**A TRANSIÇÃO NEOPROTEROZOICO-EOPALEOZOICO NO
GRABEN PIMENTA BUENO, NW DA BACIA DOS PARECIS,
ESTADO DE RONDÔNIA**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

JHON WILLY LOPES AFONSO

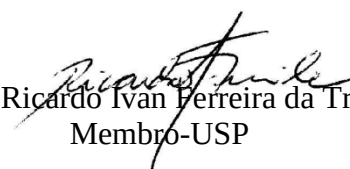
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA.**

Data de Aprovação: 30 / 05 / 2016

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Orientador-UFPA


Prof. Dr. Joelson Lima Soares
Membro-UFPA


Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade
Membro-USP

Este trabalho é dedicado à minha família.

AGRADECIMENTOS

A realização do presente trabalho contou com o apoio e a contribuição direta de várias instituições e pessoas, às quais sou imensamente grato. Gostaria de expressar meus mais sinceros agradecimentos nomeando as principais.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e ao Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) por oferecem toda infraestrutura necessária para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao INCT/GEOCIAM, coordenado pelo professor Dr Roberto Dall`Agnol, pelo apoio logístico e financeiro durante a etapa de campo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao Laboratório de Isótopos Estáveis – NEG-LABISE – da Universidade Federal do Pernambuco, em especial ao Dr. Alcides Nóbrega Sial, pela realização das análises de isótopos de C e O.

Ao meu orientador, Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira por sua compreensão, ensinamentos, descontração e cobrança. Obrigado por confiar no desenvolvimento deste trabalho.

Aos professores, Dr. Joelson Lima Soares e Dr. José Bandeira Cavalcante Júnior por contribuir com seu conhecimento e experiência nas áreas de petrografia, sedimentologia e estratigrafia. Muito obrigado por seus comentários e críticas.

Aos técnicos e estudantes que atuam no Laboratórios de Difração e Fluorescência de Raios-X, sob responsabilidade do Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica. Ao laboratório de Geologia Sedimentar, além da técnica Joelma de Jesus Lobo do Laboratório de Laminação pela confecção das lâminas petrográficas;

Gostaria de agradecer ao Msc. geólogo Válber do Carmo de Souza Gaia por todo auxílio durante a etapa de campo e confecção desta dissertação. Ao técnico Afonso Quaresma de Lima, pelo apoio logístico durante a coleta de dados de campo.

À toda a minha família, em especial aos meus pais Selma Maia Lopes Afonso e Jorge Sidnei Quaresma Afonso, que nos momentos de dificuldade me apoiaram em todas as decisões tomadas. Agradeço também minhas irmãs, Jenny e Jully, pelo incentivo em todos os momentos.

Deixo aqui meu agradecimento aos amigos e membros do grupo de geologia sedimentar da UFPA (GSED). Em especial a Kamilla Borges, Hudson Santos, Isaac Salém,

Francisco Abrantes, Renato Sol, Lucas Noronha, Franco Felipe, Ailton Brito, Quézia Alencar, Pedro Augusto e Sebastian Calderon obrigado pelas sugestões, críticas, incentivo, amizade e momentos de descontração;

Aos colegas e amigos de pós-graduação do PPGG-UFPA, Caio Alves, Walmir Lima, Bruno Portugal, Carla Batista, Douglas Pereira, pela companhia, apoio, risos.

Aos amigos que me proporcionaram uma vida social, Thainá Cunha, Paulo Sérgio, Saulo Nunes, Brenda Abrantes, Thomas Moraes, Maurício Jorge, Kaue Seoane, Almir Costa, Cleide Pinheiro, Dani Feio, João Paulo Queiroz e família Queiroz.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram de forma direta ou indiretamente para que esta dissertação fosse finalizada.

“Tenho a impressão de ter sido uma criança brincando
à beira-mar, divertindo-me em descobrir uma pedrinha
mais lisa ou uma concha mais bonita que as outras,
enquanto o imenso oceano da verdade continua
misterioso diante de meus olhos” (Isaac Newton).

RESUMO

O Graben Pimenta Bueno (GPB) representa uma sub-bacia da porção noroeste da Bacia Parecis, implantada sobre o sudoeste do Cráton Amazônico, preenchido por uma sucessão de rochas siliciclásticas e, subordinadamente carbonáticas de aproximadamente 1000 m de espessura em subsuperfície. Parte da sucessão siliciclástica de idade paleozoica exposta no GPB recobre rochas do embasamento cristalino e depósitos carbonáticos e siliciclásticos que foram previamente considerados como de idade paleozoica. A análise faciológica e estratigráfica da sucessão aflorante nos arredores dos municípios de Cacoal, Pimenta Bueno e Espigão d'Oeste, Estado de Rondônia, permitiram redescrever e redefinir as unidades basais do GPB, incluídas previamente nas formações Cacoal e Pimenta Bueno da Bacia dos Parecis. A Formação Cacoal que sobrepõe rochas cristalinas Pré-cambrianas, foi redefinida em duas unidades: uma homônima caracterizada por diamictitos e arenitos com *dropstones*, e a outra denominada de Formação Espigão d'Oeste que inclui dolomitos rosados, ritmito dolomito-siltito, e uma espessa sucessão de siltitos. Ambas as unidades foram inseridas na base do Ediacarano, e correlatas, respectivamente, aos depósitos glaciais e pós-glaciais ligados ao evento global Marinoano (635 Ma) relacionado à hipótese de *Snowball-Slushball Earth*. Estas unidades fazem parte da cobertura do embasamento do GPB, sem nenhuma relação com a sucessão paleozoica da Bacia dos Parecis. Os dolomitos rosados são interpretados como capa carbonática neoproterozoica, recoberta em discordância pela Formação Pimenta Bueno considerada de idade ordoviciana-siluriana. Vinte fácies sedimentares agrupadas em oito associações de fácies (AF) foram interpretadas como depósitos glácio-marinho, de plataforma carbonática e siliciclástica e depósitos costeiros influenciados por tempestades e maré. Os depósitos glácio-marinhos (AF1) da Formação Cacoal consistem em diamictito com clastos facetados e estriados (blocos e seixos de granito, gnaiss, rocha vulcânica, filitos, arenitos, pelitos e *chert*) intercalados com arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante e raros *dropstones*. A capa carbonática da Formação Espigão d'Oeste é formada pela AF2 e AF3. A AF2 abrange *doloboundstones* e *dolomudstones/dolopackstones* rosados, peloidais e finamente laminados, depositados em plataforma carbonática marinha rasa com influência de onda, que passam em direção ao topo para uma sucessão de ritmitos dolomito/siltito lagunares (AF3). Valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -3,66 a -3,03 ‰ encontrados na AF2 e AF3, são típicos de capas carbonáticas marinoanas. A Formação Pimenta Bueno consiste em diamictitos maciços contendo clastos centimétricos até métricos, estriados e de composição variada e pelitos com *dropstones* intercalados por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, por vezes com estrutura tipo *dump*. Sucessões granocrescentes ascendentes foram interpretadas como ciclos de avanço e recuo de geleiras costeiras, com desenvolvimento de deltas de degelo (AF4). A consequente subida do nível do mar permitiu a instalação de zonas litorâneas dominadas por tempestades representadas por arenito com estratificação cruzada *hummocky* e pelito laminado (AF5), além de depósitos de *shoreface* (AF6) indicados por arenitos finos a médios com estratificação cruzada *swaley*. Arenitos com estratificação cruzada e *mud drapes* nos *foresets* e ritmitos arenito/pelito sugerem deposição em zona de submaré (AF7) e provável conexão oceânica do mar siluriano sem influência dos fenômenos glaciais. Pelitos laminados e maciços com arenitos lobados e laminação cruzada, localmente com *Skolithos*, em sucessões granocrescentes indicam progradação de lobos de suspensão em lagos ou mar restrito (AF8). A recorrência de eventos glaciais na sucessão estudada indica condições climáticas extremas de *Snowball-Slushball Earth* estenderam-se até a porção mais sudoeste do Cráton Amazônico durante o Neoproterozoico. As glaciações só retornaram a esta parte da Amazônia no final do Ordoviciano com registros importantes nas bacias intracratônicas do Brasil.

Palavras-Chave: Graben Pimenta Bueno, capa carbonática, Glaciação, Neoproterozoico, EoPaleozoico, Craton Amazônico

ABSTRACT

The Pimenta Bueno Graben (PBG) represents a sub-basin localized at northwestern portion of the Parecis Basin, established over the southwestern of Amazon Craton. The PBG is filled by a succession of siliciclastic rocks, and subordinately carbonate rocks with approximately 1000 m of thick on subsurface. The Paleozoic siliciclastic succession exposed in PBG overlay crystalline basement rocks and carbonatic-siliciclastic deposits which were previously considered as Paleozoic age. Outcrop-based facies and stratigraphic analysis around the cities of Cacoal, Pimenta Bueno and Espigão d'Oeste, Rondônia State, allowed the redesccribing and redefinition of PBG basal units, previously included in the Cacoal and Pimenta Bueno formations. The Cacoal Formation unconformably overlies Precambrian crystalline basement rocks. This was redefined in two units: one homonymous, which was characterized by diamictite and sandstones, and another named Espigão d'Oeste Formation, interpreted as a Neoproterozoic cap carbonate, consisting of pinkish dolomite, dolomite-siltstone rhythmite and a thick siltstone succession. Both units were inserted in the base of the Ediacaran, and related, respectively, to the glacial and post-glacial global Marinoan event (635 Ma) linked to the hypothesis of Snowball-Slushball Earth. These units belong to basement coverage of PBG, unrelated with the Paleozoic succession of the Parecis Basin. The pink dolomites were interpreted as Neoproterozoic cap carbonates unconformably overlain by Ordovician-Silurian Pimenta Bueno Formation. Twenty sedimentary facies grouped in eight facies associations (FA) have been interpreted as glacial-marine, carbonate and siliciclastic platform and coastal deposits. The glacio-marine deposits (AF1) of Cacoal Formation consist of diamictite containing faceted and striated clasts (blocks and pebbles of granite, gneiss, volcanic rock, phyllite, sandstone, pelite and chert), interbedded with fine- to medium grained sandstones, which consists of climbing ripple cross-laminated and rare dropstones. The cap carbonate includes two facies associations, AF2 and AF3. The AF2 consist pinkish finely laminated doloboundstones and dolomudstones/dolopackstones with abundant micro and macropelóides. This association was deposited in wave-influenced shallow marine platform grading towards the top to lagoonal dolostone/siltstone rhythmites (AF3). The $\delta^{13}\text{C}$ values among - 3.66 to - 3.03 ‰ founded in AF2 and AF3 are typical of Marinoan cap carbonate. Eosilurian Pimenta Bueno Formation consists by massive diamictite and pelites with dropstones occurring interbedded with sigmoidal cross-bedded sandstone, punctually containing dump structure. This succession is organized in coarsening and thickening upward cycles interpreted as advance and retreat deposition of coastal glaciers and melt-out deltas (AF4). The post-glacial sea level rise allowed the installation of wave- and storm-influenced siliciclastic platform consisting by hummocky cross-stratified sandstone and laminated mudstones (AF5), as well as, shoreface deposits (AF6) indicated by swaley cross stratified fine- to medium-grained sandstone. Cross-bedded sandstone with mud drapes in the foresets and sandstone-pelite rhythmite suggest deposition in subtidal zone (AF7). Tidal processes in this facies indicate probable oceanic connection with Silurian sea almost devoid of glacial influence. Laminated mudstones and massive sandstone with cross lamination, locally bioturbated by Skolithos, organized in coarsening upward cycles indicate progradation of suspended lobes in lakes or restricted sea (AF8). The recurrence of glacial events in the studied succession indicates extreme climatic conditions of Snowball-Slushball Earth expanding for the more southwestern portion of Amazonian Craton during the Neoproterozoic. The glaciers returned to this part of Amazonia only in the end of Ordovician with important records in the Brazilian intracratonic basins.

Keywords: Pimenta Bueno Graben, cap carbonate, glaciation, Neoproterozoic, Early Paleozoic, Craton Amazônico

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura 1.1 - Mapa da Bacia dos Parecis. A) Bacia dos Parecis; B) Grabens Pimenta Bueno e Colorado, porção noroeste da Bacia dos Parecis; C) Mapa geológico simplificado da região do entorno dos municípios de Cacoal, Espigão d'Oeste e Pimenta Bueno, e coluna estratigráfica das unidades que ocorrem na região (Modificado de Pedreira & Bahia 2004).3

CAPÍTULO III

Figura 3.1 - Carta litoestratigráfica da Bacia dos Parecis (Bahia 2007)10

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 - Distribuição geográfica dos depósitos glaciais neoproterozóicos. As datações são baseadas na relação estratigráfica e geocronologia. Em branco as idades consideradas controversas (Fairchild & Kennedy 2007).15

Figura 4.2 - Representação esquemática de alguns dos depósitos glaciais e pós-glaciais de capa carbonática relacionadas aos eventos globais do Neoproterozoico (Modificado de Hoffman e Schrag 2002).18

CAPÍTULO V

Figura 5.1 - Reconstrução Paleogeográfica do limite Ordoviciano-Siluriano (~ 440 Ma) com destaque para localização do Polo Sul e da Bacia do Parecis. (Modificada de Cocks & Torsvik 2006).22

CAPÍTULO VI

Figura 6.1 - Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares da transição Neoproterozoico-Eopaleozoico que afloram no Graben Pimenta Bueno, noroeste da Bacia dos Parecis24

Figura 6.2 - Perfis litoestratigráficos da sucessão siliciclástica-carbonática do Graben Pimenta Bueno, NW da Bacia dos Parecis, porção sudeste do Estado de Rondônia26

Figura 6.3 - Diamictito glaciomarinho da AF1 situados na mina de calcário da CMR. A) e B) mostrando os aspectos gerais do diamictito de matriz argilo-arenoso de coloração arroxeada e em destaque, clastos de composição e dimensões variadas (linhas brancas tracejadas; Gn - gnaiss; Gr - granito)30

Figura 6.4 - Fácies glaciomarinhas descritas na AF1. A) Bloco métrico de rocha granítica; B) Bloco de rocha metamórfica, em B' notar a foliação da rocha; C) Seixos e clastos centimétricos de composição diversa observados nos diamictitos da fácies Dm, notar a presença de bordas facetadas e com formas de ferro de engomar; D) Clasto indiferenciado exibindo estrias; E) Contato entre os fácies Am e Sal, com destaque para a de seixos e clastos disseminados ao longo das laminações; F) Fácies Am exibindo clasto centimétrico de rocha vulcânica disseminado31

Figura 6.5 - Limite inferior da Formação Espigão d'Oeste. A) Zona de contato deformado e ondulado (setas pretas) entre os depósitos glácio-marinhos da AF1 (Formação Cacoal) e os dolomitos de capa da AF2 (Formação Espigão d'Oeste); B) Representação esquemática, notar as protuberâncias basais de geometria convexa para baixo e reentrâncias (fácies Dbm) que gradam verticalmente para dolomitos com laminação plano-paralela (fácies Dp); C) Vista em planta da deformação na base da capa carbonática35

Figura 6.6 - Fácies/microfácies *doloboundstone* com laminação microbial (fácies Dbm). A) Laminação fina e irregular, caracterizada por dolomita xenotópica (cor clara) alternada por porções micríticas com abundantes pelóides (cor enegrecida); B) Detalhe das laminações (linhas

tracejadas), notar a presença de pelóides aglomerados (setas brancas) compondo as laminações; C) Cristais anedrais e subedrais de dolomita. D) Poros fenestrais concordantes e associados as laminações da fácies Dbm; E) Quartzo autigênico, exibindo faces retas e bem desenvolvidas e internamente ocorrem inclusões de dolomita (setas brancas)35

Figura 6.7 - Fácies *dolomudstone/dolopackstone* da AF2. A) Afloramento de domitos rosados com laminação plano-paralela (fácies Dp) encontrados nas frente lavra da mina da companhia de mineração de Rondônia – CMR; B) Detalhe dos dolomitos da fácies *dolomudstone/dolopackstone* com laminação plano-paralela (fácies Dp); C) Laminação suavemente ondulada com truncamentos de baixo ângulo; D) *Dolomudstone/dolopackstone* com laminação quasi-planar e truncamentos de baixo ângulo (fácies Dq); E) Representação gráfica de D, com destaque para as laminações e truncamentos de baixo ângulo (fácies Dq) e lente formada pelo acúmulo de macropelóides (Mp) associado a laminações quasi-planar e estilólitos (St)38

Figura 6.8 - *Dolomudstone/dolopackstones* da AF2. A) Aspecto laminado da fácies formada pela intercalação entre *dolomudstone* caracterizado por micrito e micropelóides aglomerados com pouco ou nenhum cimento interpeloidal e *dolopackstone* formado por micro e macropelóides separados por cimento xenotópico de dolomita interpeloidal (setas brancas); B) Micro e macropelóides separados por cimento xenotópico de dolomita interpeloidal (setas brancas); C) Aglomerados de pelóides formando textura grumosa; D) Macropelóide com cimento dolomítico intrapetrícula (setas brancas). E) Porosidade *vug* parcialmente preenchida por dolomita romboedral; F) Dolomita romboedral (D) e micrito preenchendo poro39

Figura 6.9 - Principais características dos depósitos da AF3. A) Fácies Dt com laminação plano-paralela; B) Fácies Dt com laminação ondulada (seta branca); C) Siltitos avermelhados com laminação plano paralela; D) Pelóides individualizados por cimento equidimensional de dolomita xenotípica (setas brancas); E) Detalhe de macropelóide (Mp); F) Dolomito com níveis de grãos terrígenos; E) Planos de dissolução (setas brancas) contendo terrígenos. (Ch – chert, Ms – muscovita, Qt – quartzo, Fk – feldspato potássico).....42

Figura 6.10 - Diamictitos maciços e pelitos da AF4. A) Fácies Dm apresentando matriz siltico-argilosa de coloração arroxeada, sustentando clastos angulosos e subangulosos, com destaque para a presença de clastos de variadas dimensões e composição; B) Fácies Dm com clasto subangulosos de siltito (Sl); C) Fragmento de rocha granítica facetado e fraturado; D) Clasto centimétrico de rocha vulcânica disseminado na fácies Pld; E) Siltito laminado (fácies Sl).....44

Figura 6.11 - Depósitos de deltas de degelo (*melt-out delta*). A) Lobos sigmoidais progracionais sobrepondo os diamictitos glaciais (Dm); B) Lentes de arenito maciço deformado (linha pontilhada) dentro dos diamictitos maciços (Dm) sobrepostos por camadas de arenitos maciços (Am). C) Detalhe mostrando arenitos com estratificação cruzada sigmoidal; D) e E) Acumulações de arenitos grossos (dump structures) dentro dos lobos sigmoidais; F) Falha sinsedimentar de pequena escala45

Figura 6.12 - Depósitos heterolíticos e lateralmente contínuos formados por pelitos laminados (fácies Pl) intercaldo com arenios finos com estratificação cruzada *hummocky* (fácies Ah) e estratificação plano paralela (fácies Ap).....48

Figura 6.13 - Arenitos com estratificação cruzada *hummocky*. A) Camadas heterolíticas formadas por arenitos finos exibindo padrão em *pinch and swell* e pelitos intercalados. B) Representação esquemática de A; C) Detalhe da estratificação cruzada *hummocky*, notar a laminação interna arqueada; D) Representação esquemática de C49

Figura 6.14 - Principais características faciológicas dos depósitos da AF5. A) Fácies Ap com lineação de partição no topo da camada; B) Marca ondulada associada as camadas da fácies Ah; C) Marcas onduladas assimétricas desenvolvidas no topo das camadas de arenito; D) Gretas de contração com polígonos com faces irregulares; E) Gretas de contração formando polígonos incompletos; F) Gretas de contração de geometria fusiformes e descontínua; G) Marcas de sola

(*sole marks*); H) Camadas de arenito maciço rompidas; E) Estruturas de sobrecarga do tipo *ball-and-pillow*.....50

Figura 6.15 - Fácies litorânea dominada por ondas de tempestades. A) Arenitos com estratificação cruzada *swaley* (As) em camadas de geometria caracterizada por adelgaçamento e espessamento sistemático das camadas de areia e ainda para o desenvolvimento de pequenas *scours* (setas brancas) preenchidas por arenitos com laminação plano paralela; B) Truncamento de baixo ângulo com passagem gradual para laminações plano paralelas no topo.....53

Figura 6.16 - Seção panorâmica dos depósitos de submaré da AF7. Notar a geometria tabular e grande extensão lateral das camadas arenito e pelito..55

Figura 6.17 - Aspectos faciológicos gerais da AF7. A) Pelitos laminados; B) Pelitos com lentes de areia suavemente ondulada; C) e D) Acamamento heterolíticos caracterizado por intercalações rítmicas entre lâminas de arenitos e pelitos (fácies Rap); E) Estratos tabulares de arenitos da fácies Atg exibindo *foresets* tangenciais e de baixo ângulo ressaltados por *drapes* de argila (setas brancas); F) Detalhe mostrando o par de areia e argila (*tidal bundle*); G) Arenito com laminação cruzada cavalgante recoberta por *mud drapes*.....56

Figura 6.18 - Aspectos litológicos da AF8. A) Lobos sigmoidais amagalmados formados por arenitos das fácies Asg e Ap; B) Camadas tabulares internamente formadas por estratificações/laminações plano paralelas suavemente onduladas (setas brancas); C) Camada de arenito maciço (fácies Am) com bioturbações verticais; D) Detalhe das bioturbações em forma de tubos cilíndricos verticais, considerados como pertencentes a icnofácies *Skolithos* (Sk).....60

CAPÍTULO VII

Figura 7.1 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ indicando ausência de covariância entre os valores62

Figura 7.2 - Correlação estratigráfica baseada no comportamentamento do sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. A) Carbonatos de capa investigados na Bacia dos Parecis; B) Depósitos de capa carbonática da faixa Paraguai já consagrados na literatura64

CAPÍTULO VIII

Figura 8.1 - Evolução paleoambiental da sucessão siliciclástica-carbonática do GPB durante o Neoproterozoico-Eopaleozoico. A) Espessa camada de gelo cobrindo os mares e oceanos (Snowball Earth); B) Degelo e chuva de detritos com formação dos diamictitos maciços, arenitos e siltitos com dropstones; C) Dolomitros rosados de capa pós-glacial da Formação Espigão d'Oeste, em C' o contato deformado (setas pretas) entre os depósitos da AF1 e AF2, notar as estruturas que compõem a capa, estromatolitos e dolomitros laminados com laminação plano paralela (Dp), truncamento de baixo ângulo (Dq), laminação ondulada (Do); D) Siliciclásticos finos presentes no topo da Formação Espigão d'Oeste e em D') representação esquemática dos siltitos laminados (Sl); E) Novo ciclo de avanço glacial registrado no limite Ordoviciano-Siluriano; F) Recuo do gelo e formação dos diamictitos glácio-marinho e em G) instalação dos depósitos glácio-deltáico; H) Formação dos depósitos plataformais dominados por onda e maré localizado na porção superior da Formação Pimenta Bueno..67

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO VI

Tabela 6.1 - Fácies e processos sedimentares da sucessão siliciclástica-carbonática do GPB.....27

Tabela 6.2 - Associações de fácies da sucessão siliciclástica-carbonática do GPB28

CAPÍTULO VIII

Tabela 7.1 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da capa carbonática da Formação Espigão d'Oeste63

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	IV
AGRADECIMENTOS.....	V
EPÍGRAFE.....	VII
RESUMO	VIII
ABSTRACT.....	IX
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	X
LISTA DE TABELAS	XIII

CAPÍTULO I

1.1 - INTRODUÇÃO	1
1.1.1 - APRESENTAÇÃO	1
1.1.2 - OBJETIVOS	2

CAPÍTULO II

2.1 - MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
2.1.1 - ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA.....	4
2.1.2 - ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	4
2.1.3 - ANÁLISE DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS – CARBONO E OXIGÊNIO	6

CAPÍTULO III

3.1 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	7
3.1.1 - BACIA DOS PARECIS	7
3.1.2 - SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA	8
3.1.3 - FOSSA TECTÔNICA DE RONDÔNIA.....	9
3.1.3.1 - Formação Cacoal.....	11
3.1.3.2 - Formação Pimenta Bueno	11

CAPÍTULO IV

4.1 - NEOPROTEROZOICO.....	13
4.1.1 - GLACIAÇÕES NEOPROTROZÓICAS – SNOWBALL/SLUSHBALL EATRH	13
4.1.2 - CAPAS CARBONÁTICAS	16
4.1.3 - QUIMIOESTRATIGRAFIA.....	18
4.1.3.1 - Isótopos de carbono e oxigênio	19

CAPÍTULO V

5.1 - EVENTOS GLACIAIS DO LIMITE ORDOVICIANO/SILURIANO	21
---	-----------

CAPÍTULO VI

6.1 - O NEOPROTEROZOICO-EOPALEOZOICO NO GRABEN PIMENTA BUENO	23
---	-----------

6.1.1 - ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS.....	23
6.1.2 - FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS.....	24
6.1.3 - FORMAÇÃO CACOAL.....	28
6.1.3.1 - Associação de Fácies (AF1): Glácio-marinho.....	28
Interpretação	32
6.1.4 - FORMAÇÃO ESPIGÃO D' OESTE.....	33
6.1.4.1 - Associação de Fácies 2 (AF2): Plataforma marinha rasa.....	33
Interpretação	36
6.1.4.2 - Associação de Fácies 3 (AF3): Laguna.....	40
Interpretação	40
6.1.5 - FORMAÇÃO PIMENTA BUENO.....	43
6.1.5.1 - Associação de Fácies 4 (AF4): Glácio-marinho/glácio-deltaico.....	43
Interpretação	46
6.1.5.2 - Associação de Fácies 5 (AF5): Face litorânea inferior dominada por tempestade.....	47
Interpretação	51
6.1.5.3 - Associação de Fácies 6 (AF6): Face litorânea superior dominada por tempestade.....	52
Interpretação	52
6.1.5.4 - Associação de Fácies (AF7): Submaré.....	53
Interpretação	57
6.1.5.5 - Associação de Fácies 8 (AF8): Lacustre deltaico/marinho restrito.....	57
Interpretação	58
 <u>CAPÍTULO VII</u>	
7.1 - ISÓTOPOS DE C E O DA FORMAÇÃO ESPIGÃO D'OESTE.....	61
 <u>CAPÍTULO VIII</u>	
8.1 - EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL	65
8.2 - REDEFINIÇÃO DA CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DOS PARECIS	69
 <u>CAPÍTULO IX</u>	
9.1 - CONCLUSÕES.....	72
REFERÊNCIAS	74

CAPÍTULO I

1.1 - INTRODUÇÃO

1.1.1 - APRESENTAÇÃO

O Cráton Amazônico é um dos refúgios para a teoria do *Snowball* e *Slushball Earth* (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998; Hyde *et al.* 2000), sobretudo após a comprovação de ocorrências de capa carbonática, principal registro pós-glacial que cobre diamictitos e rochas cristalinas do Cráton Amazônico, no oeste do Estado de Mato Grosso, Brasil (Nogueira 2003; Nogueira *et al.* 2003; Allen & Hoffman 2005; Soares & Nogueira 2008). De acordo com a hipótese do *Snowball Earth*, a Terra teria passado por eventos de resfriamento global, com o congelamento completo dos oceanos e das áreas continentais emersas durante o Criogeniano, enquanto a teoria do *Slushball Earth* advoga a ocorrência de refúgios livre da cobertura de gelo, sobretudo na zona equatorial do planeta (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998; Hyde *et al.* 2000; Hoffman & Schrag 2002).

Capas carbonáticas consistem em dolomitos finos, rosados e com estruturas anômalas tais como, estromatólitos, estrutura em tubo, cristais de calcita (pseudomorfo a partir da aragonita), excursões negativas de isótopos de carbono e pólos paleomagnéticos primários (Kennedy 1996; Hoffman & Schrag 2002; Nogueira 2003; Trindade *et al.* 2003). Essas sucessões teriam sido depositas em pelos dois momentos após as condições glaciais extremas globais, denominadas de *Sturtian* e *Marinoan*, respectivamente, durante o Criogeniano Inferior e Superior (Myrow & Kaufman 1999; Hoffman & Schrag 2002; Halverson *et al.* 2005).

Até a primeira década do século 21, os depósitos de capa carbonática no sul do Cráton Amazônico eram restritas as ocorrências de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, Estado de Mato Grosso. Os estudos nestas exposições enfocaram a análise de fácies e interpretação paleoambiental em combinação com dados geoquímicos e isotópicos de carbono, oxigênio, estrôncio e dados paleomagnéticos (Nogueira 2003; Trindade *et al.* 2003; Sansjofre *et al.* 2011; Soares 2012; Sansjofre *et al.* 2014). Embora estes registros sejam bem documentados, a extensão destes depósitos e sua relação de fácies marginais nunca foram devidamente demonstrados. A priori, existia uma tendência de estender as plataformas carbonáticas do Neoproterozoico para SE do Cráton Amazônico, apesar de os dolomitos de capa carbonática não terem sido registrados, até o momento, nas sucessões dobradas da Faixa Paraguai Norte (Nogueira *et al.* 2007; Riccomini *et al.* 2007). Por outro lado, não havia relatos de estratos

Neoproterozoicos para NW, em direção ao Estado de Rondônia, aliás, a sedimentação das Bacias dos Parecis e suas sub-Bacias por muito tempo tem sido considerada exclusivamente paleozoica (Siqueira 1991; Pedreira & Bahia 2004; Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007).

A análise faciológica e estratigráfica da sucessão aflorante nos arredores dos municípios de Cacoal, Pimenta Bueno e Espigão d'Oeste, Estado de Rondônia, permitiram redescrever e redefinir as unidades basais do Graben Pimenta Bueno (GPB), Sub-bacia da Bacia dos Parecis, incluídas previamente nas formações Cacoal e Pimenta Bueno da Bacia dos Parecis, consideradas como exclusivamente paleozoicas (Figura 1.1). Recentemente, Gaia (2015), interpretou estas rochas da Formação Cacoal como depósitos glácio-marinhos, gerados em uma plataforma carbonática rasa e relacionados ao contexto de capas carbonáticas pós-Marinoano, excluindo da sequência paleozoica da Bacia dos Parecis e criando novas perspectivas de se entender a nova cobertura de idade neoproterozoica na geologia do Estado de Rondônia. Além deste entendimento, este trabalho pretende distinguir os registros glaciais do Neoproterozoico e do Eopaleozoico, ampliando a discussão sobre a evolução histórica desta parte da Amazônia.

1.1.2 - OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho incluem: 1) Confirmar os depósitos de capa carbonática neoproterozoica no Graben Pimenta Bueno, Estado de Rondônia; 2) estabelecer a partir dos dados sedimentológicos, estratigráficos e das variações isotópicas de carbono, a correlação da sucessão estudada com outras capas carbonáticas neoproterozoicas encontradas no mundo; 3) distinguir os eventos glaciais ocorridos durante a passagem do Neoproterozoico para o Eopaleozoico no Graben Pimenta Bueno; 4) reconstruir o paleoambiente deposicional da sucessão investigada e redefinir a carta estratigráfica da Bacia dos Parecis.

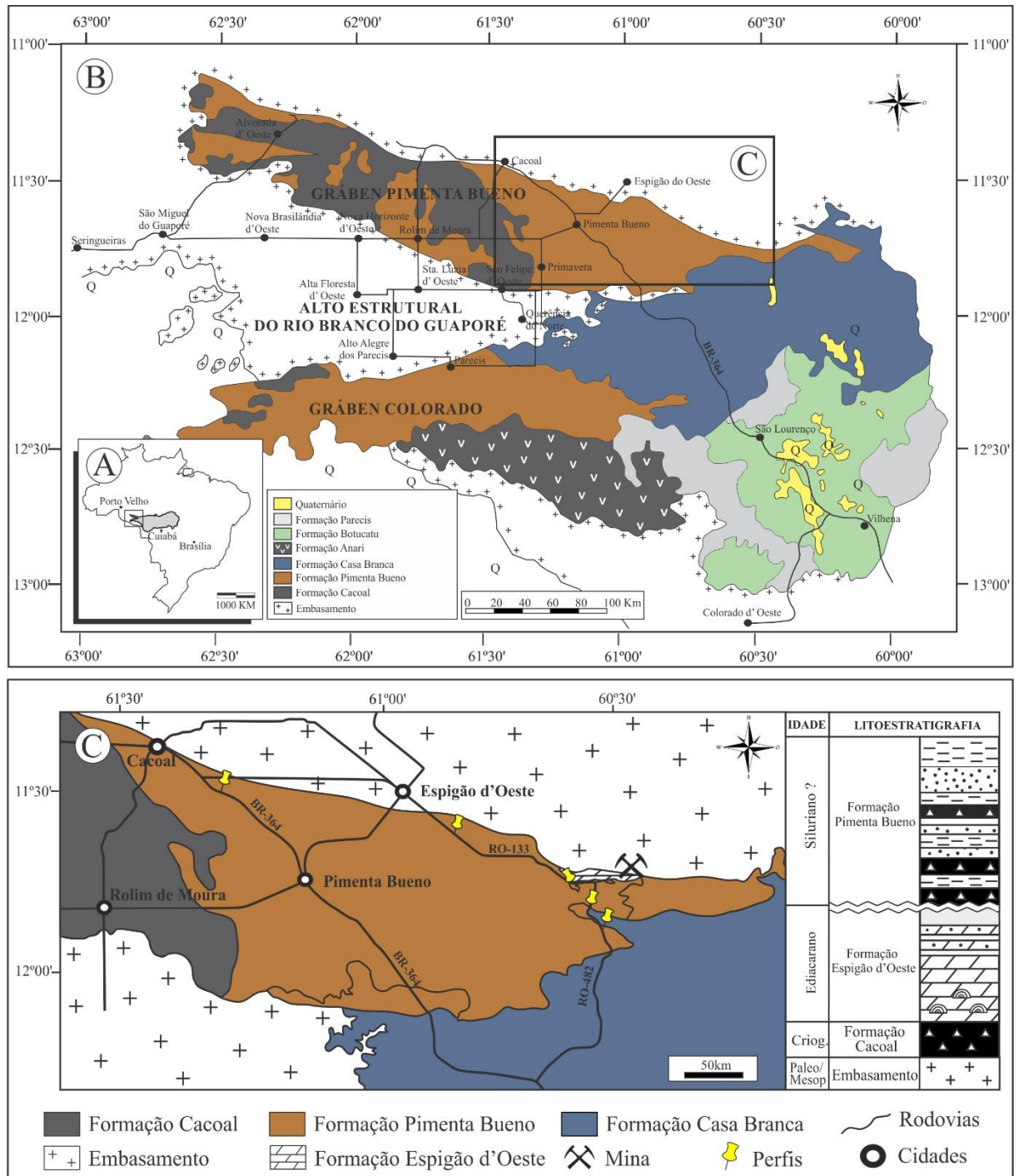


Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da Bacia dos Parecis. A) Bacia dos Parecis; B) Grabens Pimenta Bueno e Colorado, porção noroeste da Bacia dos Parecis; C) Mapa geológico simplificado da região do entorno dos municípios de Cacoal, Espigão d'Oeste e Pimenta Bueno, e coluna estratigráfica das unidades que ocorrem na região (Modificado de Pedreira & Bahia 2004).

CAPÍTULO II

2.1 - MATERIAIS E MÉTODOS

2.1.1 - ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA

A análise faciológica foi realizada a partir da aplicação das técnicas de modelamento de fácies baseados na proposta de Walker (1992, 2006), Reading (1996) e Miall (1996, 2000), buscando os seguintes aspectos: a) identificação e descrição das fácies, procurando caracterizar a geometria, composição, textura, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero; b) compreensão dos processos sedimentares que revelam como os diferentes fácies foram gerados; c) associação de fácies, que reúne as fácies contemporâneas e cogenéticas, podendo refletir os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. A nomenclatura das fácies foi estabelecida conforme a proposta modificada de Miall (1985), na qual são utilizadas siglas composta por uma, duas ou três letras, sendo a primeira maiúscula, referente a litologia do depósito, e a segunda (e terceira, se necessária) relacionada a estrutura sedimentar presente. Para fins de otimização da análise fácies e de suas relações estratigráficas, foram confeccionados perfis estratigráficos colunares e fotomosaicos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997). A análise de paleocorrentes, baseada na medição sistemática de estruturas sedimentares indicadores de paleofluxo, principalmente, estratificações cruzadas acanais e tabulares, foi realizada conforme métodos de Potter & Pettijohn (1977), Tucker (1991, 2003, 2011). Para localizar com precisão os diferentes afloramentos estudados durante a etapa de campo foi utilizado um aparelho GPS (Global Positioning System), que determina as coordenadas geográficas e/ou UTM. Os dados adquiridos durante este processo foram plotados em mapas de localização obtidos por meio de informações existentes em mapas geológicos da região estudada.

2.1.2 - ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica foi realizada em seções delgadas confeccionadas a partir das amostras coletadas sistematicamente durante a etapa de campo. As amostras foram selecionadas de acordo com sua subdivisão faciológica e representatividade. Para os depósitos de capa carbonática da Formação Espigão d'Oeste foram confeccionadas e descritas sete lâminas delgadas. A contagem de pelo menos trezentos pontos para a avaliação dos constituintes, foi empregada em todas as lâminas petrográficas (Galehouse, 1971). Análises por difratometria de raio X, realizadas no Laboratório de Difração e Fluorescência de Raios-

X, no instituto de Geociências da UFPA, complementaram a identificação da composição mineralógica das amostras. O reconhecimento dos principais aspectos texturais, fases mineralógicas e litotipos, bem como dos processos diagenéticos registrados nas rochas estudadas, contribuíram para as interpretações do contexto deposicional em que estas rochas estão inseridas.

As descrições e interpretações das microfácies carbonática foram realizadas conforme o preconizado por Flügel (2004), em que todos os dados sedimentológicos e paleontológicos obtidos através de seções delgadas de rochas sedimentares carbonáticas são utilizados na definição da microfácies. Para classificação das rochas carbonáticas foi utilizada a proposta modificada de Dunham (1962). A classificação é baseada na textura deposicional da rocha carbonática, sendo extremamente prática e fornecendo indicações sobre a energia do paleoambiente onde estas rochas foram depositadas. A fim de classificação, três relações são fundamentais na tentativa de classificar rochas carbonáticas que preservam sua textura deposicional: a) presença ou ausência de lama carbonática, distinguindo carbonatos lamosos de *grainstones*, que não contém lama; b) relação entre a matriz e a quantidade de grãos aloquímicos, distinguindo os carbonatos lamosos em *mudstone* (menos de 10% de grãos), *wackestone* (mais de 10% de grãos) e *packstone*, que apesar de conter matriz, apresenta arcabouço sustentado por grãos; c) indícios de trapeamento de sedimentos por atividade orgânica durante a deposição do carbonato, o que configura a rocha denominada de *boundstone*. A classificação de Dunham (1962) permite a adição de termos que forneçam informações de composição, tais como, *doloboundstone* peloidal, *dolomudstone* peloidal. Entretanto, sua aplicação apresenta algumas limitações, especialmente quando se tratam de carbonatos pré-cambrianos, onde o neomorfismo comumente oblitera feições sindeposicionais, o que pode tornar difícil, por exemplo, a distinção entre *packstone* e *grainstone*, ou ainda, entre esparito e pseudoesparito.

A distinção entre rochas carbonáticas composta por calcita e dolomita, durante a etapa de campo, foi realizada por teste com HCl 10%, e posteriormente refinada por análises petrográficas em lâminas tingidas com um combinado de soluções de alizarina vermelha S, a uma concentração de 0,2/ 100 ml de ácido clorídrico (1,5%), para a distinção entre calcita e dolomita e de ferricianeto potássio ($K_3Fe(CN_6)$) a uma concentração de 2g/ 100 ml de ácido clorídrico, para a identificação de carbonatos ferrosos e não-ferrosos (Dickson *et al.* 1966).

O equipamento utilizado para a aquisição dos dados de petrografia microscópica foi o Axioskope polarizador e acessórios Zeiss, acoplado a uma câmera digital Sony CYBERSHOT, MPEG MOVIE EX, com 3.3 Mega Pixels e zoom de 6.0x em modo de cena, pertencente ao Grupo de Geologia Sedimentar (GSED) - IG - UFPA.

2.1.3 - ANÁLISE DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS – CARBONO E OXIGÊNIO

Razões isotópicas de C e O em rochas carbonáticas tem se configurado como uma poderosa ferramenta de correlação e datação, sobretudo para a investigação de sucessões formadas por camadas afossilíferas, tais como, rochas pré-cambrianas (Jacobsen & Kaufman 1999; Corsetti & Kaufman 2003; Halverson *et al.* 2005; Knoll *et al.* 2006; Mohanty *et al.* 2015). Eventos de mudanças climáticas e biológicas na história da Terra, também podem ser investigadas a partir do registro dos isótopos estáveis (Kaufman *et al.* 2007; Kaufman *et al.* 2009; Johnston *et al.* 2012). Para os dolomitos descritos no GPB a amostragem para análise de isótopos estáveis foi realizada para fins de correlação e inferência de idade, uma vez que, capas carbonáticas neoproterozoicas apresentam uma típica anomalia negativa nos valores de C. A coleta sistemática foi feita, da base para o topo, com espaçamento de 10 cm no primeiro metro do perfil, e a partir desse ponto, as amostras foram retiradas a cada 20 cm. A seleção das amostras foi feita de modo a evitar zonas deformadas, com falhas e/ou fraturas, e alteradas por intemperismo. Posteriormente, na etapa de laboratório, realizada no laboratório de sedimentologia da Universidade Federal do Pará, as amostras foram pulverizadas com o auxílio de gral e pistilo de ágata e analisadas por difração de raio-X. As amostras pulverizadas (~10g de cada amostra) foram acondicionadas em recipientes de plástico, previamente lavados com água destilada e álcool (etanol) e deixados para secar ao ar livre.

As razões isotópicas de C e O foram obtidas a partir do espectrômetro de massa triplo coletor e dupla admissão SIRA II no Laboratório de Isótopos Estáveis – NEG-LABISE da Universidade Federal do Pernambuco e contaram com a supervisão do professor Dr. Alcides Nunes Sial. As amostras de carbonato pulverizadas reagiram individualmente com 100% de H_3PO_4 a 25 °C durante pelo menos 12 horas para a calcita e por mais de 3 dias para dolomita. Os resultados são apresentados na notação convencional de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em permil (‰) relativo ao padrão PDB (Pee Dee Belemnite). Durante o período de análises o erro padrão medido foi de 0,1‰ e 0,2‰, respectivamente, para carbono e o oxigênio.

CAPÍTULO III

3.1 - CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

3.1.1 - BACIA DOS PARECIS

A Bacia dos Parecis (Siqueira 1989), anteriormente denominada de Parecis/Alto Xingu (Schobbenhaus *et al.* 1981; Schobbenhaus & Campos 1984), situada na região centro-oeste do Brasil, é considerada uma das maiores bacias intracratônicas do país, com uma área de aproximadamente 500.000 km² abrangendo os estados de Mato Grosso e a porções leste do estado de Rondônia. A Bacia possui um formato alongado na direção W-E, acumulando mais de 6.000 m de sedimentos paleozóicos, mesozóicos e cenozóicos, essencialmente de natureza siliciclásticos. É limitada ao norte pelas bacias do Solimões e Alto Tapajós, enquanto que seu limite sul é dado pela Bacia do Paraná (Siqueira 1989; Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007; Bahia *et al.* 2007).

A Bacia dos Parecis ocupa o setor sudoeste do Cráton Amazônico, recobrando partes das províncias Sunsás, Rondônia-Juruena e Tapajós-Parima, entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé (Almeida 1983; Tassinari & Macambira 1999; Santos *et al.* 2000). O embasamento da Bacia dos Parecis compreende rochas de alto e baixo grau metamórfico, rochas metassedimentares, bem como rochas intrusivas do Cráton Amazônico (Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007). Na porção oeste da bacia, Estado de Rondônia, ocorrem os granulitos do Complexo Jamarí, nas regiões norte e sul da bacia, nos estados de Mato Grosso e Goiás, ocorrem os gnaisses, migmatitos e granitóides de idade arqueana/mesoproterozóica do Complexo Xingu, além de rochas metassedimentares. Intrusões de natureza básica e ultrabásica estão presentes e são relacionadas ao Mesoproterozóico (Bahia 2007).

De oeste para leste, a Bacia dos Parecis, é subdividida em três sub-bacias, denominadas, Fossa Tectônica de Rondônia, Chapada dos Parecis ou Jurema e Depressão do Alto Xingu, separadas pelos altos paleogeográficos identificados como Arco de Vilhena e Arco de Serra Formosa (Siqueira 1989; Bahia *et al.* 2006). Segundo Pedreira & Bahia (2004) a evolução da Bacia dos Parecis ocorreu em duas fases distintas. A primeira fase corresponde à tafrogênese, e formação dos grabens Pimenta Bueno e Colorado, com deposição de conglomerados em sistemas de leques aluviais, glaciais, fluviais e marinhos costeiros, enquanto a segunda fase corresponderia ao desenvolvimento da sinéclise da bacia, em decorrência da subsidência térmica. Durante esta etapa ocorreu magmatismo básico

continental, e implementação de sistemas deposicionais eólicos e fluviais em um contexto de bacia intracratônica.

3.1.2 - SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS E LITOESTRATIGRAFIA

O registro estratigráfico da Bacia dos Parecis é caracterizado por um preenchimento sedimentar-magmático de espessura superior a 6.000 metros, incluindo sedimentos paleozoicos, mesozoicos e cenozoicos, além de rochas intrusivas básicas e ultrabásicas de idade Cretácea (Figura 2) (Siqueira 1989; Siqueira & Teixeira 1993; Bahia *et al.* 1996; Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007). O arcabouço estratigráfico é subdividido em seis super-sequências, separadas por discordâncias regionais e denominadas de Ordoviciano, Devoniano, Carbonífero-permiano, Jurássico, Juro-cretáceo e Cretáceo (Siqueira 1989; Siqueira & Teixeira 1993; Bahia & Pedreira 1996; Bahia *et al.* 1996; Bahia 2007). A coluna estratigráfica da Bacia dos Parecis, aqui apresentada, foi proposta nos trabalhos de Bahia *et al.* (2006) e Bahia (2007), segundo estes autores, o empilhamento estratigráfico da bacia foi realizado a partir da compilação de dados obtidos por projetos de mapeamento regional, dados de campo, análises isotópicas e correlação com outras bacias, em especial, com a Bacia do Paraná.

A Sequência Ordoviciano é representada pela Formação Cacoal. Inicialmente definida por Siqueira (1989), a Formação Cacoal, foi posteriormente redefinida como Formação Rolim de Moura por Rizzotto *et al.* (2004). Estes autores, argumenta que a denominação Cacoal já havia sido utilizada para Suíte Intrusiva Cacoal. O posicionamento cronoestratigráfico da unidade no Siluriano foi mantido, tal como, inicialmente estabelecido por Siqueira (1989). A Formação Cacoal é constituída de conglomerados, arenitos feldspáticos, margas ferruginosas, siltitos, calcários dolomíticos e folhelhos, interpretados como depósitos de sistema de leques aluviais e deltáicos, formados durante os estágios de falhamento inicial das bordas da Fossa Tectônica de Rondônia (Bahia & Pedreira 1996; Bahia *et al.* 1996; Bahia 2007).

As formações Furnas e Ponta Grossa, compõem a Sequência Devoniano, foram descritas na Bacia do Paraná e sua ocorrência é restrita a porção sudeste da Bacia dos Parecis. A Formação Furnas é constituída de conglomerado e arenito seixoso depositados em sistemas fluviais (Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007). A Formação Ponta Grossa é constituída de arenito, silito e folhelho, e segundo Bahia *et al.* (2006) esta unidade foi provavelmente depositada em ambiente marinho raso, passando para ambiente marinho mais profundo no topo desta unidade.

A Sequência Carbonífero-Permiano é constituída pelos depósitos de folhelhos, arenitos, siltitos, conglomerados suportados pela matriz e subordinadamente carbonatos da

Formação Pimenta Bueno, interpretados como depósitos glaciais por Bahia & Pedreira (1996) e por conglomerados, arcósios e folhelhos da Formação Fazenda da Casa Branca, interpretados como flúvio-lacustrino, por Padilha *et al.* (1974), enquanto Caputo (1984) interpretou esta unidade como depositada em ambiente glacial ou periglacial.

Os derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã corresponde a Sequência Jurássica. Esta sequência é relacionada a tectônica extensional ocorrida durante o Mesozóico (Juro-Cretáceo) em decorrência da separação entre a América do Sul e a África (Bahia *et al.* 2006). A idade dos basaltos da Formação Anari, é controversa, no entanto, dados isotópicos obtidos pelo método K/Ar, atribuem idades entre o Jurássico Inferior – Cretáceo para esta unidade (Pinto Filho *et al.* 1977). A Formação Tapirapuã foi datada pelo método Ar/Ar por Marzoli *et al.* (1999) que forneceu idade Jurássica para esta unidade, enquanto Minioli *et al.* (1971) a partir de dados isotópicos de K/Ar atribui idade Cretácea aos derrames da formação. Sobreposta as ocorrências vulcânicas da Sequência Jurássica, foram depositados os arenitos eólicos da Formação Rio Ávila (Ribeiro Filho *et al.* 1975) que compõem a Sequência Juro-cretácea.

Por fim, os litotipos do Grupo Parecis representam o último ciclo deposicional da Bacia e formam a Sequência Cretácea, que inclui as formações Salto das Nuvens e Utiriti, compostas por arenitos e conglomerados depositados em ambiente fluvio-eólico. O pacote sedimentar desta última a Sequência é recoberto de maneira discordante, por sedimentos arenosos, siltosos e areno-siltosos, além de uma crosta laterítica (Schobbenhaus *et al.* 1981; Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007).

3.1.3 - FOSSA TECTÔNICA DE RONDÔNIA

A Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira 1989) é composta pelos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, separados pelo Alto Estrutural do Rio Branco do Guaporé (Soeiro *et al.* 1981), e limitados de norte a sul pelos lineamentos Presidente Hermes, Itapuã/São Pedro e Colorado, respectivamente. A fossa apresenta evidências de subsidência no Paleozoico, com preenchimento por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, nesta ordem, em direção ao centro dos grabens, com alguma contribuição de sedimentos carbonáticos e glaciais, e importantes reativações verticais mesozoicas (Scandalora *et al.* 1999; Scandalora 2006). Os sedimentos que preenchem a fossa são constituídos pelas formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca. Neste trabalho serão abordadas as características geológicas dos litotipos das formações Cacoal e Pimenta Bueno.

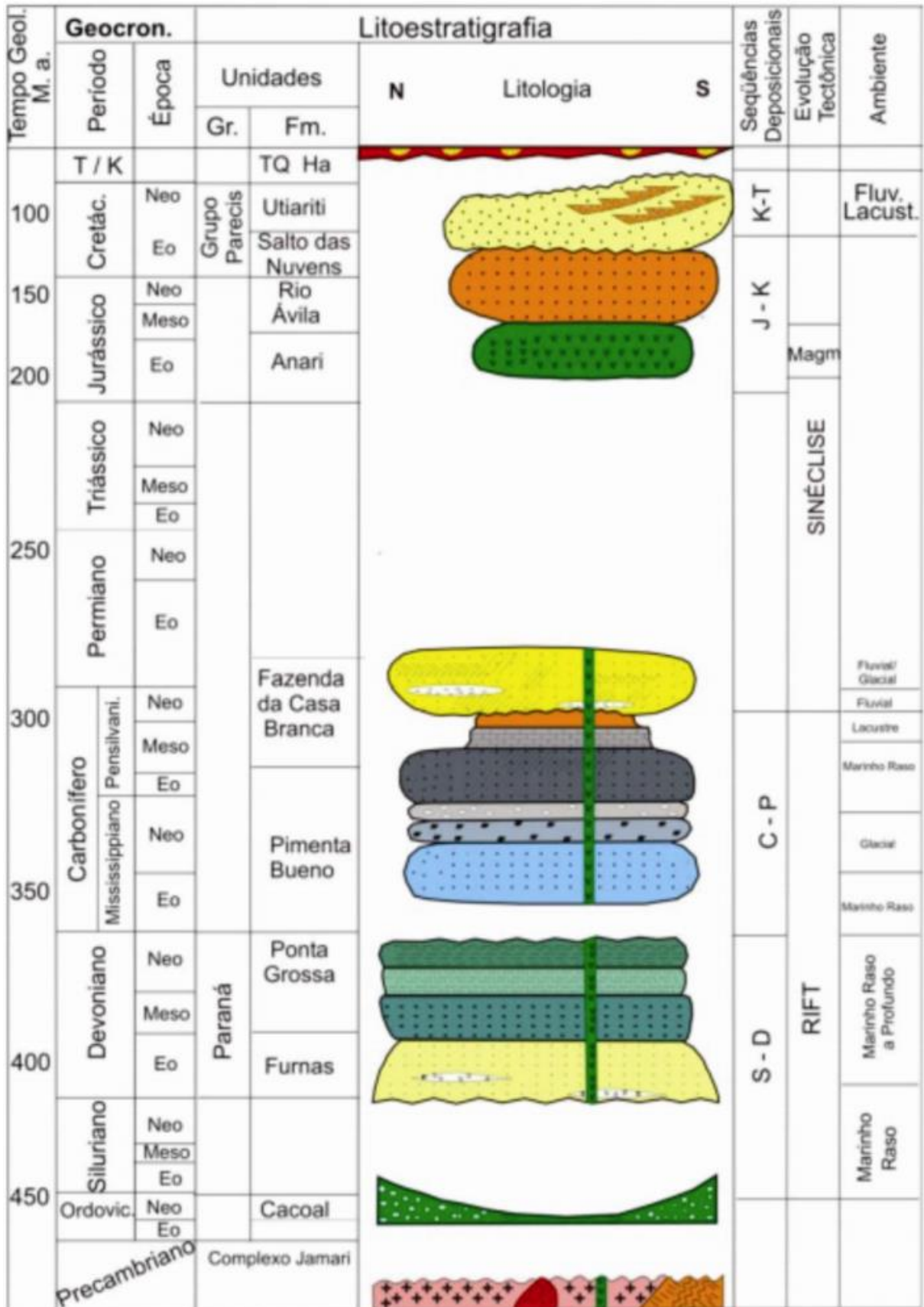


Figura 3.1 - Carta litoestratigráfica da Bacia dos Parecis (Bahia 2007).

3.1.3.1 - Formação Cacoal

A Formação Cacoal é constituída por conglomerados, arenitos, siltitos, folhelhos, margas e calcários dolomíticos (Siqueira 1989). Na porção basal da formação ocorrem conglomerados polimíticos de matriz arcoseana; com clastos angulosos de dimensões centimétricas à métricas de composição variada, incluindo fragmentos de rochas básicas, ultrabásicas, vulcânicas ácidas, gnaisses, cataclasitos e metassiltitos. Subordinadamente e intercalados aos conglomerados polimíticos ocorrem argilitos dolomíticos, siltitos carbonáticos e brechas intraformacionais. A porção intermediária da formação é caracterizada pela alternância de folhelhos e arenitos arcoseanos, comumente exibindo a forma de lobos amalgamados. No topo da formação, Pinto Filho *et al.* (1977) e Soeiro (1981) assinalam a ocorrência de dolomitos argilosos contendo nódulos silicosos e raramente gipsita. Segundo Siqueira (1989), a espessura mínima da Formação Cacoal é de 230 metros. O contato inferior da Formação Cacoal é com as unidades paleoproterozoicas, Formação Mutum-Paraná e Complexo Jamari, este último correspondente ao embasamento cristalino regional, enquanto seu contato superior é erosivo com o diamictito basal da Formação Pimenta Bueno.

Os depósitos da Formação Cacoal foram interpretados por Bahia *et al.* (1996, 2006) e Bahia (2007), como leques aluviais e deltáicos desenvolvido sob condições de clima árido durante o Siluriano. Baseado em dados faciológicos, estratigráficos e isotópos de C e O, Gaia (2015) propõe que os carbonatos dolomíticos da unidade, representem uma ocorrência de capa carbonática pós Glaciação Marinoana depositada em ambiente de plataforma marinha rasa, dessa forma, modificando a litoestratigrafia estabelecida até o momento. Além disso, os arenitos maciços aflorantes e descritos nos arredores da cidade de Cacoal, como pertencentes a esta unidade exibe características litológicas semelhantes aos depósitos siliclásticos da Formação Pimenta Bueno (Dardene *et al.* 2005).

3.1.3.2 - Formação Pimenta Bueno

A Formação Pimenta Bueno é constituída por folhelhos, arenitos, siltitos e conglomerados suportados pela matriz que afloram na Fossa Tectônica de Rondônia localizada no extremo noroeste da Bacia dos Parecis (Leal *et al.* 1978; Siqueira 1989; Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007). Os folhelhos possuem coloração marrom, são micáceos e ocorrem intercalados com siltito e arenitos esbranquiçados (Siqueira 1989; Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007). Os arenitos são marrons de granulometria média e constituídos por quartzo, feldspato e muscovita, estruturas sedimentares, tais como, acamamento/laminações plano-paralelo e

estratificações cruzadas tabular e acanalada são recorrentes nestes litotipos (Siqueira 1989; Bahia *et al.* 2006; Bahia 2007). Os diamictitos são caracterizados por uma matriz de coloração vermelha, com seixos e clastos subarredondados e subangulosos de natureza variadas e dimensões de até 1,5 m de diâmetro. Os clastos são de granitos, gnaisses, rochas básicas, xistos e quartzitos, muitos deles são facetados, polidos, estriados e com formato de “ferro de engomar”. Associado a esses conglomerados ocorrem siltitos laminados, com grãos de areia e seixos dispersos (*dropstones*) (Siqueira 1989; Bahia *et al.* 2006).

A espessura da Formação Pimenta Bueno é de aproximadamente 760 metros, seu contato inferior é com o embasamento cristalino e o contato superior com a unidade sobrejacente, Formação Fazenda da Casa Branca, é de natureza discordante (Siqueira 1989). O ambiente deposicional e a datação dos sedimentos da Formação Pimenta Bueno tem sido sugerido por diversos trabalhos de cunho paleontológico, sedimentológico e estratigráficos. Para Cruz (1980) e Bahia & Pedreira (1996), a presença de acritarcas *Synsphaeridium*, nos folhelhos desta unidade, é indicativa de um ambiente marinho raso, desenvolvido entre o Siluriano-Eodevoniano. No entanto, a presença de acritarcos do gênero *Synphaeridium* é encontrada desde o Neoproterozoico (Vidal *et al.* 1994; Stanevick *et al.* 2005) e não se traduz num dado definitivo de idade. Nahhs *et al.* (1974) foram os primeiros a propor uma origem glacial para esta unidade, mais recentemente, Bahia *et al.* (2006) Bahia (2007) baseados nas estruturas sedimentares dos arenitos, na forma e geometria dos clastos presentes nos diamictitos da unidade, corroboram esta interpretação, sugerindo sua deposição, em sistemas fluviais *braided*, formados em *outwash plain* devido ao recuo das geleiras.

CAPÍTULO IV

4.1 - NEOPROTEROZOICO

4.1.1 - GLACIAÇÕES NEOPROTEROZÓICAS – SNOWBALL/SLUSHBALL EARTH

O Neoproterozoico representa um dos mais intrigantes períodos da história da Terra, nele são registradas mudanças climáticas de natureza global caracterizadas pela passagem de condições glaciais extremas, que alcançaram baixas latitudes, seguidas por rápido aquecimento e surgimento de condições de efeito estufa (Hoffman *et al.* 1998; Kennedy *et al.* 1998; Halverson *et al.* 2004; Allen & Hoffman 2005; Sansjofre *et al.* 2011). A ocorrência em diversas partes do planeta de sucessões de diamictitos glaciais recobertos diretamente por sucessões de rochas carbonáticas, sem evidências de significativo hiato temporal, é interpretada como registro das mudanças de condições climáticas de *icehouse* para *greenhouse* (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag 2002; Nogueira 2003). Estudos geocronológicos e isotópicos, identificaram pelo menos dois eventos glaciais globais ao longo do Neoproterozoico (Figura 4.1), distribuídas nos períodos *Sturtian* (~760-700 Ma) e *Marinoan* (~620-580 Ma), e um terceiro evento glacial de natureza regional, denominado de *Gaskiers*, ocorrido na passagem para o Ediacarano (~582 Ma) (Kirschvink 1992; Kennedy 1996; Kaufman *et al.* 1997; Hoffman *et al.* 1998; Kennedy *et al.* 1998; Myrow & Kaufman 1999; Hoffman & Schrag 2002; Bowring *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2007). No entanto, Zhang *et al.* (2008), destaca que os dados de início e término desses períodos glaciais são controversos e sugere que tais períodos podem ter caráter diacrônico e com múltiplos episódios de curta duração.

Para explicar a ocorrência incomum de depósitos glaciais sobrepostos diretamente por rochas carbonáticas, foram propostas algumas teorias baseadas em dados paleomagnéticos, estratigráficos e de isótopos de C e O, com destaque no cenário científico mundial, para as teorias, *Snowball* e *Slushball Earth* (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998; Hyde *et al.* 2000; Hoffman & Schrag 2002).

De acordo com a hipótese do *Snowball Earth*, a Terra teria passado por eventos de resfriamento global, com o congelamento completo dos oceanos e das áreas continentais emersas durante o Criogeniano Inferior e Superior (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag 2002). Dados paleomagnéticos sugerem que as geleiras alcançaram até mesmo as regiões de baixa latitude do globo (Kirschvink 1992). A grande concentração de massas continentais na zona equatorial e subtropical, proporcionou um aumento significativo

na taxa de intemperismo de silicatos, consumindo o CO₂ atmosférico, diminuindo a temperatura do planeta (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998; Donnadieu *et al.* 2004). A aglutinação de massas continentais durante o período diminuiu consideravelmente o transporte de calor entre as zonas equatoriais e as latitudes médias pelas células de Hadley (Hoffman & Schrag 2002). O avanço da cobertura de gelo, refletiria uma maior quantidade de energia solar, aumentando o albedo do planeta ocasionando a diminuição da temperatura. Neste cenário a temperatura do globo chegaria a valores próximos de -50°C, com geleiras cobrindo os mares causando a anóxia oceânica e o bloqueio da luz do sol necessária para a fotossíntese (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998). A completa interrupção dos ciclos hidrológicos e biológicos na superfície oceânica formou mares anóxicos e ricos em Fe⁺² dissolvido (Kirschvink 1992; Walker 2001). Entretanto, esta teoria não consegue explicar os registros de vida microbiana complexa durante as eras glaciais (Corsetti *et al.* 2006; Moczyłowska 2006; Moczyłowska 2008, Corsetti 2015). Os defensores da teoria do *Snowball Earth* sugerem que a atividade vulcânica e contínuo acúmulo de gases estufa na atmosfera, produziram o aumento das temperaturas na superfície e nos oceanos, e assim, o declínio das condições glaciais.

Assim como na teoria do *Snowball Earth*, a teoria do *Slushball Earth* advoga a ocorrência de eventos glaciais de grande escala, entretanto, não globais e com a ocorrência de refúgios livres da cobertura de gelo, sobretudo na zona equatorial do planeta (Hyde *et al.* 2000; Moczyłowska 2008). Esta faixa equatorial forneceria um refúgio para os metazoários durante condições climáticas estressantes, que posteriormente resultaria na explosão de vida do Cambriano (Moczyłowska 2008, Runnegar 2000). Reconstruções paleogeográficas do Neoproterozoico durante as eras glaciais, atestam uma ocorrência preferencial dos depósitos glaciais em paleolatitudes > 45° cobrindo apenas 60% do oceano, propiciando ambientes com circulação marinha nos trópicos (Hyde *et al.* 2000; Hoffman & Li 2009). Dados de simulações paleoclimáticas, modelos acoplados de atmosfera-calota de gelo, e evidências de um ciclo hidrológico ativo durante toda a glaciação, dão suporte a teoria do *Slushball Earth*, sendo considerada por alguns autores como um cenário mais realista para o período (Moczyłowska 2008; Micheels & Montenari 2007).

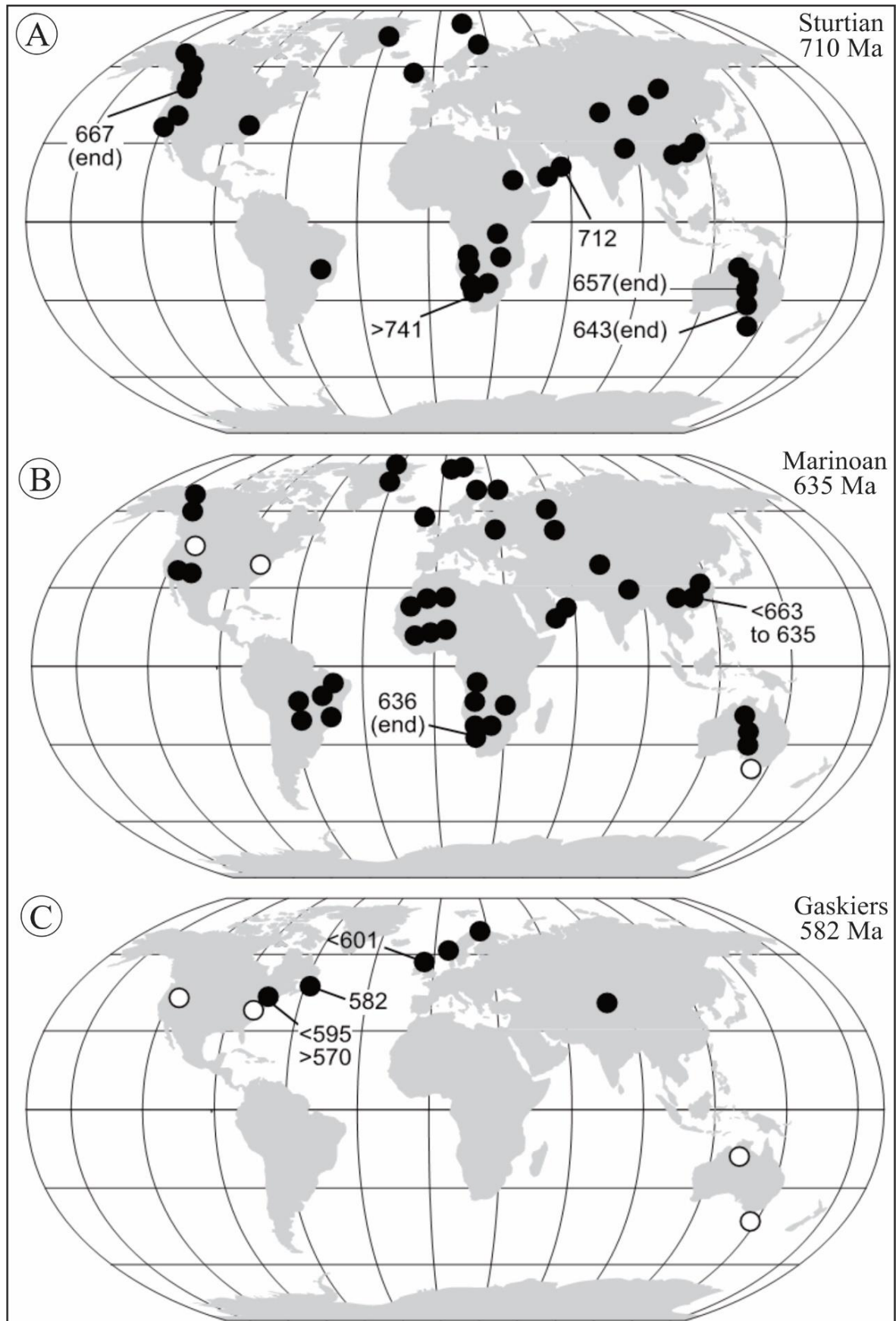


Figura 4.1 - Distribuição geográfica dos depósitos glaciais neoproterozóicos. As datações são baseadas na relação estratigráfica e geocronologia. Em branco as idades consideradas controversas (Fairchild & Kennedy 2007).

4.1.2 - CAPAS CARBONÁTICAS

O termo “capa carbonática” (*cap carbonate*) é inicialmente aplicado para carbonatos sobrepondo em contato direto fácies glaciomarinhas e terrestres com idade entre 730-580 Ma (Shields 2005). Seu crescente uso tem causado controversa na literatura geológica, pois, a utilização errôneo do termo tem incluindo unidades sedimentares que não evidenciam nenhuma associação direta com fácies glaciogênicas. Capas carbonáticas, são geralmente constituídas de dolomitos finos (*cap dolomites*), acinzentados e rosados, finamente laminados, arrançados com gradação normal ou ainda inversa. Estes depósitos comumente apresentam espessura inferior a 5 m, raramente superior à 25 m, são lateralmente extensos e caracterizados principalmente por fácies micríticas com diversas estruturas sedimentares e feições ainda pouco compreendidas (Kennedy 1996; Kennedy *et al.* 2001; Allen & Hoffman 2005).

As características litológicas e isotópicas, permitem diferenciar dois tipos de capa carbonática: a capa esturtiana e marinoana (Figura 4.2). A capa esturtiana é caracterizada por carbonatos acinzentados e escuros, laminados, ricos em matéria orgânica e estruturas *roll-up*, e geralmente ocorrem associados a formações ferríferas bandadas (Halverson *et al.* 2005; Corsetti & Lorentz 2006). Na porção inferior da capa predominam valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos de -4‰ que passam verticalmente para valores positivos em torno de +5‰ (Halverson *et al.* 2005). A capa carbonática marinoana é caracterizada por dolomitos rosados, geralmente finamente laminados, com abundante conteúdo de partículas pelóidais micríticas (micro e macropelóides), além da presença de estruturas e feições incomuns, que incluem tubos verticais centimétricos, denominados “tubestones” (Kennedy *et al.* 1998; Kennedy *et al.* 2001; Hoffman & Schrag 2002; Nogueira 2003; Nogueira & Ricomini 2006), presença de laminações estromatolíticas, estruturas tipo *tepee* com cristas alongadas e diversos tipos de precipitados calcíticos atribuídos a pseudomorfs de aragonita (cimento fibroso, crostas, leques de cristais) geralmente abundantes em calcários (Kennedy 1996; James *et al.* 2001; Hoffman & Schrag 2002; Allen & Hoffman 2005) e assinatura isotópica de carbono tipicamente negativa com valores entre -4 e -2‰ (Kennedy 1996; Halverson *et al.* 2005; Hoffman *et al.* 2007; Kaufman *et al.* 2007).

A origem das capas carbonáticas é considerada enigmática, no entanto, o crescente interesse nos depósitos neoproterozoicos, produziu alguns modelos na tentativa de uma explicação para sua gênese: (1) a ampla glaciação, promoveria a estagnação e anóxia oceânica, posteriormente o descongelamento e ação de correntes de ressurgência aumentaria a

alcalinidade e a quantidade de carbono nas águas oceânicas (Grotzinger & Knoll 1995; Knoll *et al.* 1996; James *et al.* 2001); (2) o aumento da temperatura e também da concentração $p\text{CO}_2$ na atmosfera, favoreceu a formação de chuvas ácidas que elevou as taxas de intemperismo químico, liberando grandes quantidades de carbonato para o oceano, aumentando a alcalinidade marinha e precipitando carbonato (Kirschvink 1992; Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag 2002); (3) liberação maciça de carbonato devido a desestabilização de plataformas por hidratos de metano (Kennedy *et al.* 2001; Jiang *et al.* 2003); (4) precipitação carbonática a partir da atividade de algas microbianas ou reestabelecimento da circulação oceânica levando CO_2 para a atmosfera, provocando precipitação abiótica localizada de CaCO_3 (Shields 2005).

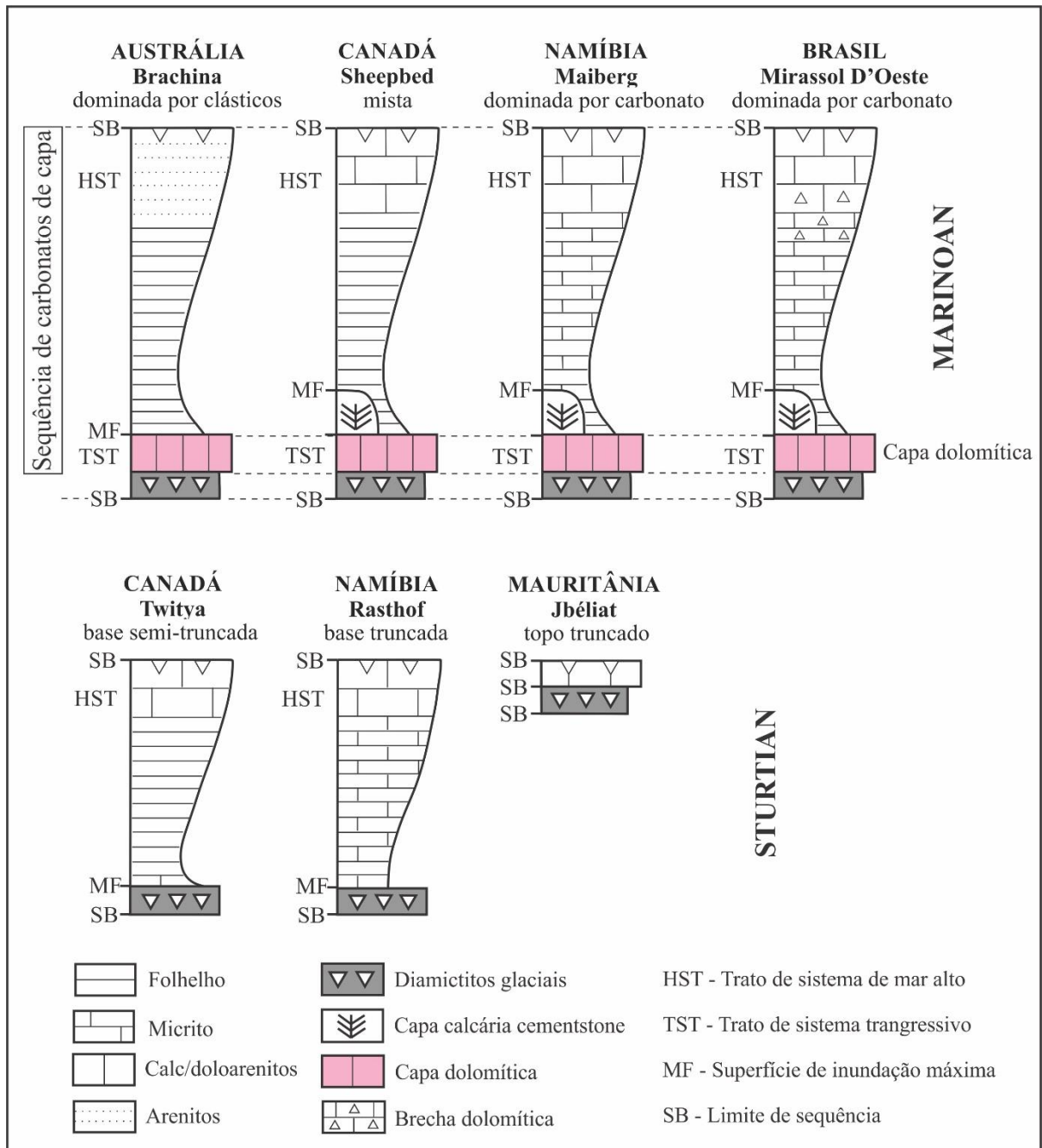


Figura 4.2 - Representação esquemática de alguns dos depósitos glaciais e pós-glaciais de capa carbonática relacionadas aos eventos globais do Neoproterozoico (Modificado de Hoffman e Schrag 2002).

4.1.3 - QUIMIOESTRATIGRAFIA

A Estratigrafia Química, ou simplesmente Químioestratigrafia, é o estudo da variação na composição química dos sedimentos (Halverson *et al.* 2010). Esta ferramenta tem demonstrado um grande potencial para refinar as correlações estratigráficas de sequências globais, pois frequentemente refletem a composição química da água do mar e as condições ambientais de momento ou logo após a deposição dos sedimentos, podendo ser ainda

utilizada, como parâmetro de estudos de mudanças climáticas e biogeoquímicas ao longo do tempo (Halverson *et al.* 2005; Kaufman *et al.* 2007; Halverson *et al.* 2010; Sial *et al.* 2010; Sansjofre *et al.* 2011; Sial *et al.* 2015). A quimioestratigrafia é de particular importância nos estudos de sequências Pré-Cambrianas onde o escasso registro fóssil dificulta o detalhamento bioestratigráfico (Knoll & Walter 1992; Kaufman *et al.* 1997; Corsetti & Kaufman 2003; Halverson *et al.* 2005).

Isótopos de C, O, Sr, e S são considerados os de uso já tradicionais em muitos estudos quimioestratigráficos sobretudo do Neoproterozoico, entretanto surgem novas ferramentas e métodos de investigações baseadas nesta técnica, tais como ETR, Ca, Mg, Fe e Hg como marcadores de eventos glaciais e de acúmulo de gases vulcânicos (incluindo CO₂) durante as glaciações (Halverson *et al.* 2005; Alvarenga *et al.* 2007; Sial *et al.* 2010; Sansjofre *et al.* 2011; Spangenberg *et al.* 2013; Sial *et al.* 2015). Nesta dissertação será abordado a utilização dos isótopos de C e O, uma vez que, esta será a ferramenta utilizada na obtenção dos dados isotópicos a fim de comparação e correlação com outros registros de capa carbonáticas ao redor do mundo.

4.1.3.1 - Isótopos de carbono e oxigênio

A utilização de isótopos de C e O têm se mostrado de grande utilidade em investigações das condições paleoceanográficas vigentes durante a deposição de rochas carbonáticas e no estabelecimento de correlação e idade, particularmente em sucessões com ausência de horizontes bioestratigráficos guias e que também não podem ser datadas por métodos radiométricos (Jacobsen & Kaufman 1999; Corsetti & Kaufman 2003; Knoll *et al.* 2006; Halverson *et al.* 2005; Azmy *et al.* 2006; Sial *et al.* 2010; Sansjofre *et al.* 2012). Excursões anômalas no registro de isótopos de C são consideradas uma característica marcante do final do Neoproterozoico (Hoffman *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Hoffman & Schrag 2002; Derry 2010; Frimmel 2010). Baseado na premissa de que as assinaturas isotópicas de carbono em carbonatos refletem a composição da água do mar no momento de sua deposição, estas significativas anomalias, tem sido interpretada como produto da diminuição da bioprodutividade associada a eventos glaciais (Knoll *et al.* 1986;1995; Kaufman *et al.* 1997; Halverson *et al.* 2005; Zeng *et al.* 2012). No entanto, as variações seculares na composição isotópica do carbono em carbonatos marinhos podem refletir alterações pós-deposicionais, em virtude da atuação dos processos relacionados a diagênese, metamorfismo e ainda da interação com outras fontes de ¹³C empobrecido, dessa forma, em qualquer estudo de composição isotópica do carbono de rochas carbonáticas

antigas é crucial a determinação se assinatura isotópica primária é preservada (Kaufman & Knoll 1995; Jacobsen & Kauffman 1999). O sinal isotópico, $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos, é utilizado como um dos indicadores de possíveis alterações pós-deposicionais (Kaufman & Knoll 1995; Jacobsen & Kaufman 1999). Amostras com composição de $\delta^{18}\text{O}$ inferiores -8 ‰ são consideradas alteradas. Um dos parâmetros para demonstrar o grau de alteração das amostras é o estabelecimento da relação $\delta^{13}\text{C}$ *versus* $\delta^{18}\text{O}$, que permite identificar tendências de covariância das composições de O e C (Kaufman & Knoll 1995; Jacobsen & Kaufman 1999). A preservação de estruturas deposicionais primárias também é considerada indicativa da baixa interferência de alterações diagenéticas nessas rochas.

CAPÍTULO V

5.1 - EVENTOS GLACIAIS DO LIMITE ORDOVICIANO/SILURIANO

O registro estratigráfico da Era Palezoica é pontuado por diversos depósitos glaciogênicos, o que sugere a ocorrência episódica de eventos glaciais em intervalos de tempo diferentes na história da Terra (Crowell 1982; Crowell 1999). Estes eventos, tem suas causas atribuídas a movimentação do continente Gondwana sobre o pólo sul (Cocks & Torsvik 2006; Figura 5.1). Eventos glaciais na transição entre o Ordoviciano Superior (Ashgilliano)/Siluriano Inferior (Llandovery) têm sido extensivamente documentado em várias bacias sedimentares gondwânicas ao redor do mundo principalmente no nordeste da África e Marrocos (Deynoux & Trompette 1981), centro oeste da Arábia Saudita (Vaslet 1990), Saara Central (Caputo & Crowell 1985) e na Jordânia (Turner *et al.* 2005), entre outras localidades.

A glaciação do final do Ordoviciano é considerada a única e a mais importante ocorrida durante o Paleozóico Inferior, e teve um profundo efeito sobre as formas de vida no planeta, sendo responsável por uma das maiores extinções em massa da história da terra (Gibbs *et al.* 2000; Raymond & Metz 2004). Estimativas dão conta de uma duração de pelo menos 35 milhões de anos com volume da cobertura do gelo estimado entre ~ 50 a mais de 250 milhões de km³ (Finnegan *et al.* 2011). Estudos paleomagnéticos, paleontológicos, isotópicos e reconstruções das configurações paleogeográficas continentais no passado geológico indicam que durante o Ordoviciano, a porção ocidental do supercontinente Gondwana, constituída por África e América do Sul estava situada em zonas de elevadas latitudes próximas ao polo sul enquanto que sua parte oriental, formado por Antártica, Austrália e Índia, estavam situadas próximas aos trópicos e ao equador (Crowell 1981; Kent & Van Der Voo 1990; Bachtadse & Briden 1990; Scotese & Barrett 1990; Smith 1997; Ghiennie 2003; Finnegan *et al.* 2011).

Depósitos glaciais ordovicianos tem sido registrados na África do Norte e Arábia, enquanto que registros glaciogênicos na África do Sul e América do Sul, têm sido atribuídos ao Siluriano Inferior (Caputo & Crowell 1985; Vaslet 1990; Assine 1996; Díaz-Martínez & Grahn 2007; Finnegan *et al.* 2011). No Siluriano Inferior, os centros de glaciação migraram no supercontinente de Gondwana, do norte para o sul da África, e para sudoeste da América do Sul. Este afastamento dos centros glaciais provocou degelo e elevação eustática do nível do mar (Caputo & Lima 1984; Caputo & Crowell 1985). Em alguns casos essa distinção entre glaciações do final do Ordoviciano e início do Siluriano não é possível, como por exemplo na

Bacia do Cabo, África do Sul (Díaz-Martínez & Grahn 2007). Isto porque, segundo Ghienne (2003), a glaciação Hirnantiana (Ordoviciano Superior), corresponderia apenas ao máximo glacial de uma glaciação mais longa, que abrangeria desde final do Ordoviciano até o início do Siluriano.

A presença de depósitos glaciais relacionados a transição Ordoviciano/Siluriano tem sido descrita na América do Sul (Crowell 1981; Díaz-Martínez & Grahn 2007), com registros na Argentina, Peru, Bolívia (Assine *et al.* 1998; Díaz-Martínez & Grahn 2007). No Brasil, os registros glaciais representados pelas formações Iapó e Vila Maria, na Bacia do Paraná (Assine *et al.* 1998; Adôrno 2014), Formação Ipu na Bacia do Parnaíba (Graham & Caputo 1992) e Formação Nhamundá na Bacia do Amazonas (Caputo & Crowell 1985; Nogueira *et al.* 1999; Soares *et al.* 2005) são atribuídos a glaciação Ordovicio-Siluriana (Figura 5.1).

Até o presente trabalho, apesar dos variados registros glaciais associados ao limite Ordoviciano-Siluriano encontrados nas bacias intracratônicas brasileiras, ainda não haviam informações sobre a ocorrência de depósitos glaciais atribuídos a este limite na Bacia dos Parecis. Dessa forma, este trabalho relata a primeira evidência de depósitos glaciais do limite Ordoviciano-Siluriano na Bacia dos Parecis (Figura 5.1).

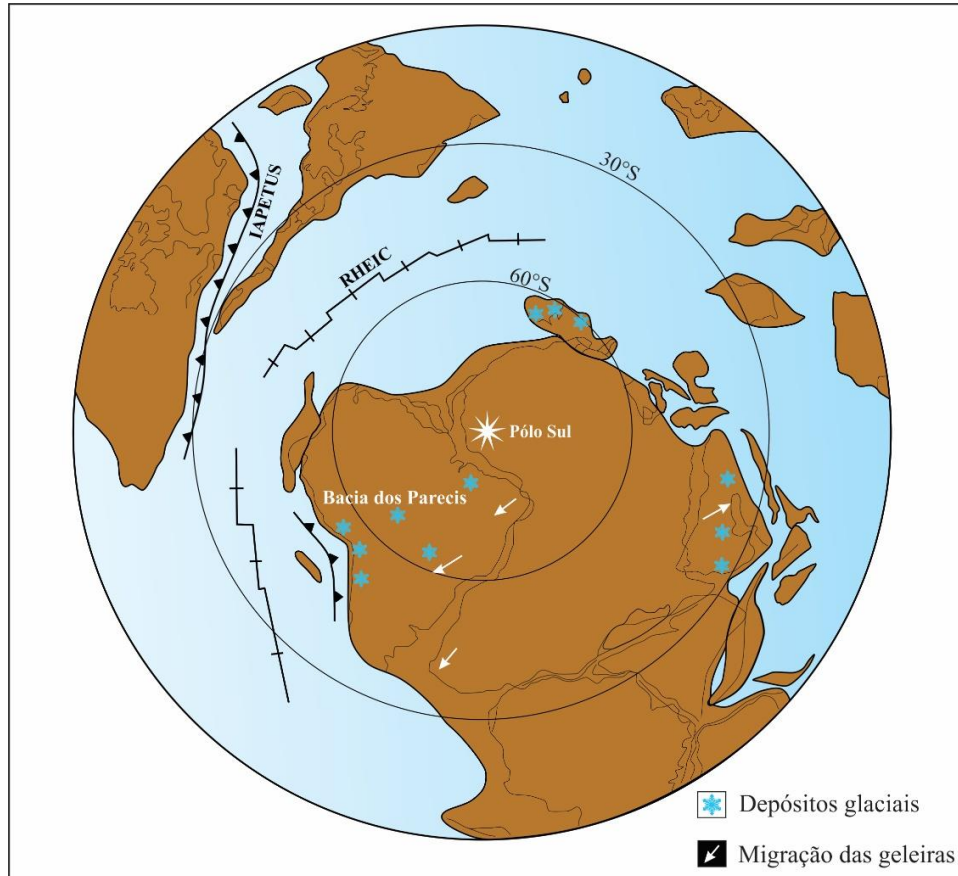


Figura 5.1 - Reconstrução paleogeográfica do limite Ordoviciano-Siluriano (~ 440 Ma) com destaque para localização do Polo Sul e da Bacia do Parecis. (Modificada de Cocks & Torsvik 2006).

CAPÍTULO VI

6.1 - O NEOPROTEROZOICO-EOPALEOZOICO NO GRABEN PIMENTA BUENO

6.1.1 - ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS

A análise de fácies e estratigráfica dos afloramentos da porção nordeste do GPB, noroeste da Bacia dos Parecis, complementada pela descrição petrográfica, permitiu estabelecer uma nova organização estratigráfica para as unidades basais da Bacia do Parecis (Figura 6.1). O intervalo paleozoico que englobava previamente as formações Cacoal ou Rolim de Moura (Rizotto *et al.* 2004) e Pimenta Bueno foi aqui redefinido e subdividido em três unidades. Os diamictitos, arenitos, siltitos e carbonatos dolomíticos anteriormente pertencentes a Formação Cacoal foram redefinidos e subdivididos em duas formações: uma homônima caracterizada por diamictitos e arenitos, e a outra denominada de Formação Espigão d'Oeste constituída por dolomititos, siltitos e pelitos. Ambas as unidades são consideradas neoproterozoicas e sem nenhuma relação com os depósitos da sequência paleozoica da Bacia dos Parecis. A idade neoproterozoica é admitida para estas unidades devido a sua correlação direta com os depósitos análogos e consagrados de capa carbonática aflorantes a 300 km a SE da área estudada, no Estado de Mato Grosso (Nogueira 2003; Soares *et al.* 2008).

A sucessão siliciclástica da Formação Pimenta Bueno foi aqui, previamente posicionada no Paleozoico Inferior, diferentemente dos trabalhos prévios que a consideram do Carbonífero (Pedreira & Bahia 2004; Bahia *et al.* 2006), levando em consideração a presença de estratos glaciais e a presença do acritarco *Synsphaeridium sp* encontrado em folhelho rico em matéria orgânica aflorante na região de Cacoal (Soeiro 1981; Bahia & Pedreira 1996). Este mesmo gênero de acritarco foi utilizado por Goldberg *et al.* (2011) para inferir a idade siluriana-devoniana para esta unidade. Por outro lado, não existe documentação do nível estratigráfico onde esta amostra datada foi coletada e, além disso, este gênero é descrito desde o Neoproterozoico (Vidal *et al.* 1994; Stanevick *et al.* 2005), o que prejudica uma maior precisão da idade. Neste trabalho, admite-se a idade siluriana para a Formação Pimenta Bueno, particularmente o andar Llandovery, onde são descritos os primeiros depósitos glaciais paleozoicos nas bacias intracratônicas brasileiras como as bacias do Amazonas, Paraná e Parnaíba. Esta estimativa de idade pode ser considerada se levarmos em consideração sua relação estratigráfica cobrindo a capa carbonática Neoproterozoica da

Formação Espigão d'Oeste. Assim, a Formação Pimenta Bueno corresponderia ao primeiro pulso deposicional a preencher a Bacia dos Parecis.

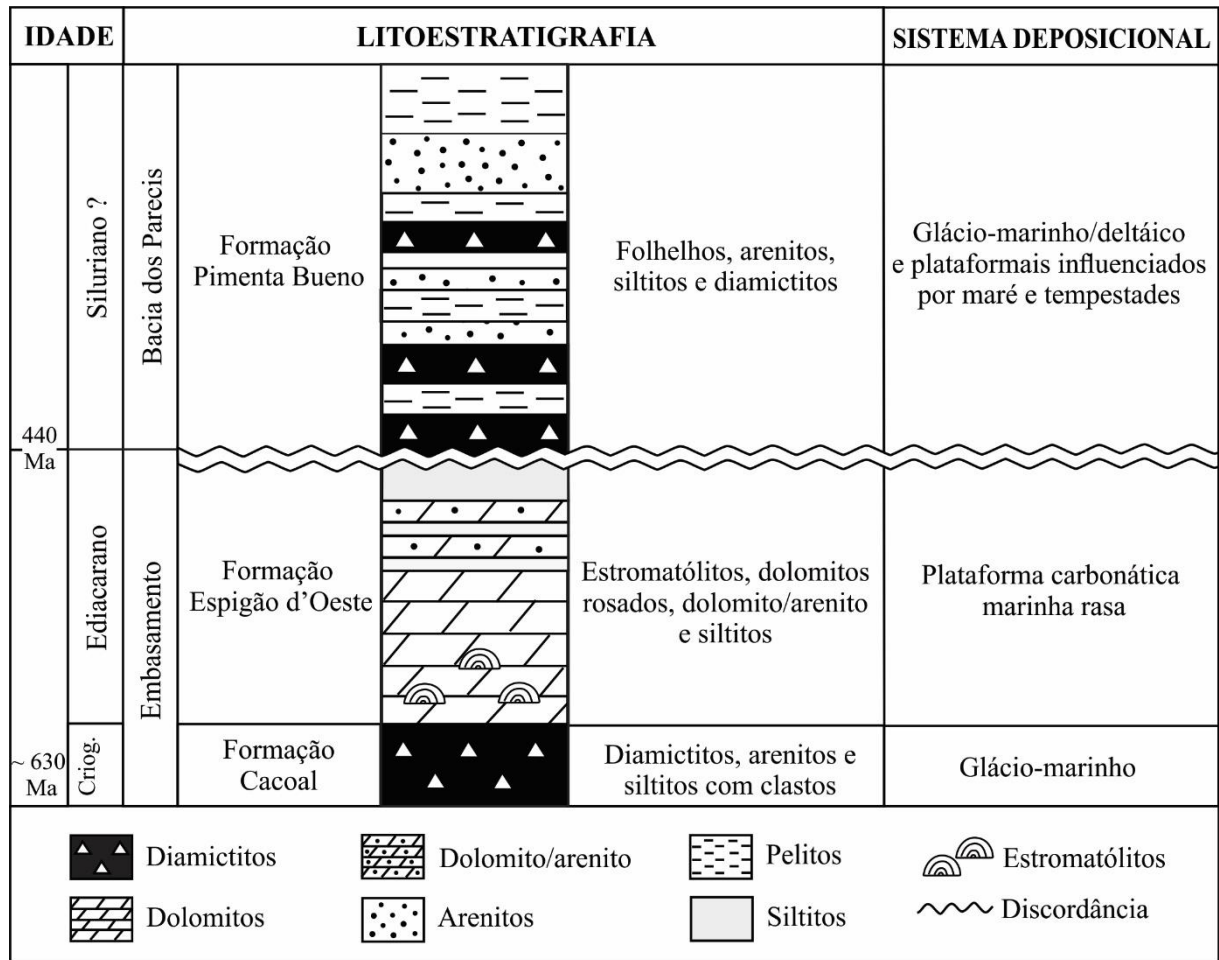


Figura 6.1 - Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares da transição Neoproterozoico-Eopaleozoico que afloram no Graben Pimenta Bueno, porção noroeste da Bacia dos Parecis.

6.1.2 - FÁCIES, ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS

O registro da sucessão siliciclástica-carbonática aflorante do Graben Pimenta Bueno permitiu a identificação de vinte fácies sedimentares agrupadas em oito associações que indicam a recorrência de eventos glaciais sucedidos por condições de clima quente. No final do Criogeniano, foram depositados os diamictitos maciços e arenitos com *dropstones* (AF1). Estes depósitos são sobrepostos pelos carbonatos de capa, desenvolvidos em condições marinha rasa influenciada por onda (AF2), os quais são sucedidos por espessos pacotes de siltitos avermelhados (AF3) formados durante o Ediacarano. O topo dessa sucessão é marcado por uma discordância erosiva com um hiato deposicional de aproximadamente 100 Ma de duração. A AF4 é caracterizada por diamictitos maciços, pelitos com *dropstones* e arenitos lobados interpretados como depósitos glácio-deltáicos. Depósitos pós-glaciais são

caracterizados por arenitos bem selecionado com estratificação cruzada *hummocky/swaley* e pelitos depositados respectivamente, em zonas de face litorânea inferior (AF5) e superior (AF6) dominadas por ondas e tempestades. Ritimitos arenito/pelito, acamamento *wavy*, *linsen* e arenitos com *tidal bundle* são atribuídos a processos de maré (AF7). Por fim, espessos pacotes de pelitos e arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, por vezes maciços e bioturbados, são interpretados como depósitos lacustres/marinho restrito sujeitos a influxos de terrígenos (AF8). Estas associações são representadas na figura 6.2 e sumarizadas na tabela 6.1 e serão detalhadas a seguir.

Tabela 6.1 – Fácies e processos sedimentares da sucessão siliciclástica-carbonática no G PB.

FÁCIES	SIGLA	DESCRIÇÃO	PROCESSO
<i>Doloboundstone</i> com laminação microbial	Dbm	Dolomito fino com laminação microbial irregular e ondulada. Porosidade fenestral associada raramente preenchida por calcita espática.	Precipitação por atividade bioquímica e trapeamento de partículas de lama carbonática induzida por atividade microbiana.
<i>Dolomudstone/dolopackstone</i> peloidal com laminação plano-paralela	Dp	Dolomito fino com laminação plano paralela. Micro e macropelóides. <i>Dissolutions seams</i> .	Precipitação carbonática com esporádico fluxo oscilatório com formação dos pelóides e macropelóides.
<i>Dolomudstone/dolopackstone</i> peloidal com laminação quasi-planar	Dq	Dolomito fino com laminação quasi-planar e truncamentos de baixo ângulo. Micro e macropelóides. Poros <i>vug</i> . Dolomita roemboédrica	Fluxo oscilatório de alta velocidade e forte componente unidirecional.
<i>Dolomudstone/dolopackstone</i> peloidal com laminação ondulada	Do	Dolomito fino com laminação ondulada. Micro e macropelóides.	Alternância entre fluxo oscilatório e corrente unidirecional.
<i>Dolomudstone/dolopackstone</i> peloidal com terrígenos e laminado	Dt	Dolomito fino com terrígenos. Laminação plano-paralela e ondulada. Micro e macropelóides	Precipitação carbonática e decantação de siliciclásticos finos em ambiente de baixa energia.
Pelito maciço	Pm	Pelito arroxeadado, maciço, camadas tabulares e lateralmente contínuas por dezenas de metros	Deposição a partir de suspensão em ambiente com baixa energia.
Pelito laminado	Pl	Pelito arroxeadado com laminação plano-paralela. Camadas tabulares e lateralmente contínuas por dezenas de metros	Decantação por suspensão sob condições de baixa energia.
Pelito laminado e maciço com <i>dropstone</i>	Pld	Camadas tabulares, centimétrica até métricas, laminadas, eventualmente maciço. <i>Dropstones</i> centimétricos	Deposição a partir de suspensão. <i>Rain out</i> de detritos do degelo de <i>icebergs</i> .
Siltito laminado	Sl	Siltito avermelhado laminado, localmente maciço. Forma camadas tabulares de espessura métrica, lateralmente extensa por centenas de metros	Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia.
Siltito/arenito laminado com <i>dropstone</i>	SAI	Camadas centimétrica e lenticulares de siltito/arenito fino com laminação plano-paralela e cruzada. Seixos e clastos disseminados	Deposição a partir de suspensão e tração. Chuvas de detritos por degelo de <i>icebergs</i> e plataformas de gelo.
Ritmito arenito/pelito	Rap	Ritmito arenito/pelito laminado com acamamento <i>wavy</i> , <i>linsen</i> e <i>flaser</i>	Alternância de tração e suspensão associada à migração de marcas onduladas por correntes de maré.
Arenito maciço	Am	Arenito fino a grosso, maciço organizado em camadas métricas, lenticulares ou de geometria lobada. <i>Dropstone</i> disseminados, <i>dump structures</i> , falhas sinsedimentares e estruturas de sobrecarga	Alto influxo de sedimentos e rápida deposição. Chuva de detritos (<i>rain-out</i>) provenientes de <i>icebergs</i> e plataformas de gelo. Instabilidade por sobrecarga e liquefação.
Arenito maciço com <i>dropstone</i>	Amd	Camadas centimétricas de arenito de granulometria, fina a média, maciços, exibindo seixos e clastos disseminados	Elevado influxo de sedimentos, rápida deposição. Chuvas de detritos a partir do degelo de <i>icebergs</i> .
Arenito com laminação cruzada	Alc	Camadas tabulares de arenito fino a médio com laminação cruzada cavalgante. Ocorrem associado aos lobos sigmoidais	Migração de marcas onduladas em condições subaquosas com elevada taxa de sedimentos em suspensão.
Arenito com laminação plano-paralela	Ap	Camadas tabulares de arenito fino a médio com laminação plano-paralela, e localmente truncamentos de baixo ângulo. Lineação de partição	Fluxo oscilatório, predominantemente unidirecional em regime de fluxo superior.

Tabela 6.1 - (Continuação)

Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Ah	Arenitos finos a médios dispostos em camadas lenticulares, onduladas (<i>pinch-and-swell</i>) com espessura de até 0,6m e internamente com estratificação cruzada <i>hummocky</i> , e lateralmente truncamento de baixo ângulo	Fluxo combinado predominantemente oscilatório produzido por ondas de tempestade.
Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i>	As	Camadas amalgamadas de arenitos finos a médios, bem selecionados com estratificação cruzada <i>swaley</i> que lateralmente passam para laminação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo	Fluxo combinado predominantemente oscilatório, associada a ocorrência de ondas de tempestade. Deposição por fluxo em lençol (<i>flat bed</i>).
Arenito com estratificação cruzada tabular/tangencial	At	Arenitos avermelhados, finos a médios, com estratificação cruzada tangencial. <i>Sets</i> de pequeno a médio porte. <i>Mud drapes</i> recobrem e delimitam os <i>foresets</i> . Intraclastos centimétrico na base dos <i>foresets</i>	Migração de formas de leito sob fluxo dominante de maré com recorrente interrupção do fluxo e deposição de argila por decantação. Retrabalhamento e fragmentação de camadas argilosas.
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Asg	Arenitos finos a grossos com estratificação cruzada sigmoidal. Forma camadas centimétrica a métricas de geometria lobada	Deposição por corrente trativas em regime de fluxo superior com rápida desaceleração da energia.
Diamictito maciço	Dm	Diamictito maciço, matriz suportado, clastos facetados e estriados de composição e dimensões variadas. Lentes de arenito boudinados	Chuva de detritos provenientes de <i>icebergs</i> e plataformas de gelo. Fluxo gravitacional de massa.

Tabela 6.2 - Associações de fácies da sucessão siliciclástica-carbonática do GPB

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	FÁCIES	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA
AF8 - Lacustre deltaico	Asg, Am, Alc, Pm	Formação Pimenta Bueno
AF7 - Submaré	At, Ap, Alc, Rap, Pl	
AF6 - <i>Shoreface</i> superior	As, Ap	
AF5 - <i>Shoreface</i> inferior	Ah, Ap, Alc, Pl	
AF4 - Glácio-marinho /Glácio-deltáico	Dm, Am, Asg, Alc, Sl, Pld	
AF3 - Lacustre	Dt, Sl	Formação Espigão d'Oeste
AF2 - Plataforma marinha rasa	Dbm, Dp, Dq, Do	
AF1 - Glácio-marinho	Dm, Am, Sal	Formação Cacoal

6.1.3 - FORMAÇÃO CACOAL

6.1.3.1 - Associação de Fácies (AF1): Glácio-marinho

A associação de fácies 1 (AF1) foi identificada em afloramentos ao longo das frentes de lavra da mina de calcário da Companhia de Mineração de Rondônia – CMR, município de Espigão d'Oeste, Estado de Rondônia (Figura 1.1). Esta associação de fácies ocorre em camadas lenticulares, sub-horizontais com espessura máxima de até 5m e recobrem discordantemente rochas sieno e monzograníticas de idade paleo-mesoproterozoica que compõem o embasamento cristalino do Graben Pimenta Bueno (Figura 6.2). A AF1 consiste

em diamictitos maciços (fácies Dm), siltitos/arenitos laminados (fácies SAl) e arenitos maciços (fácies Am) ambas contendo seixos e clastos pingados (*dropstones*) disseminados. A fácies Dm compreende diamictitos sustentados por matriz argilo-arenosa (areia fina à média) de coloração cinza esverdeada, podendo apresentar cores avermelhadas e/ou arroxeadas (Figura 6.3A e 6.3B). Os diamictitos são mal selecionados, contendo clastos angulosos a subarredondados de granulometria diversa, compreendendo desde seixos até blocos e matações de dimensões métricas (Figura 6.4A e 6.4B). A composição dos clastos é variável e incluem fragmentos de granitos, gnaisses, xistos, rochas vulcânicas básicas, riolitos, arenitos, quartzitos e outros litotipos indiferenciados (Figura 6.4C). Destaca-se a presença de clastos facetados (Figura 6.4C) com formas de “ferro de engomar” e clastos estriados (Figura 6.4D).

Associado a fácies Dm ocorrem as fácies SAl e Am. A fácies SAl é constituída por siltitos e arenitos finos de coloração esbranquiçada, compondo camadas com espessura centimétrica e geometria lenticular, apresenta laminações plano-paralelas e laminações cruzadas contendo grânulos e seixos pingados de composição semelhante aos encontrados nos diamictitos e que por vezes interrompem e deformam as laminações (Figura 6.3E). A fácies Am é formada por arenitos finos esbranquiçados, geralmente lenticulares com poucos metros de comprimento e de espessura centimétrica, contendo seixos e clastos centimétricos disseminados (Figura 6.3F).

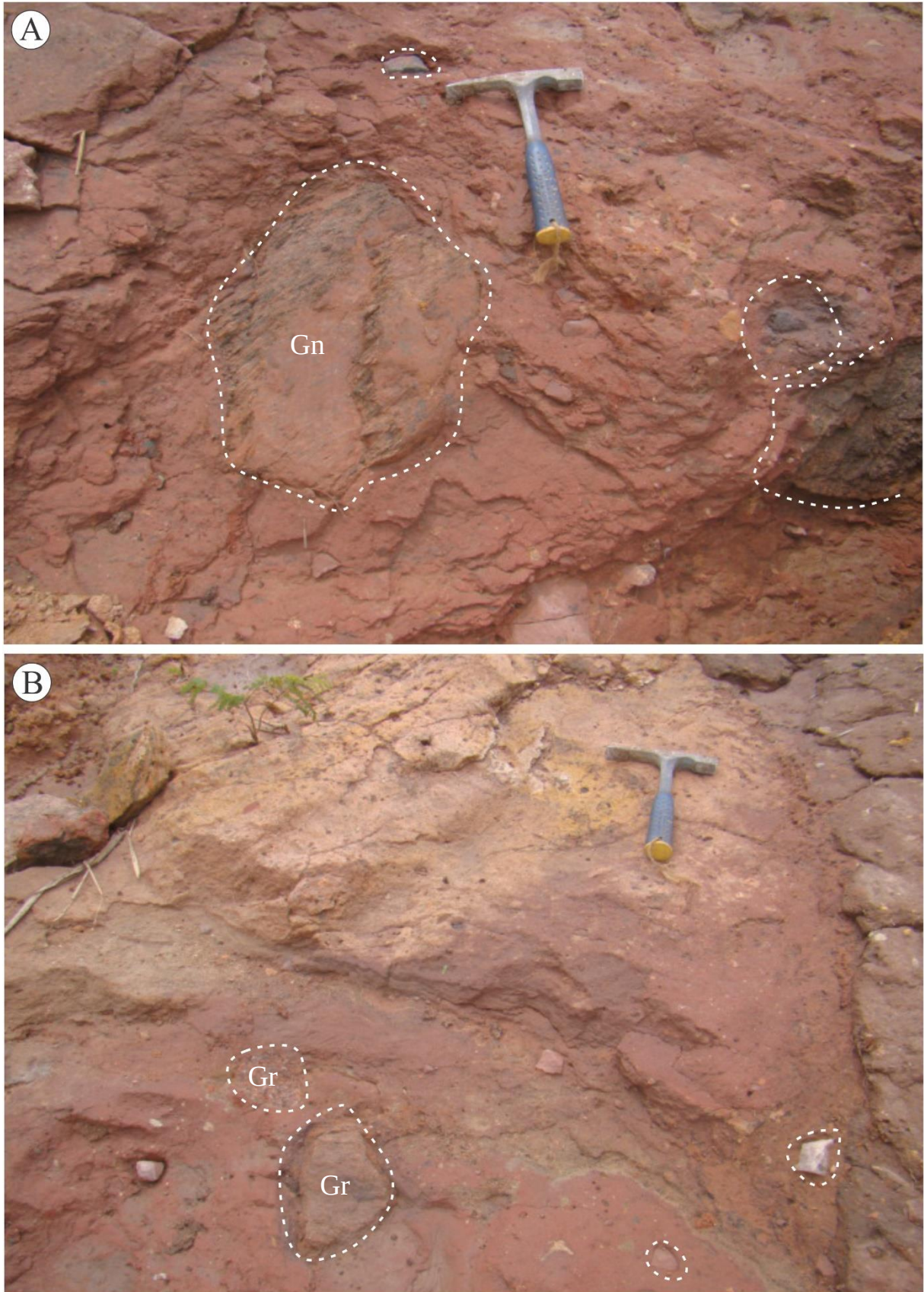


Figura 6.3 - Diamictito glácio-marinho da AF1 situados na mina de calcário da CMR. A) e B) mostrando os aspectos gerais do diamictito de matriz argilo-arenosa de coloração arroxeada e em destaque, clastos de composição e dimensões variadas (linhas brancas tracejadas; Gn - gnaiss; Gr - granito).

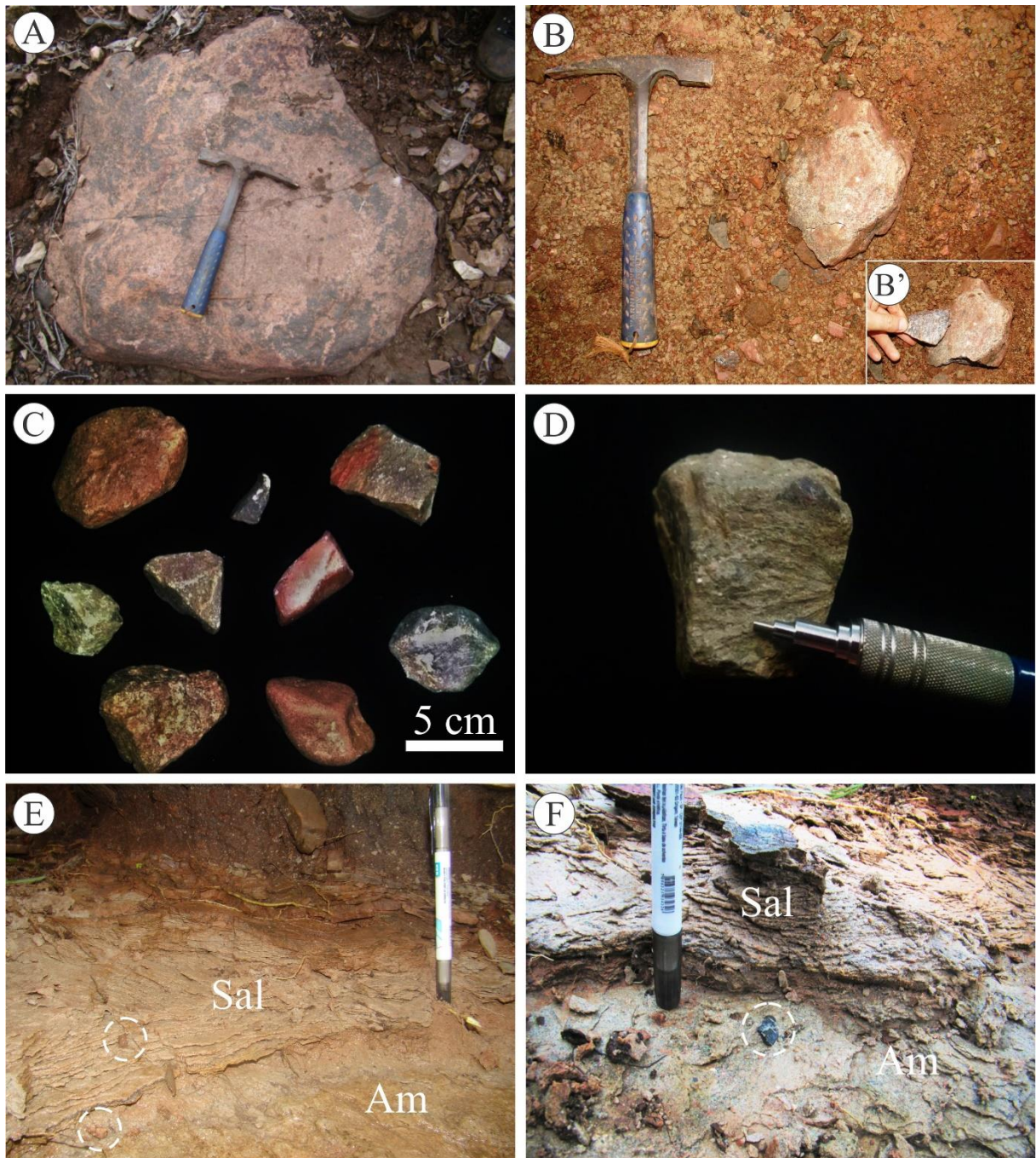


Figura 6.4 - Fácies glaciomarinhas descritas na AF1. A) Bloco métrico de rocha granítica; B) Bloco de rocha metamórfica, em B' notar a foliação da rocha; C) Seixos e clastos centimétricos de composição diversa observados nos diamictitos da fácies Dm, notar a presença de bordas facetadas e com formas de ferro de engomar; D) Clasto indiferenciado exibindo estrias; E) Contato entre os fácies Am e Sal, com destaque para a de seixos e clastos disseminados ao longo das laminações; F) Fácies Am exibindo clasto centimétrico de rocha vulcânica disseminado.

Interpretação

Os depósitos da AF1 são interpretados como depósitos glácio-marinhos influenciados por processos de chuva de detritos (*rain-out*), responsável pela formação de espessos pacotes de diamictitos maciços (Eyles *et al.* 1985). A preservação do registro de sistemas glaciais antigos é difícil devido ao seu baixo potencial de preservação, e a maioria daqueles reconhecidos atualmente, consistem em depósitos acumulados em mares antigos (Eyles 1993; Eyles & Eyles 2010). Depósitos glaciais, comumente estão associados com depósitos gerados por outros ambientes, sobretudo rios, lagos, plataformas continentais e encostas, muitas vezes cabendo as geleiras o papel de agente de transporte de grandes volumes de sedimentos para os sítios deposicionais de bacia marinha ou lacustre, onde estes sedimentos serão retrabalhados por processos sedimentares não glaciais (Eyles & Miall 1984; Eyles & Eyles 1992; Eyles & Eyles 2010). Diamictitos são muito comuns numa variada gama de ambientes deposicionais, este fato, torna praticamente impossível a inferência ambiental analisando um único afloramento, além de torná-la algumas vezes falha e imprecisa, portanto, a interpretação de seu real ambiente deposicional passa por uma análise faciológica e o contexto estratigráfico acima e abaixo deste depósito (Walker 1992; Eyles & Eyles 1992).

A sucessão aqui investigada, é sobreposta em contato direto com os dolomitos da AF2 e a natureza do contato, deformado e ondulado, sugere a rápida deposição dos carbonatos sobre os sedimentos glaciais não consolidados (Nogueira *et al.* 2003; Soares *et al.* 2013). Depósitos glaciais são caracterizados por sua elevada imaturidade textural e mineralógica, devido a incapacidade do gelo em selecionar as partículas que transporta. A elevada quantidade de clastos, juntamente com sua diversidade litológica nos diamictitos sugere a abrasão de rochas do embasamento e de depósitos sedimentares adjacentes. A presença de clastos facetados, polidos e estriados é atribuída a abrasão das partículas entre si e com o substrato durante o transporte (Eyles & Eyles 1992). O avanço da geleira sobre seixos e matacões alojados no substrato produz clastos com forma de “ferro de engomar”. O processo abrasivo durante o deslocamento da geleira gera também parte da matriz argilo-arenosa que sustenta o arcabouço. Ao término da glaciação, a retração dos mantos de gelo teria proporcionado o surgimento de ambientes de plataforma sujeitos a atuação de correntes fracas, permitindo o acúmulo de arenitos e siltitos contendo grânulos e seixos pingados (*dropstone*). A presença de *dropstones* disseminados nesses depósitos são interpretados como produtos de degelo de *icebergs* e *ice-rafted* (Brodzikowski & Van Loon 1987; Brodzikowski & Van Loon 1991; Eyles & Eyles 1992; Nichols 2009; Eyles & Eyles 2010).

6.1.4 - FORMAÇÃO ESPIGÃO D' OESTE

6.1.4.1 - Associação de Fácies 2 (AF2): Plataforma marinha rasa

A AF2 foi descrita em afloramentos na mina de calcário da Companhia de Mineração de Rondônia – CMR (Figura 1.1). Esta associação é composta por *doloboundstones* e *dolomudstones/dolopackstones* peloidais, finamente laminados, de coloração predominantemente rosada, dispostos em camadas tabulares de até 8 m de espessura, lateralmente contínuas por centenas de metros, e com mergulhos suaves variando entre 8° a 15° para SE. A microfácies *doloboundstone* com laminação microbial (fácies Dbm), corresponde a porção basal da capa carbonática, sobrepondo direta e discordantemente os diamictitos glácio-marinhos descritos anteriormente na AF1 (Figura 6.5A e 6.5B). O contato é irregular e ondulado nos primeiros metros, com reentrâncias e domos de geometria convexa para baixo com cerca de 0,3 a 0,5 m de altura e diâmetro de 0,5 à 0,7 m que gradam para camadas horizontais e sub-horizontais com laminações planares milimétricas à centimétricas a medida em que se afasta da zona de contato (Figura 6.5A e 6.5B). Quando observado em planta, são caracterizadas por ondulações ou dobras suaves, côncavas e convexas, desarmônicas e com eixos axiais curvados (Figura 6.5C).

Ao microscópio a microfácies Dbm é caracterizada por uma alternância milimétrica de laminações claras e escuras, dispostas de maneira horizontal e sub-horizontal, lateralmente contínuas, por vezes irregulares e onduladas (Figura 6.6A). As laminações mais escuras são menos espessas, geralmente com espessura máxima de 500 µm e compostas por dolomita microcristalina além de micro (< 200 µm) e macropelóides (> 200 µm) (Figura 6.6B), enquanto que as laminações de coloração mais clara, são mais espessas, podendo alcançar 1200 µm de espessura, e são formadas por cristais de dolomita microespática (Figura 6.6C). Os pelóides são geralmente bem selecionados, subarrendados e arredondados, dominando formas elípticas e esféricas, e subordinadamente ovóides, podendo ocorrer isolados ou como partículas agregadas resultando em uma textura grumosa, dificultando sua caracterização individual. Porosidade fenestral de formas irregulares e tamanhos entre 400 à 800 µm ocorre associada as laminações microbianas seguindo uma orientação paralela a estas e são parcialmente preenchidas por cimento de calcita espática (Figura 6.6D). Quartzo autigênico com faces subédricas, retilíneas, e internamente com inclusões de dolomita ocorrem de maneira esporádica na fácies Dbm (Figura 6.6E).

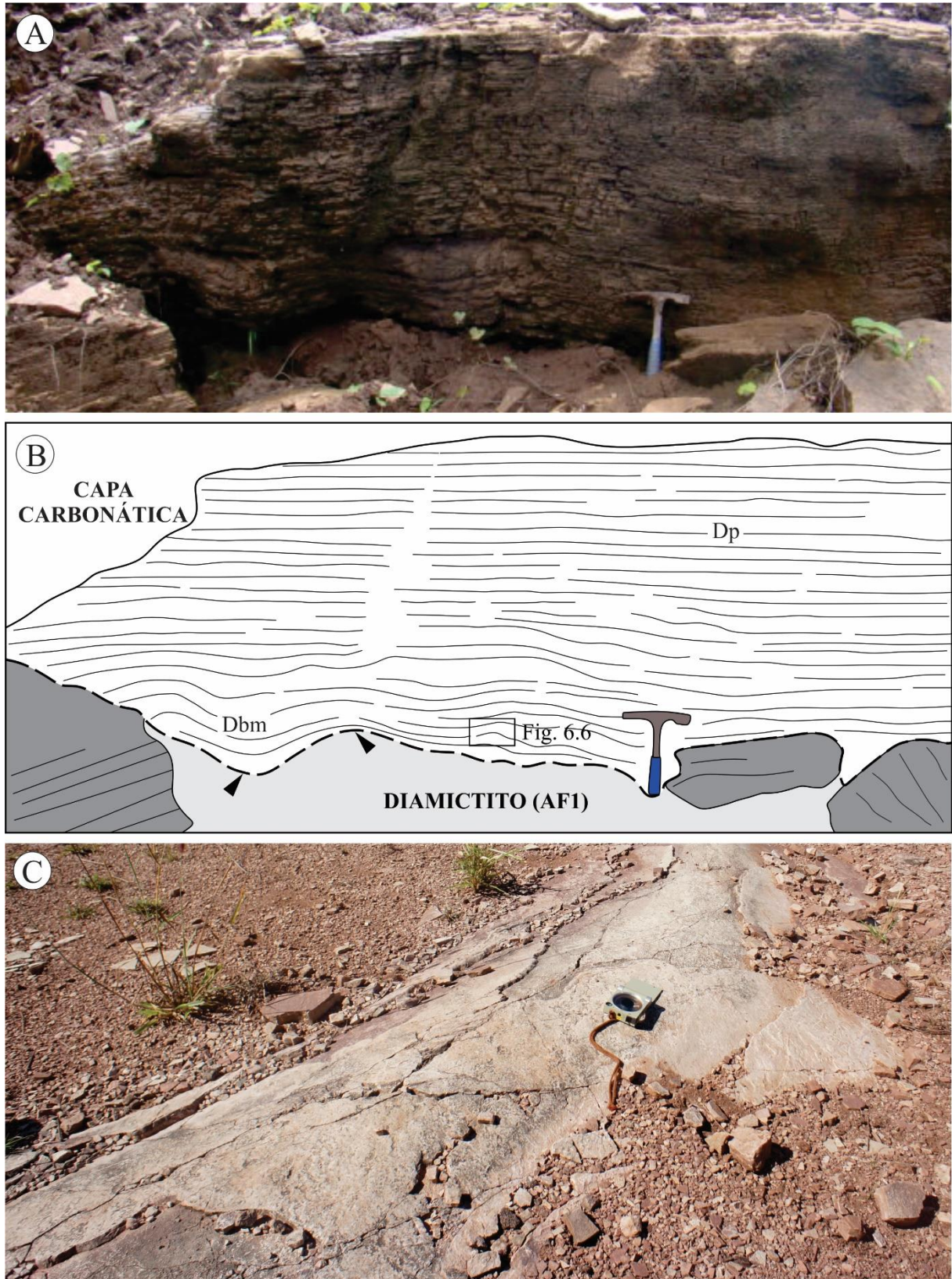


Figura 6.5 - Limite inferior da Formação Espigão d'Oeste. A) Zona de contato deformado e ondulado (setas pretas) entre os depósitos glácio-marinhos da AF1 (Formação Cacoal) e os dolomitos de capa da AF2 (Formação Espigão d'Oeste); B) Representação esquemática, notar as protuberâncias basais de geometria convexa para baixo e reentrâncias (fácies Dbm) que gradam verticalmente para dolomitos com laminação plano-paralela (fácies Dp); C) Vista em planta da deformação na base da capa carbonática.

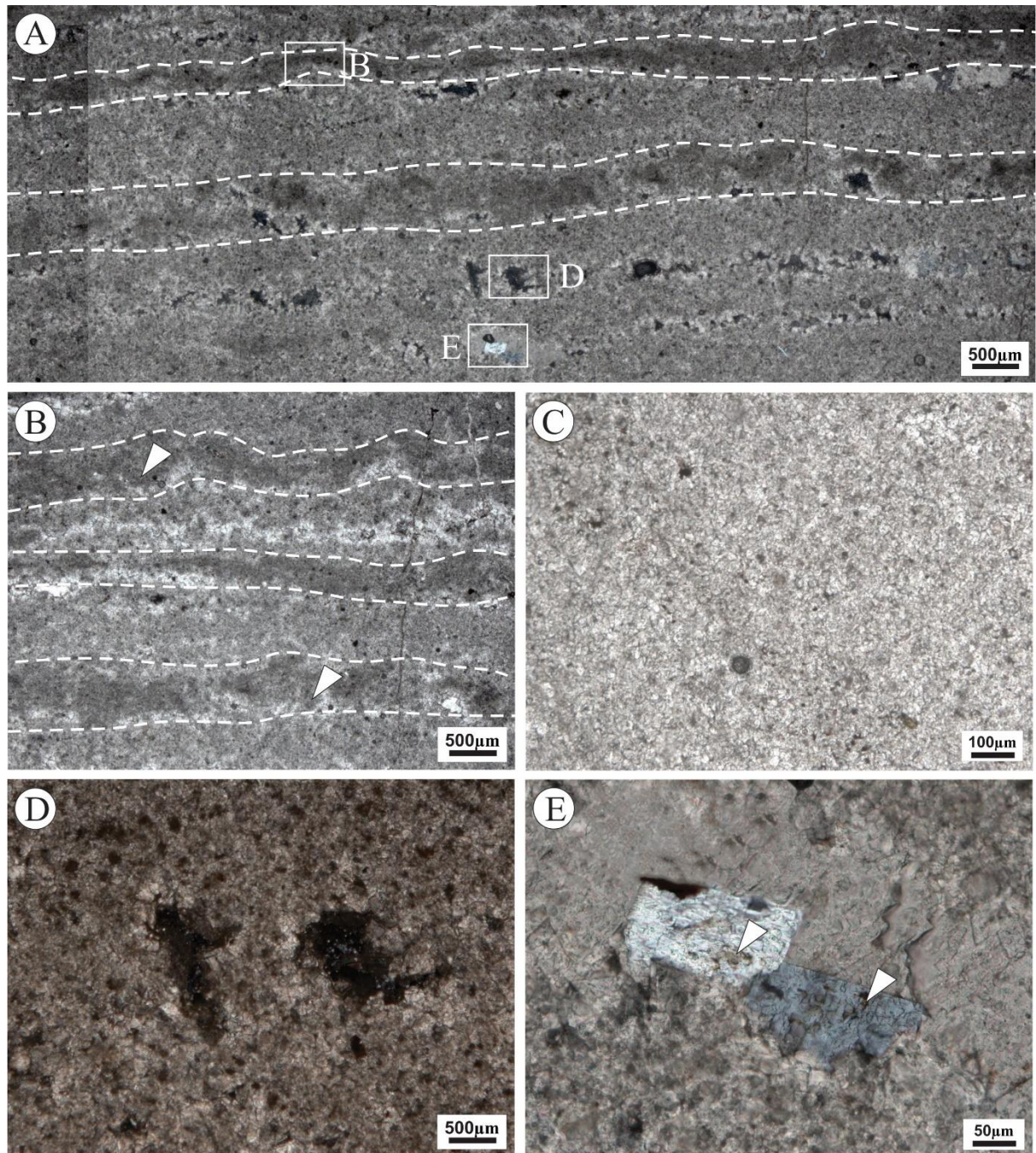


Figura 6.6 - Fácies/microfácies *doloboundstone* com laminação microbial (fácies Dbm). A) Laminação fina e irregular, caracterizada por dolomita xenotópica (cor clara) alternada por porções micríticas com abundantes pelóides; B) Detalhe das laminações (linhas tracejadas), notar a presença de pelóides aglomerados (setas brancas) compondo as laminações; C) Cristais anedrais e subedrais de dolomita microspática. D) Poros fenestrais concordantes e associados as laminações da fácies Dbm; E) Quartzo autigênico, exibindo faces retas e bem desenvolvidas e internamente ocorrem inclusões de dolomita (setas brancas).

Na porção intermediária e superior da AF2 predominam *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminação plano-parelela (fácies Dp), *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminação ondulada (fácies Do) e *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com laminação quasi-planar (fácies Dq). A facies Dp é caracterizada por camadas tabulares de dolomito de

coloração rosada (Figura 6.7A), finamente laminado exibindo laminações plano-paralelas milimétricas (Figura 6.7B). Em direção a porção superior da AF2, ocorre camadas centimétricas de *dolomudstone/dolopackstone* peloidal exibindo laminações suavemente onduladas (fácies Do) podendo gradar lateralmente para laminação com plana e com truncamentos de baixo ângulo (Figura 6.7C). A fácies Dq é formada por *dolomudstones/dolopackstones* rosados caracterizados pela presença de laminação quasi-planar que gradam lateralmente para truncamentos de baixo ângulo comumente inferiores < 5° (Figura 6.7D). Associado a fácies Dq ocorrem acumulações lenticulares de macropelóides (Figura 6.7E).

As laminações são constituídas por alternância milimétrica entre bandas mais delgadas, com cerca de 600 µm espessura, caracterizadas por micrito e micropelóides aglomerados com pouco ou nenhum cimento interpeloidal (Figura 6.8A), e laminações mais espessas com espessura de até 2000 µm, contendo micro e macropelóides separados por cimento xenotópico de dolomita interpeloidal (Figura 6.8B). Macropelóides constituem aglomerado de micropelóides (Figura 6.8C), são esféricos e subesféricos e variam de 5 a 2 mm de diâmetro, formando lentes entre as laminações com truncamentos (facies Dq). Porosidade do tipo *vug*, exibindo formas irregulares e dimensões variando entre 50 à 120 µm, e raramente poros interpeloidais (< 30 µm), ocorrem associadas as laminações mais espessas (Figura 6.8D). Cristais euédricos de dolomita podem preencher total ou parcialmente estes poros (Figura 6.8E). Além disso, calcita espática, óxido-hidróxido de ferro e quartzo autigênico, são outros tipos de cimento. Argilo minerais, normalmente impregnados por óxidos de ferro, são restritas aos planos de estilólitos.

Interpretação

A associação de fácies 2 é interpretada como produto da deposição em ambiente de plataforma marinha rasa sob influência de ondas. A ocorrência de níveis finamente laminados, com fábrica peloidal e porosidade fenestral associada a fácies Dbm, sugere a precipitação carbonática induzida por atividade microbiana (James *et al.* 2001; Pruss *et al.* 2010). Estas estruturas, seriam formadas pela captura e aprisionamento de partículas carbonáticas por esteiras microbianas formados por cianobactérias (Nogueira 2003; Pruss *et al.* 2010; Sansjofre *et al.* 2014). Bioconstruções com elevada quantidade de pelóides, são reconhecidas em muitas capas carbonáticas ao redor do mundo (James *et al.* 2001; Halverson *et al.* 2004; Corsetti & Grotzinger 2005; Hoffmam 2011; Bosak *et al.* 2013). As lâminas micríticas ou intervalos escuros (biofilmes), são provavelmente resultado de atividade microbiana, enquanto que os

intervalos mais claros correspondem a períodos de baixa atividade ou inatividade bioquímica (Pruss *et al.* 2010; Bosak *et al.* 2013). A ocorrência de porosidade fenestral concordante as laminações, pode ser atribuída desidratação de gás devido à degradação da matéria orgânica (Hardie 1977; Shin 1983; Tucker 1991). A presença de porosidade fenestral, apesar de ser considerada como diagnóstica de ambientes de perimará (Shin 1983; Kendall & Warren 1987) não foi aqui utilizada devido à ausência de outros indícios atribuídos a este ambiente, tais como, gretas de dissecação e moldes evaporíticos associados aos estromatólitos. Para Nogueira (2003) e Sansjofre *et al.* (2014) estes estromatólitos se desenvolveram no contexto de plataforma marinha, abaixo da ação de ondas de tempestade, porém dentro da zona eufótica. As fácies de *dolomudstones/dolopackstones* com laminação plano-paralela, quasi-planar e truncamento de baixo ângulo, reportam a ambientes onde predominam uma alternância de suspensão e fluxos oscilatórios produzidos pela ação de ondas. A presença de macropelóides associado às laminações com truncamentos de baixo ângulo sugerem ambiente de águas relativamente agitadas. A ocorrência de pelóides bem preservados é atribuída a rápida cimentação (Soares 2012).

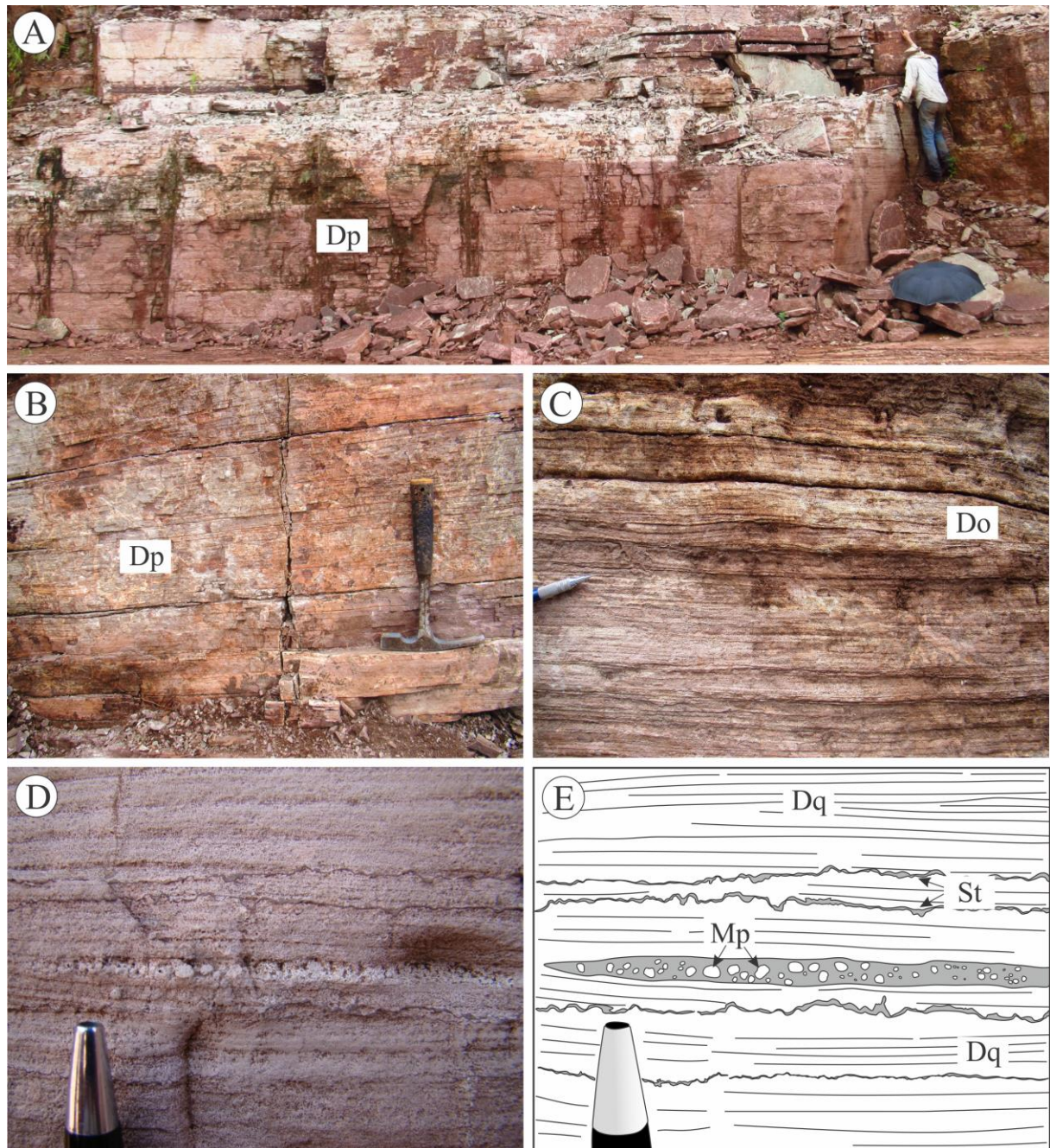


Figura 6.7 - Fácies *dolomudstone/dolopackstone* da AF2. A) Afloramento de dolomitos rosados com laminação plano-paralela (fácies Dp1) encontrados nas frente lava da mina da companhia de mineração de Rondônia – CMR; B) Detalhe dos dolomitos da fácies *dolomudstone/dolopackstone* com laminação plano-paralela (fácies Dp); C) Laminação suavemente ondulada com truncamentos de baixo ângulo; D) *Dolomudstone/dolopackstone* com laminação quasi-planar e truncamentos de baixo ângulo (fácies Dq); E) Representação gráfica de D, com destaque para as laminações e truncamentos de baixo ângulo (fácies Dq) e lente formada pelo acúmulo de macropelóides (Mp) associado a laminações quasi-planar e estilólitos (St).

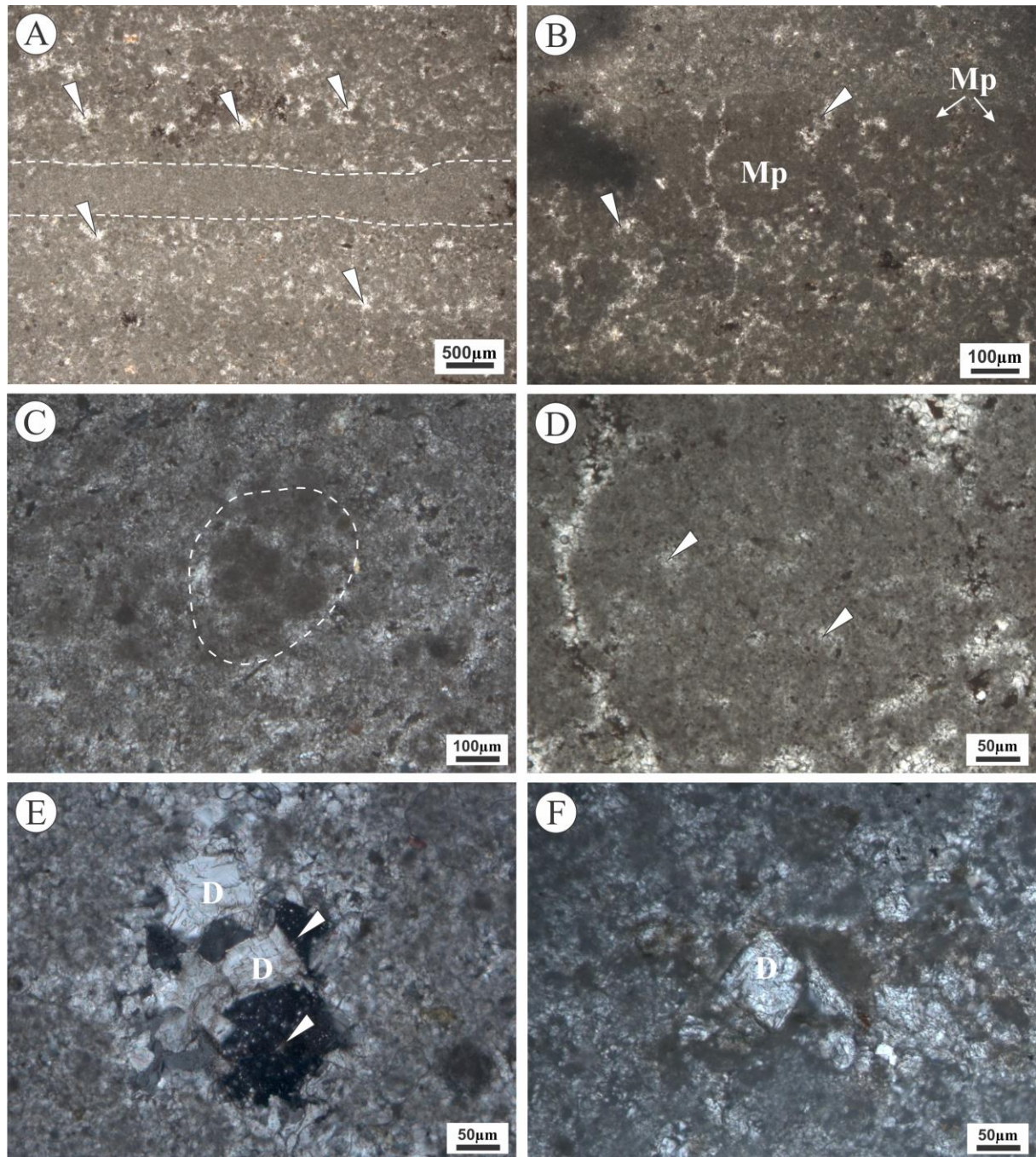


Figura 6.8 - *Dolomudstone/dolopackstones* da AF2. A) Aspecto laminado da fácies formada pela intercalação entre *dolomudstone* caracterizado por micrito e micropelóides aglomerados com pouco ou nenhum cimento interpeloidal e *dolopackstone* formado por micro e macropelóides separados por cimento xenotópico de dolomita interpeloidal (setas brancas); B) Micro e macropelóides (Mp) separados por cimento xenotópico de dolomita interpeloidal (setas brancas); C) Aglomerados de pelóides formando textura grumosa; D) Macropelóide com cimento dolomítico intrapartícula (setas brancas). E) Porosidade *vug* (setas brancas) parcialmente preenchida por dolomita romboedral (D); F) Dolomita romboedral (D) e micrito preenchendo poro.

6.1.4.2 - Associação de Fácies 3 (AF3): Laguna

A associação de fácies 3 (AF3) foi descrita em frentes de lavra de calcário da CMR, nos arredores do município de Espigão do Oeste. Esta associação possui cerca de 10 m de espessura e forma camadas tabulares e lateralmente contínuas por centenas de metros. O contato entre a AF2 e AF3 é gradacional, caracterizado pelo aparecimento dos dolomitos rosados e subordinadamente acinzentados intercalado com níveis pelíticos de coloração enegrecida, constituindo a fácies *dolomudstone/dolopackstone* peloidal com terrígenos (fácies Dt) (Figura 6.9A e 6.9B). Horizontes milimétricos de calcita fibrosa ocorrem associados aos depósitos da fácies Dt. No topo das camadas de ritmitos marcas onduladas podem ser encontradas. Em direção ao topo da sucessão ocorre o aumento do conteúdo de siliciclásticos, evidenciado pelos depósitos de siltitos avermelhados com laminação plano paralela (fácies Sl) (Figura 6.9C). Nos dolomitos, laminações plano-paralela (Figura 6.9A), localmente ondulada (Figura 6.9B) são suas principais estruturas. As laminações são formadas pela alternância milimétrica de dolomita microcristalina ($< 10 \mu\text{m}$) e bandas de dolomita microespática constituída por cristais subtranslúcidos com dimensões variando entre 10 à 20 μm (Figura 6.9D). Micro ($< 20 \mu\text{m}$) e macropelóides ($> 20 \mu\text{m}$) são os principais constituintes do arcabouço da rocha (Figura 6.9E). Os pelóides são micríticos, comumente subarredondadas e arredondadas, apresentam formas esféricas, elipsoidais e ovóides, podendo ocorrer isolados ou ainda aglomerados (textura grumosa). O cimento interpeloidal é caracterizado por cristais de dolomita xenotópica. Quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, chert, micas, e argilo minerais ocorrem associados e concordantes as laminações (Figura 6.9F) e/ou ainda, concentrados em planos de dissolução (Figura 6.9G). Poros interpartícula, e principalmente poros *vug*, são os mais abundantes e geralmente preenchidos por romboedros de dolomita e por cristais equigranulares de calcita espática. Sílica microcristalina também pode estar associada e ocorrer como preenchimento destes poros.

Interpretação

A ocorrência de camadas tabulares, lateralmente contínuas por centenas de metros, formadas por intercalações rítmicas de espessura milimétricas constituída por dolomito-silito sucedidos por siltitos avermelhados com laminação plano paralela, são sugestivos de condições deposicionais de ambientes de baixa energia, tais como ambientes lacustres/marinho restrito desenvolvidos após o recuo das geleiras. A grande quantidade de pelóides constituídos por dolomita microcristalina e lama carbonática nos *dolomudstone* pode

estar associado a processos bionduzidos a partir da atividade de bactérias redutoras de sulfato (Riding 2000; James *et al.* 2001; Renaut & Gierlowski-Kordesk 2010; Soares 2012). A alternância entre finas camadas caracterizados por *dolomudstones* separadas por siltitos/pelitos marrons e avermelhados associados com marcas onduladas no topo podem representar correntes de turbidez dentro de ambientes lacustres (Kennedy 1996; Williams *et al.* 2008). A presença de horizontes milimétricos de calcita fibrosa é interpretada como produto de ciclos evaporíticos. No topo da sucessão a ocorrência de um espesso pacote de terrígeno, indica um significativo aumento do influxo de material siliciclástico para o sítio deposicional, o que possivelmente inibiu a precipitação de lama carbonática.

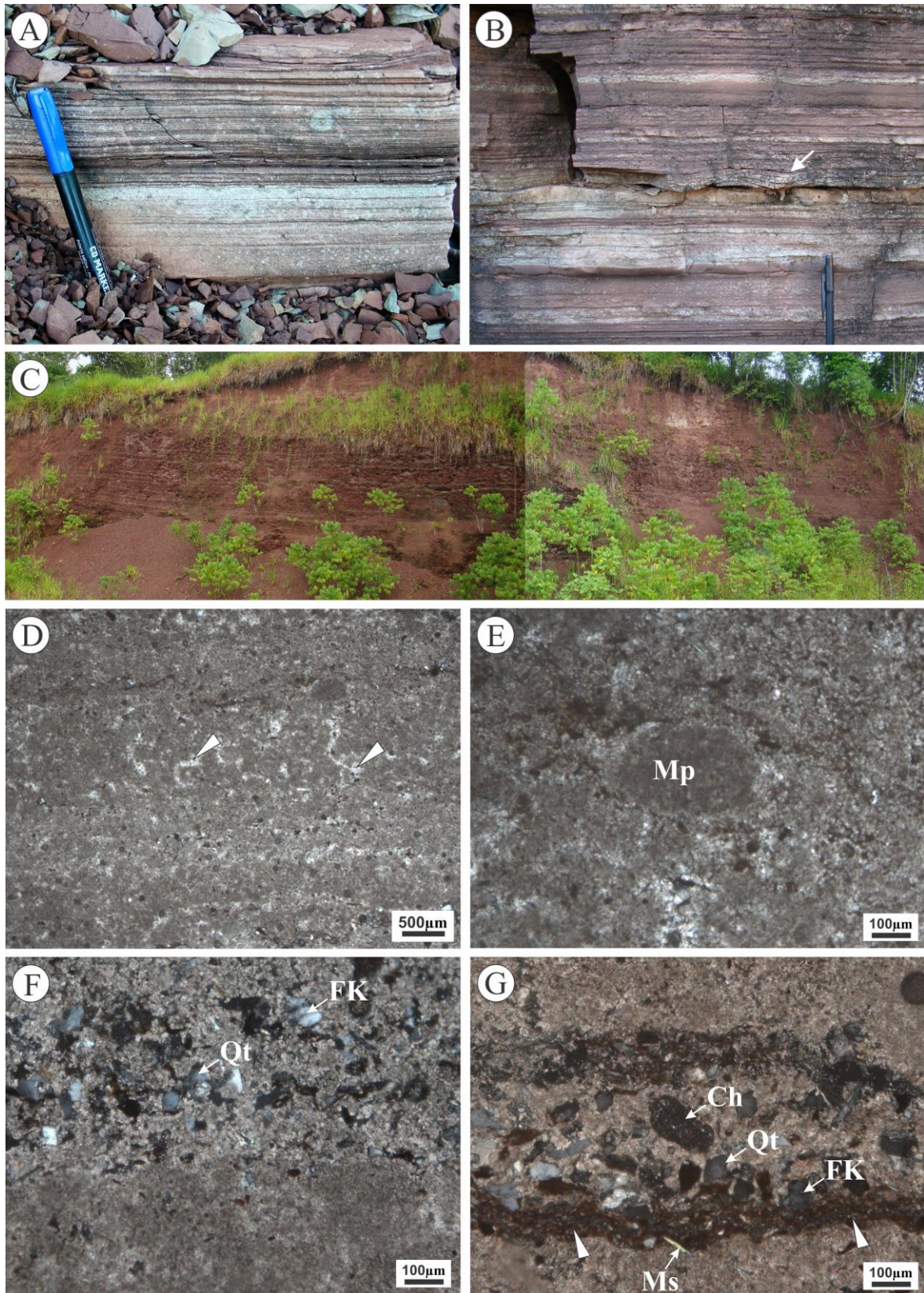


Figura 6.9 - Depósitos da AF3. A) Fácies Dt com laminação plano-parela; B) Fácies Dt com laminação ondulada (seta branca); C) Siltitos avermelhados com laminação plano paralela; D) Pelóides individualizados por cimento equidimensional de dolomita xenotípica (setas brancas); E) Detalhe de macropelóide (Mp); F) Dolomito com níveis de grãos terrígenos; E) Planos de dissolução (setas brancas) contendo terrígenos. (Ch – chert, Ms – muscovita, Qt – quartzo, Fk – feldspato potássico).

6.1.5 - FORMAÇÃO PIMENTA BUENO

6.1.4.1 - Associação de Fácies 4 (AF4): Glácio-marinho/glácio-deltaico

A associação de fácies 4 (AF4) é caracterizada por diamictitos, pelitos e arenitos que afloram descontinuamente ao longo da rodovia estadual RO-482 e nas proximidades do município de Espigão do Oeste e Pimenta Bueno (Figura 1.1). Esta associação representa a porção basal da Formação Pimenta Bueno, e assenta sobre os depósitos de plataforma carbonática e laguna, respectivamente, representados pela AF2 e AF3 da Formação Espigão d'Oeste (Figura 6.2). O contato entre as duas unidades é caracterizado por uma superfície discordante e erosiva que aflora na borda nordeste do Grabén Pimenta Bueno.

A AF4 compreende as fácies de diamictitos maciços (Dm), arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), arenito maciço (Am), arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc), siltito laminado (Sl) e pelito laminado e maciço com *dropstones* (Pld). A fácies Dm é composta por matriz siltico-argilosa de coloração arroxeada (Figura 6.10A), sustentando clastos angulosos e subangulosos (Figura 6.10B), raramente arredondados, por vezes, facetados, estriados e fraturados (Figura 6.10C) com dimensões e composição diversificadas, distribuídos sem orientação preferencial na matriz. A dimensão dos clastos varia desde milimétrica até centimétrica (>10 cm de diâmetro) e sua composição inclui fragmentos de granitos (Figura 6.10A), gnaisses, xistos, arenitos, siltitos (Figura 6.10B), rochas vulcânicas básicas, além de e outros litotipos indiferenciados. Associado aos diamictitos da fácies Dm ocorrem as fácies Pld e Sl. A fácies Pld é constituída por espessos pacotes pelíticos de cor arroxeada, laminados e eventualmente maciços, comumente exibindo proporções variadas de clastos e seixos caídos pingados centimétricos (Figura 6.10D). Os clastos disseminados presentes na fácies Pld tem composição semelhante aos encontrados na fácies Dm. A fácies Sl é caracterizada por camadas tabulares centimétricas e geralmente exibindo extratificação plano-paralela, ocasionalmente com *dropstones* centimétricos (Figura 6.10E). Lentes de arenito fino maciço boudinadas com comprimento máximo de até 6m e espessura variando entre 0,15 à 0,6m são encontrados imersos na fácies Dm (Figura 6.11A e 6.11B).

Sobrepondo em contato gradual as fácies Dm, Sl e Pld, ocorrem camadas de arenitos finos a grossos com geometria lobada, podendo exibir intercalações com corpos lenticulares de pelitos da fácies Pld, formando ciclos com padrões caracterizados pelo aumento da granulometria (*coarsening upward*) e aumento da espessura das camadas de arenito em direção ao topo da sucessão (*thickening upward*) (Figura 6.11A). Internamente os lobos são formados predominantemente por arenitos maciços (fácies Am) e de maneira subordinada por

arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) (Figura 6.11A e 6.11C). A fácies Asg é constituída por arenitos finos a grossos, agrupados em *cosets* com espessura entre 20-80 cm de espessura e *foresets* de baixo ângulo na sua parte inferior (Figura 6.11C). Localmente, na base dos lobos, podem ocorrer camadas centimétricas de arenitos finos de coloração esbranquiçada, quartzosos, composto por grãos subangulosos de granulação fina e bem selecionados, exibindo laminações cruzadas cavalgantes (fácies Alc). Pequenas lenticularizações e acúmulos de areias grossas e conglomeráticas (*dump structures*), além de seixos e clastos centimétricos disseminados na forma de *dropstones* (Figura 6.11D e 6.11E) são observadas dentro dos lobos sigmoidais. Falhas subverticais de rejeito centimétrico e de natureza sinsedimentar, e estruturas deformacionais associadas a escape de fluidos são observadas na base das camadas (Figura 6.11F).

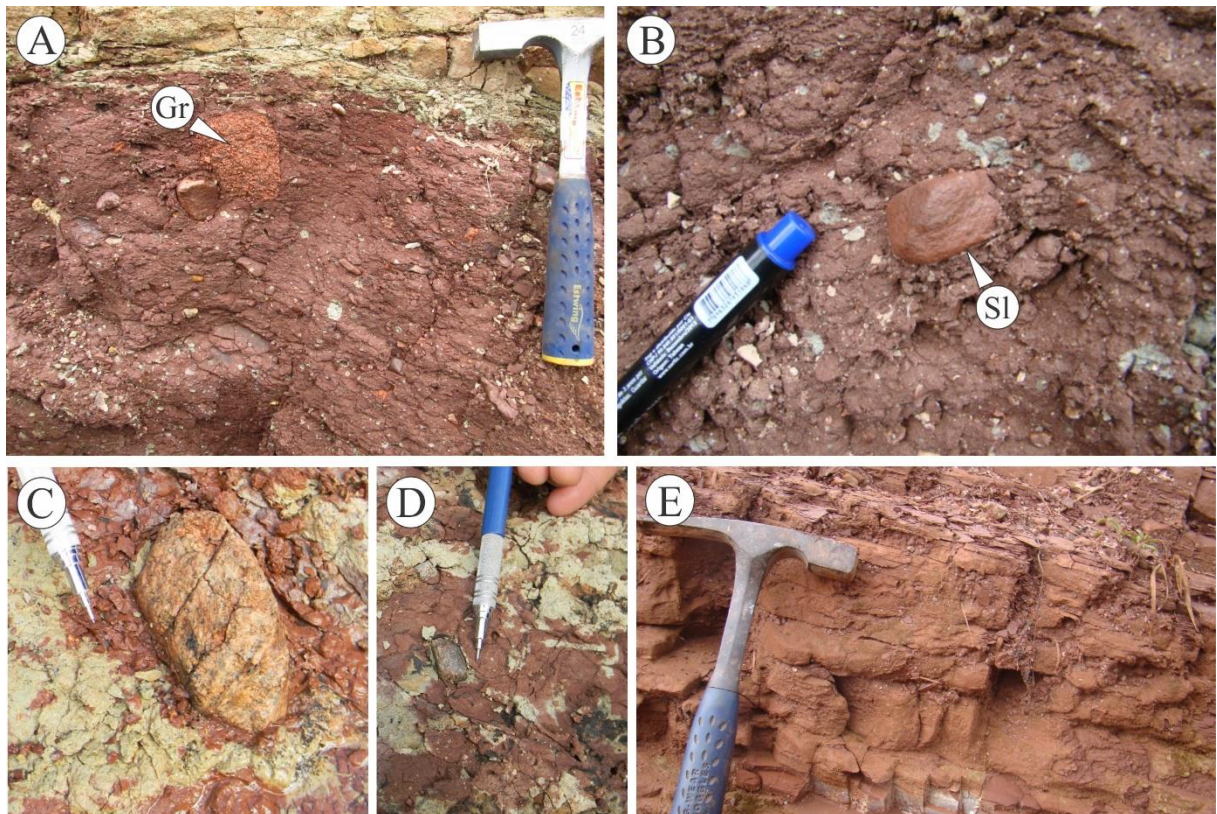


Figura 6.10 - Diamictitos maciços e pelitos da AF4. A) Fácies Dm apresentando matriz siltico-argilosa de coloração arroxeada, sustentando clastos angulosos e subangulosos, com destaque para a presença de clastos de variadas dimensões e composição; B) Fácies Dm com clasto subangulosos de siltito (Sl); C) Fragmento de rocha granítica facetado e fraturado; D) Clasto centimétrico de rocha vulcânica disseminado na fácies Pld; E) Siltito laminado (fácies Sl).

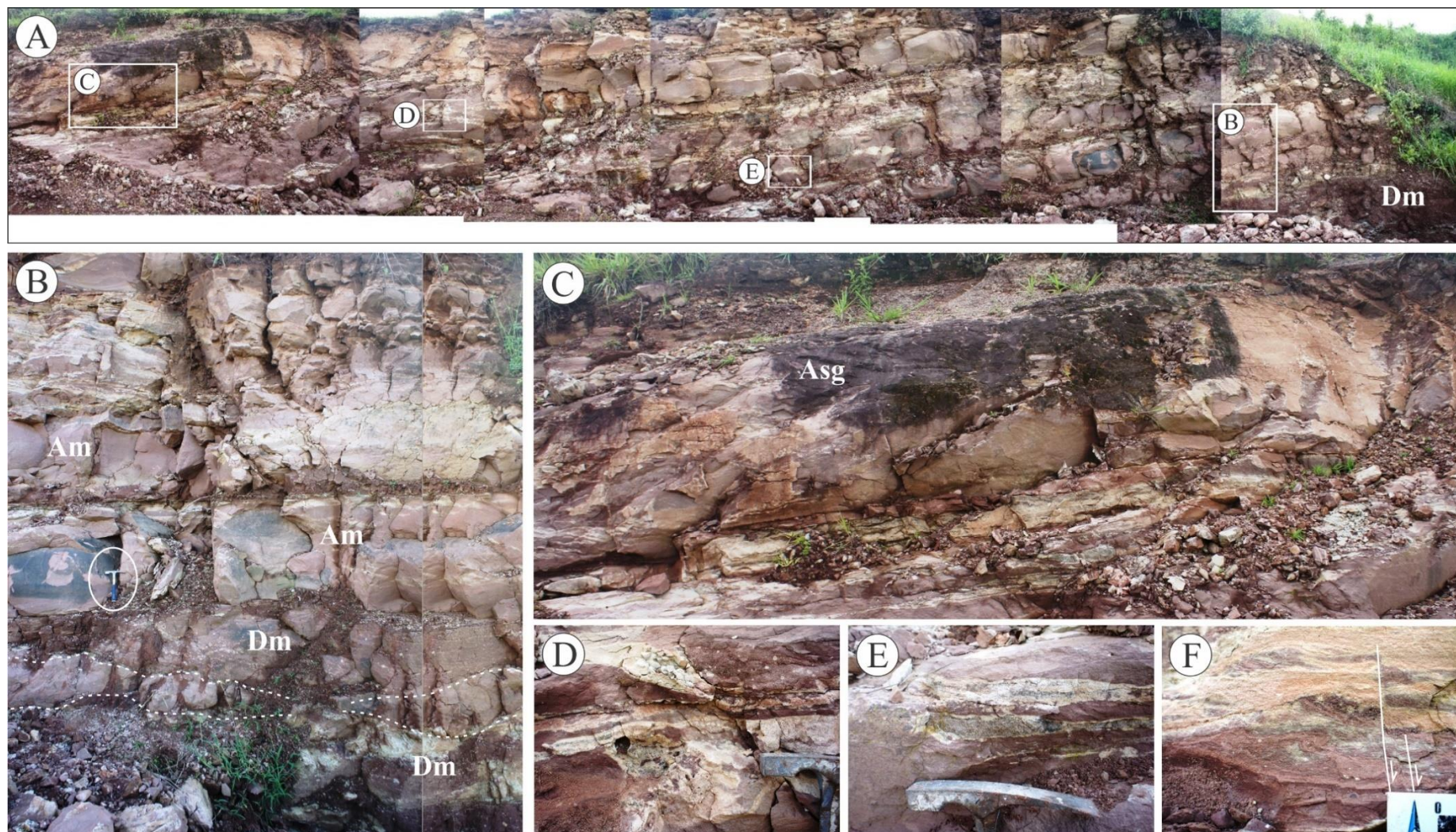


Figura 6.11 - Depósitos de deltas de degelo (*melt-out delta*). A) Lobos sigmoidais progradacionais sobrepondo os diamictitos glaciais (Dm); B) Lentes de arenito maciço deformado (linha pontilhada) dentro dos diamictitos maciços (Dm) sobrepostos por camadas de arenitos maciços (Am). C) Detalhe mostrando arenitos com estratificação cruzada sigmoidal; D) e E) Acumulações de arenitos grossos (dump structures) dentro dos lobos sigmoidais; F) Falha sinsedimentar de pequena escala.

Interpretação

Os depósitos da AF4 são interpretados como depósitos glácio-marinhos/glácio-deltáicos desenvolvidos durante ciclos de avanço e recuo da geleira e/ou alternância de períodos de maior e menor descarga de água de degelo. A presença de extensos depósitos de diamictitos maciços, intercalados com lobos deltaicos descritos na AF4, além de pelitos com quantidade variável de clastos disseminados são atribuídos ao derretimento de plataformas de gelo flutuantes (*ice-raft*) ou *icebergs* que liberam os sedimentos incorporados pelo gelo (*rain out*) (Eyles *et al.* 1985; Powell 1990; Eyles 1993; Eyles & Eyles 2010). Depósitos de *rain out* são bem conhecidos em uma variada gama de ambientes, desde lagos a ambientes glácio-marinhos (Brodzikowski & Van Loon 1991). Apesar da considerável dificuldade em se distinguir *ice-raft deposits* de ambientes lacustres daqueles depositados em ambiente marinho, estes últimos, são incomparavelmente mais extensos e espessos (Brodzikowski & Van Loon 1991). Dessa forma, os diamictitos e pelitos descritos na AF4 são interpretados como resultado de processos de chuva de detritos, em condições marinhas dada sua ampla ocorrência e espessura considerável dessa associação.

Diamictitos com lentes de arenito maciço deformada e rompida são evidências de ressedimentação por deslizamento ou escorregamento de massa (*slumps*). Estes processos ocorrem devido à remobilização de depósitos preexistentes declive abaixo, quando o limite suportado pela gravidade é ultrapassado. Neste caso, a deformação também pode ter sido causada pela densa carga sedimentar depositada abruptamente (ambiente glácio-marinho proximal). A relação estratigráfica indicada pela presença de diamictitos sobrepostos gradualmente por lobos sigmoidais progradantes, sugerem que o ambiente deposicional foi influenciado pela variação da energia associada ao aumento ou diminuição de descarga de água proveniente da fusão do gelo em uma frente delta (Eyles & Eyles 2010). O aumento granulométrico (*coarsening upward*) e o espessamento ascendente (*thickening upward*) das camadas de areia associada ao padrão geométrico em forma de lobo sigmoidal, pode indicar o aumento do suprimento sedimentar das fontes alimentadoras desta fácies, provavelmente indicando um empilhamento progradacional. A deposição por correntes subaquosas de água de degelo envolve fluxos contínuos de alta energia, que depositam a fração mais grossa sob a forma de lobos (Assine & Vasely 2008). A presença de laminações cruzadas na base dos lobos sigmoidais indica que os sedimentos foram transportados não somente como suspensão, mas também como carga de fundo sendo rapidamente depositadas (Brodzikowski & Van

Loon 1991). Essa fácies registraria momentos de aumento súbito da descarga, provavelmente num contexto deltaico alimentado por água de degelo.

6.1.4.2 - Associação de Fácies 5 (AF5): Face litorânea inferior dominada por tempestade

O registro da associação de fácies 5 (AF5) foi descrita nas margens da rodovia RO-482 (Figura 1.1A) onde alcançam cerca 7 metros de espessura e compreende depósitos heterolíticos formados por pelitos e arenitos intercalados (Figura 6.12). Em direção ao topo da associação há o aumento da razão arenito/pelito, bem como na granulometria do sedimento. Os depósitos da AF5 são lateralmente contínuos por centenas de metros e exibem camadas onduladas e/ou lenticulares (plano-côncavas), localmente modificada por falhas, que por vezes causam descontinuidades e deslocamentos centimétricos do acamamento original (Figura 6.12). Os arenitos possuem coloração avermelhada, granulometria fina a média, bem selecionados, subarredondados a arredondados, arranjados em camadas com espessura de até 0,6 m e individualizados por camadas de pelitos arroxeadas, comumente laminadas que variam desde camadas milimétricas até centimétrica de espessura (Figura 6.12).

A AF5 é composta predominantemente pela fácies arenito com estratificação cruzada *hummocky* (Ah) e subordinadamente, pelas fácies arenito com estratificação plano-paralela (Ap), arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc) e pelito laminado (Pl). Os arenitos formam camadas comumente em padrão *pinch-and-swell* (Figura 6.13A e 6.13B) e são internamente formados por estratificação cruzada *hummocky* (fácies Ah) que gradam lateralmente para estratificação plano-paralela (fácies Ap), podendo exibir truncamentos de baixo-ângulo (Figura 6.13C e 6.13D). Lineação de partição pode ocorrer associado aos arenitos da fácies Ap (Figura 6.14A). Marcas onduladas simétricas e assimétricas, por vezes, estão presentes no topo das camadas de arenito (Figura 6.14B e 6.14C). Associados a estas, ocorrem gretas do tipo sinerese (*synaeresis crack*) com morfologia irregular, formando feições poligonais irregulares (Figura 6.14D), incompletas (Figura 6.14E), sinuosas e também com geometria fusiformes e descontínuas (Figura 6.14F). A base das camadas de arenitos é ondulada e raramente marcas de sola (*sole marks*) podem ser observadas (Figura 6.14G). De maneira localizada, algumas camadas mais espessas de arenitos exibem estruturas associadas a deformação de sedimentos inconsolidados e semiconsolidados na forma de rompimento abrupto da camada de areia (Figura 6.14H) e estruturas de sobrecarga em forma tipo *balls and pillows* (Figura 6.14I).

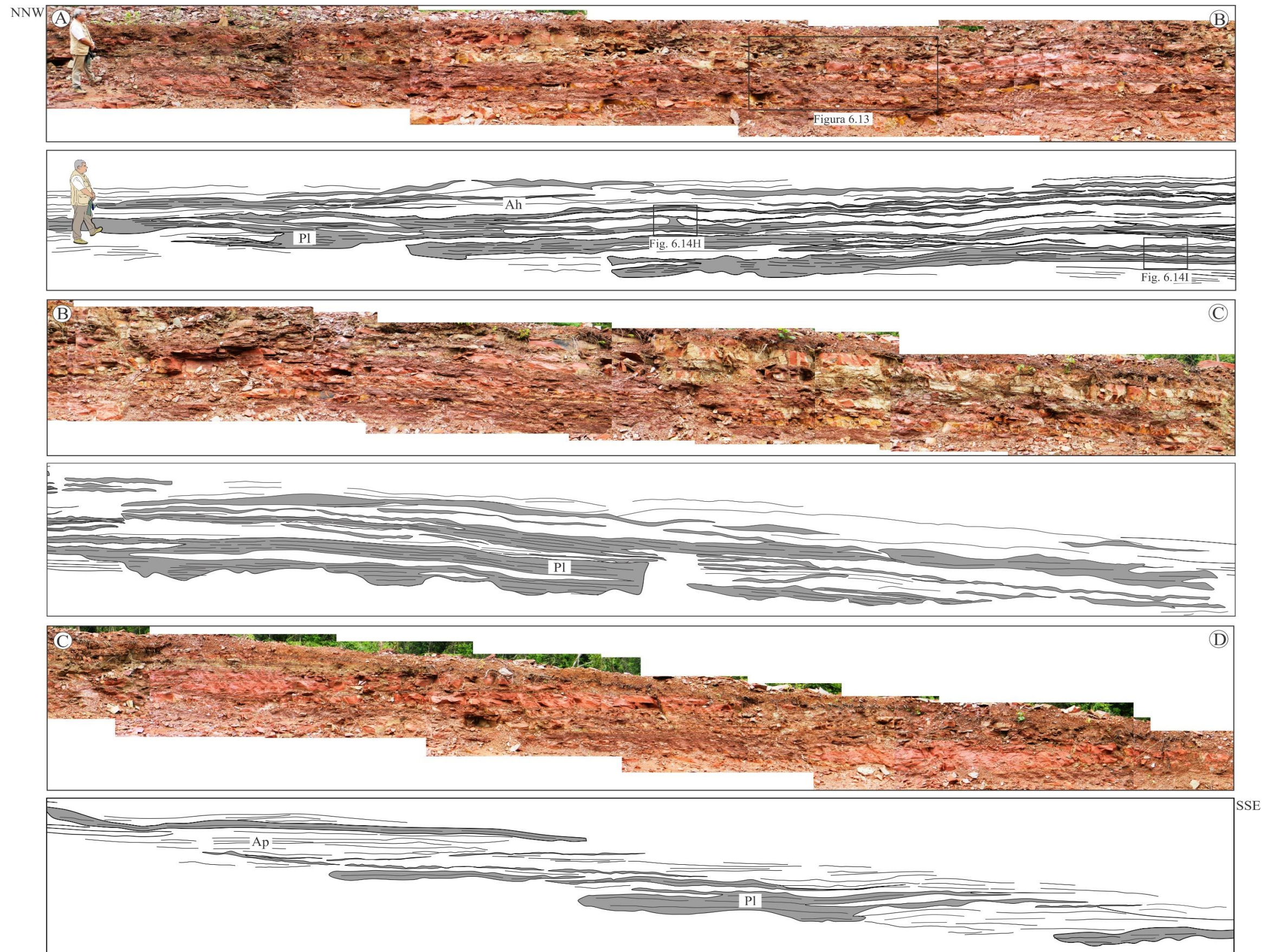


Figura 6.12 - Depósitos heterolíticos e lateralmente contínuos formados por pelitos laminados (fácies Pl) intercalado com arenios finos com estratificação cruzada *hummocky* (fácies Ah) e estratificação plano-paralela (fácies Ap).

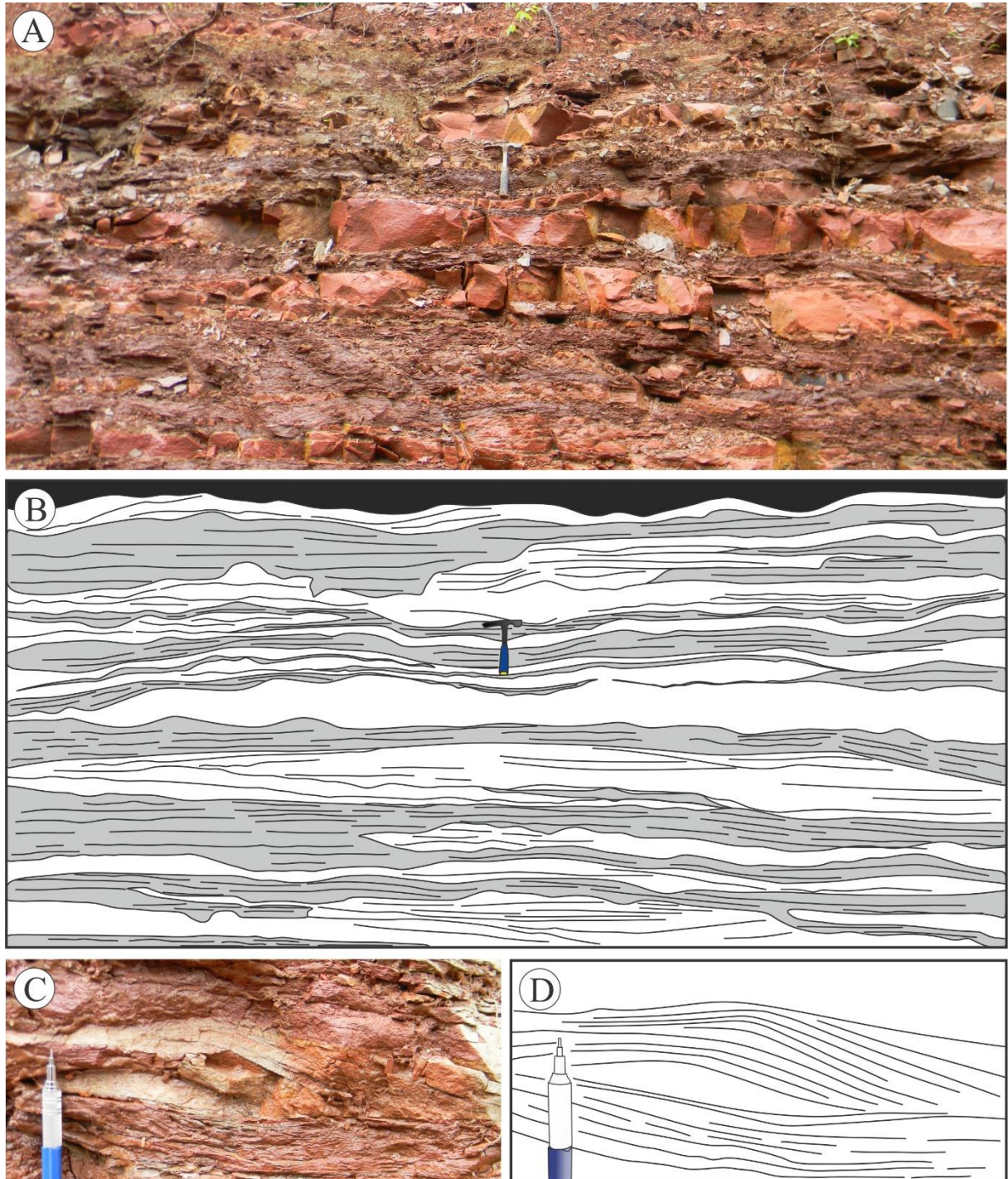


Figura 6.13 - Arenitos com estratificação cruzada *hummocky*. A) Camadas heterolíticas formadas por arenitos finos exibindo padrão em *pinch and swell* e pelitos intercalados. B) Representação esquemática de A; C) Detalhe da estratificação cruzada *hummocky*, notar a laminação interna arqueada; D) Representação esquemática de C.

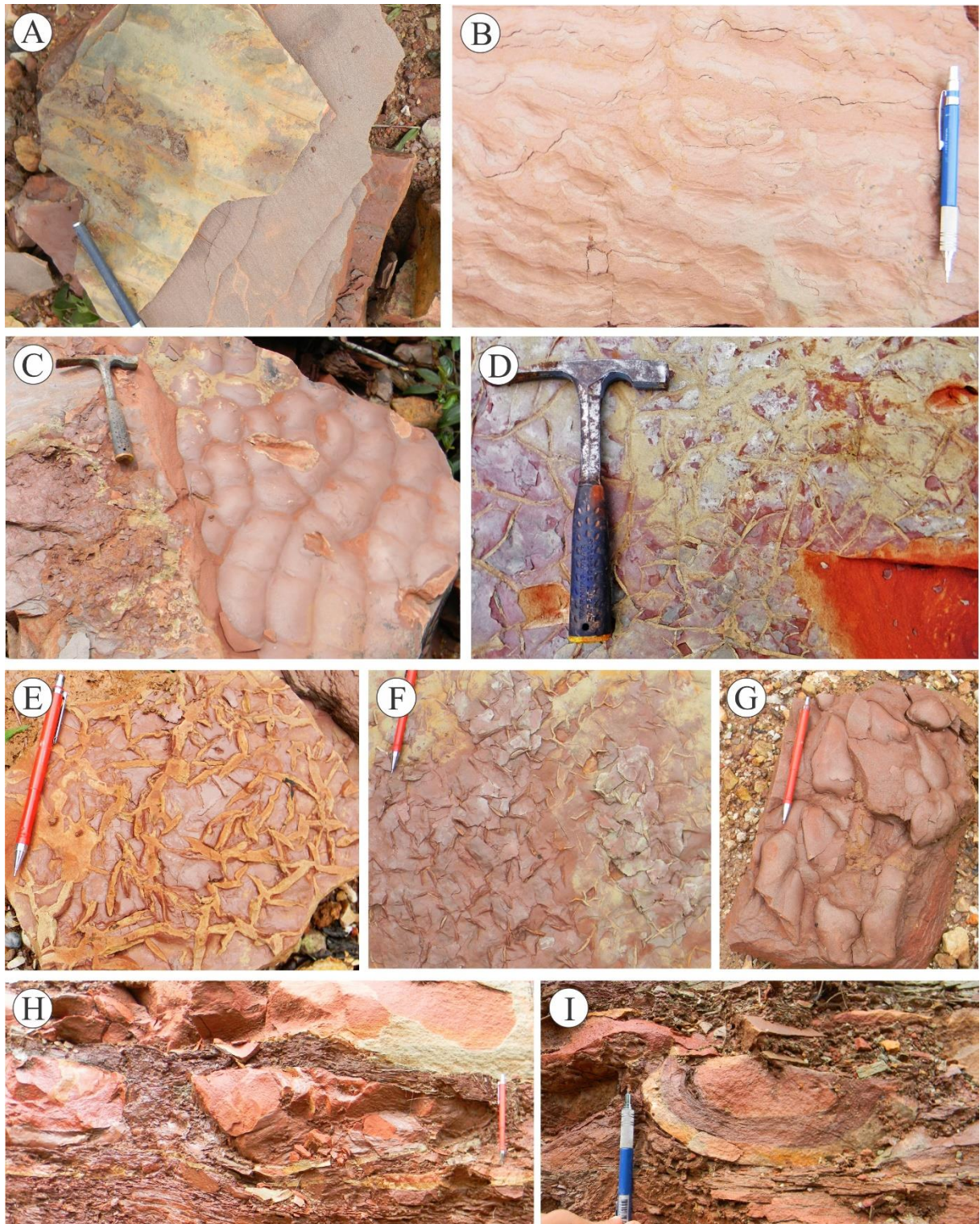


Figura 6.14 - Principais características faciológicas dos depósitos da AF5. A) Fácies Ap com lineação de partição no topo da camada; B) Marca ondulada associada as camadas da fácies Ah; C) Marcas onduladas assimétricas desenvolvidas no topo das camadas de arenito; D) Gretas de contração com polígonos com faces irregulares; E) Gretas de contração formando polígonos incompletos; F) Gretas de contração de geometria fusiformes e descontínua; G) Marcas de sola (*sole marks*); H) Camadas de arenito maciço rompidas; E) Estruturas de sobrecarga do tipo *ball-and-pillow*.

Interpretação

Os depósitos arenosos com espessura decimétrica, granulometria fina a média, com acamamento ondulado evidenciando adelgaçamento e espessamento sistemático das camadas de areia (*pinch-and-swell*) e internamente exibindo estratificação cruzada *hummocky* intercalados com camadas pelíticas foram interpretados como depósitos gerados a partir de fluxos predominantemente oscilatórios induzidos por ondas de tempestades episódicas (Harms *et al.* 1975; Dott & Bourgeois 1983; Duke 1985; Dumas & Arnot 2006).

O aspecto heterolítico caracterizado pela intercalação entre camadas de pelitos e arenitos com estratificação cruzada *hummocky* sugerem a recorrência de eventos de tempestades. Adicionalmente, camadas de arenito fino e bem selecionado com laminação plano-paralela exibindo lineação de partição formada por transporte rápido de sedimento em regime de fluxo superior são associados a condições de tempestades. Durante os períodos pós-tempestade e em condições de bom tempo, e de menor energia, foram depositadas as camadas de pelitos da fácies Pl (Dott & Bourgeois 1983). O aumento da razão arenito/pelito em direção ao topo dos tempestitos sugere ciclos de raseamento associado a progradação. A presença de deformação na interface arenito/pelito sugere que a deposição das camadas arenosas foi suficientemente rápida e com alta taxa de suprimento sedimentar para causar deformações em sedimentos não compactados por liquefação (Allen 1982).

Embora incomum, a ocorrência de sineréses em depósitos plataformais siliciclásticos dominado por onda de tempo bom e tempestades tem sido documentada em diversas unidades de idades distintas ao redor mundo (Gehling 2000; Vakarelov *et al.* 2012; Eoff 2014; Tarhan *et al.* 2015). Gretas do tipo sineréses não requerem a exposição subaérea para sua formação e são formados na interface água sedimento ou dentro da camada (Plummer & Gostin 1981; Pratt 1998; Harazim *et al.* 2013). Apesar de sua abundância e da ampla utilização na interpretação de fácies, o mecanismo de formação dessa estrutura ainda é controverso e uma explicação largamente aceita é até agora ausente (Harazim *et al.* 2013). Segundo Plummer & Gostin (1981) a maioria das sineréses são formadas a partir da compactação dos sedimentos e/ou pela sobrecarga induzida pela sobreposição arenito/pelito. Para os depósitos da AF5 a presença de estruturas de sobrecarga formadas na interface arenito/pelito ocorre associadas a sineréses e corroboram esta ideia. Outro possível mecanismo gerador para gretas sineréses nos depósitos de face litorânea inferior dominada por tempestades registrados em Rondônia são as discutidas em Pratt (1998), o qual atribui esta estrutura a movimentos de massa causados por abalos sísmicos produzindo o efeito vibracional.

6.1.4.3 - Associação de Fácies 6 (AF6): Face litorânea superior dominada por tempestade

A AF6 foi descrita nas margens da rodovia RO-482 onde alcançam cerca de 5 metros de espessura e algumas dezenas de metros de extensão lateral. AF6 compreende a fácies arenito com estratificação cruzada *swaley* (fácies As) e arenito com laminação plano paralela (fácies Ap). A fácies As é caracterizada por arenitos avermelhados de granulometria fina a média, bem selecionado, organizados em camadas comumente amalgamadas com espessura centimétrica, exibindo acamamento com topo e base ondulada em padrão *pinch-and-swell* e *scours* de pequena escala (Figura 6.15A). As estratificações cruzada *swaley* (fácies As) são de pequeno a médio porte caracterizadas por um comprimento de onda de até 4 m e 0,3 m de amplitude. Os *foresets* apresentam inclinação suave e laminação de baixo ângulo em geral inferiores a $<15^\circ$ (Figura 6.15B). Depósitos da fácies As gradam lateralmente para arenitos finos e bem selecionados com laminação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo (fácies Ap).

Interpretação

A estratificação cruzada *swaley* é considerada uma variação da estratificação cruzada *hummocky* sendo intimamente associada a esta última e, portanto, considerada como diagnóstica de antigos depósitos de tempestades em condições marinhas rasas (Dott & Bourgeois 1983; Cheel & Leckie 1993; Datta *et al.* 1999). A presença de arenitos médios e bem selecionados contendo estratificação cruzada *swaley* (fácies As) são largamente atribuídas ao registro de ambientes marinhos rasos sujeitos a ação de ondas de tempestades (Leckie & Walker 1982; Duke 1985). A formação preferencial de *swales* e ocorrência esporádica de *hummocky* pode ser atribuída a baixa taxa de agração devido a baixa razão deposição/transporte que normalmente ocorre em ambiente marinho raso durante tempestades (Dumas & Arnot 2006). A passagem lateral entre as estratificações cruzadas *swales* para laminações plano-paralelas (fácies Ap) e com laminações exibindo truncamentos de baixo ângulo, são atribuídos a ação de fluxos combinados associados a ondas de tempestades (Arnott & Southard 1990; Tucker 2003). A elevada razão arenito/pelito, com o predomínio de corpos arenosos amalgamados apresentando estratificação cruzada *swaley* com essas estruturas sugerem ambiente deposicional litorâneo proximal /superior, situado acima do nível de ação de ondas de tempo bom, influenciando por ação constante de ondas tempestades (Leckie & Walker 1982).



Figura 6.15 - Fácies litorânea dominada por ondas de tempestades. A) Arenitos com estratificação cruzada *swaley* (As) em camadas de geometria caracterizada por adelgaçamento e espessamento sistemático das camadas de areia e ainda para o desenvolvimento de pequenas *scours* (setas brancas) preenchidas por arenitos com laminação plano paralela; B) Truncamento de baixo ângulo com passagem gradual para laminações plano paralelas no topo.

6.1.4.4 - Associação de Fácies (AF7): Submaré

Esta associação compreende os depósitos descritos ao longo da rodovia estadual RO-482 (Figura 1.1). O registro da AF7 é constituído por uma sucessão de estratos tabulares, com topo e a base geralmente planas e retas, lateralmente contínuos por centenas (> 100 m) de metros e espessura máxima de cerca de 12 m, compostos por intercalações rítmicas de pelitos/arenito arroxeados e arenitos de coloração avermelhada, granulometria fina a média, subarredondados e mal selecionados (Figura 6.16). Falhas verticais e subverticais com rejeitos

centimétricos causam deslocamentos e interrupções do acamamento original. A AF7 é formada pelas fácies de pelito laminado (Pl), ritmitos arenito/pelito (Rap), arenito com estratificação cruzada tangencial (Atg), arenito com estratificação/laminação plano paralela (Ap) e arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc). As fácies de pelitos laminados (Pl) e intercalações rítmicas e milimétricas da fácies arenito/pelito (Rap) são dominantes na porção inferior da associação e comumente exibem laminações plano paralelas e acamamento do tipo *wavy*, *linsen*, *flaser* (Figura 6.17C e 6.17D).

Os estratos arenosos (*master bedding*) apresentam cerca de 0,6 m de espessura e são individualizados por camadas de pelitos (fácies Pl) e também por intercalações de arenito/pelitos (fácies Rap) (Figura 6.17C). Internamente predominam arenitos finos a médios com estratificações cruzadas tabulares e tangencias (Atg) (Figura 6.17D) com *foresets* que passam para laminações cruzadas de baixo ângulo na base e laminações plano paralela (fácies Ap) (Figura 6.17E). A presença de filmes de argila (*mud drapes*) ressalta os *foresets* dos estratos cruzados (*tidal bundle*). A abundância e espessura dos *mud drapes* variam dentro das camadas de arenito e mostram uma relação inversa com a espessura dos *foresets*. *Mud drapes* relativamente finos são observados nos intervalos com *foresets* mais espessos, a relação contrária também é observada, em intervalos de *foresets* mais delgados a espessura do *mud drape* é relativamente maior (Figura 6.17C). Intraclastos subarredondados e de dimensões centimétrica, apesar de raros, também podem ocorrer na base dos *foresets*. Marcas onduladas assimétricas e mais raramente simétricas são visualizadas nos arenitos finos e são caracterizadas por *mud drapes* nos *foresets* que ressaltam laminações cruzadas cavalgantes de base reta (Figura 6.17F) e subordinamente de base escavada (Figura 6.17G).

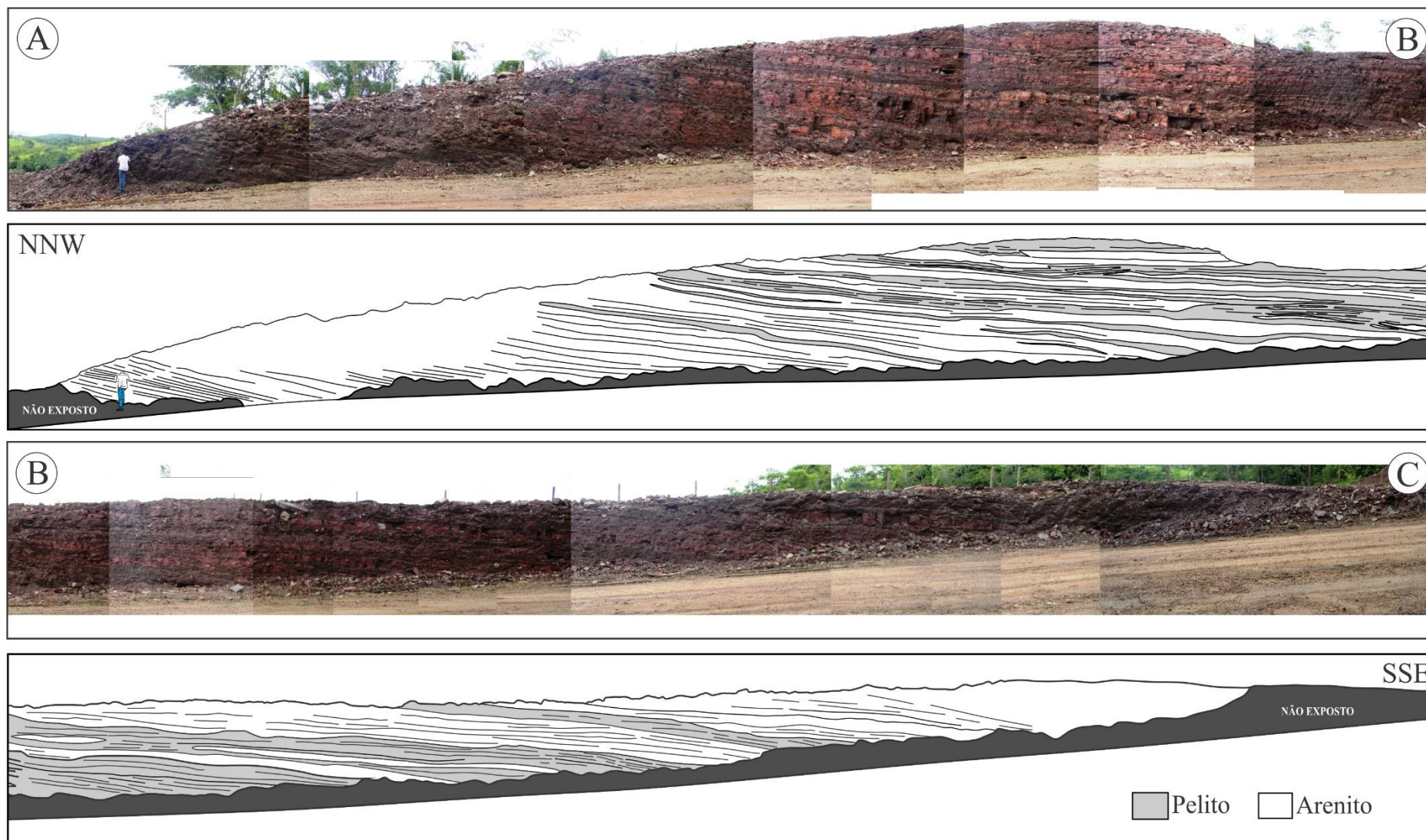


Figura 6.16 - Seção panorâmica dos depósitos de submaré da AF7. Notar a geometria tabular e grande extensão lateral das camadas arenito e pelito.

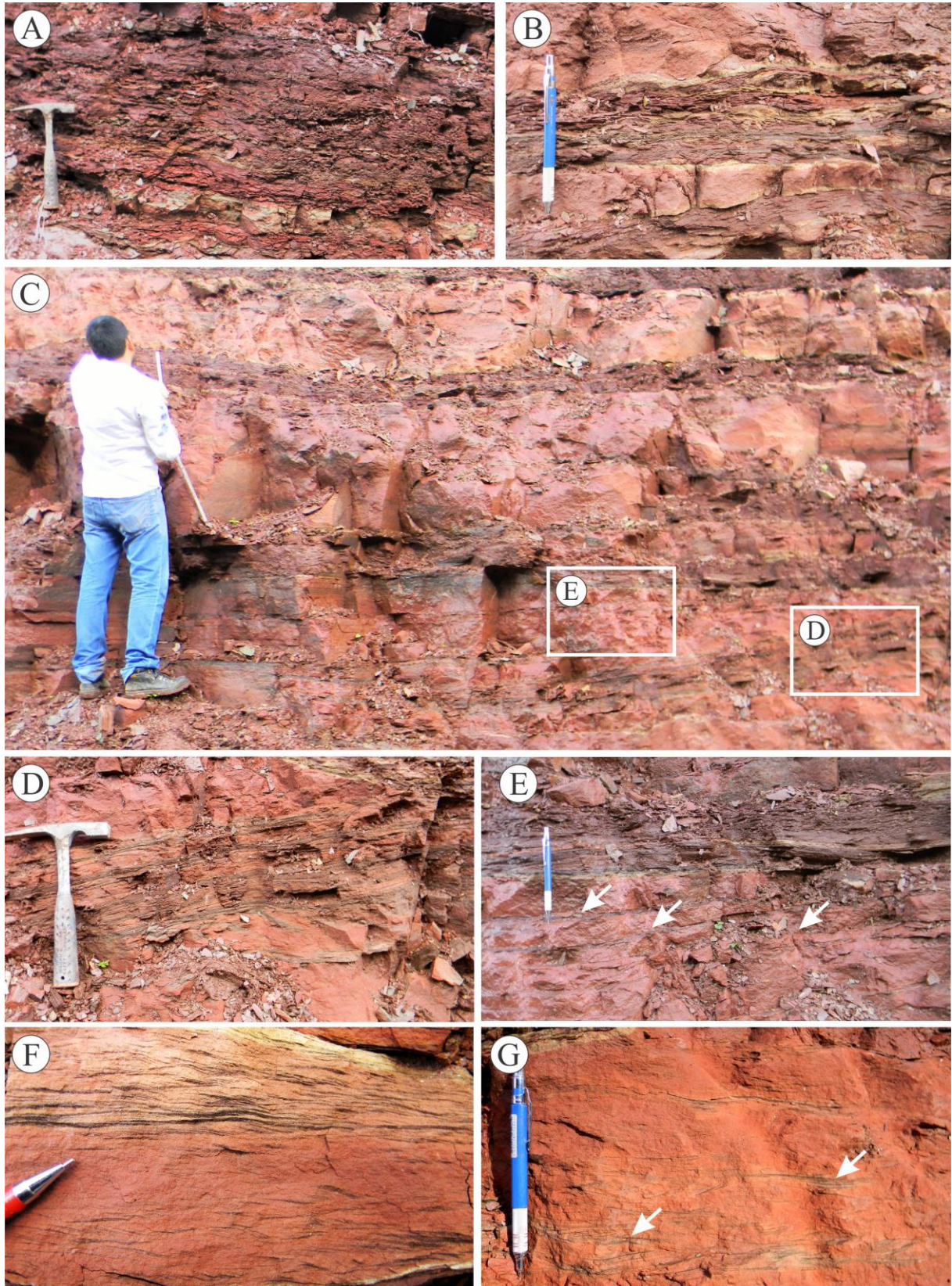


Figura 6.17 - Aspectos faciológicos gerais da AF7. A) Pelitos laminados; B) Pelitos com lentes de areia suavemente ondulada; C) e D) Acamamento heterolíticos caracterizado por intercalações rítmicas entre lâminas de arenitos e pelitos (fácies Rap); E) Estratos tabulares de arenitos da fácies Atg exibindo *foresets* tangencias e de baixo ângulo ressaltados por *drapes* de argila (setas brancas); F) Detalhe mostrando o par de areia e argila (*tidal bundle*); G) Arenito com laminação cruzada cavalgante recoberta por *mud drapes*.

Interpretação

Os depósitos da associação de fácies 7 (AF7) são interpretados como registro de ambientes de submaré. A presença de camadas arenosas com ampla extensão lateral, alcançando centenas de metros e dominadas por fácies heterolíticas, caracterizadas pela repetição ritimica de arenitos e pelitos, sugere que a AF7 foi depositada sobre uma plataforma marinha rasa influenciada dominada por processos de maré (DeRaaf & Boersma 1971; Visser 1980). Processos deposicionais relacionados a ação de correntes de maré são indicados pela presença de ritmitos com acamamento *wavy*, *linsen*, *flaser*, arenitos com estratificações cruzadas intercalada com lâminas de pelitos (*tidal bundle*), e *mud drapes* milimétricos a decimétricos recobrando estratos arenosos. A frequente alternância rítmica da fácies arenito/pelito (fácies Rap) sugerem a alternância cíclica de sedimentação a partir de correntes trativas com períodos de deposição por suspensão. Camadas com esta característica, são denominados de depósitos heterolíticos por conter tanto sedimentos grossos e finos, e são muito comuns em ambientes de intermaré e estão presentes em alguns ambientes de submaré, tais como estuários e os deltas. Ritmitos arenito/pelito como os da fácies Rap, podem estar presentes em outros ambientes livres da influência das condições de maré, no entanto, a repetição ou ciclicidade dessa alternância e os acamamentos sugerem fortemente a ocorrência de marés. A ocorrência de *mud drapes* nos *foresets* da fácies Atg (*tidal bundles*) sugere a ocorrência de alternância entre correntes trativas e deposição por suspensão, associadas a oscilações em correntes de maré (Dalrymple 2010). Os bandamentos de maré se acumulam em uma sequência de estratos cruzados que exibem variações rítmicas na espessura da camada individual em virtude da assimetria de cada ciclo de maré sizígia e quadratura (Visser 1980; Dalrymple 2010; Davis Jr. 2012).

6.1.5.5 - Associação de Fácies 8 (AF8): Lacustre deltaico/marinho restrito

Esta associação ocorre nos arredores do município de Cacoal é caracterizada pela ocorrência de arenitos e pelitos compondo camadas lateralmente contínuas por dezenas a centenas de metros formando morros e morrotes atingindo cerca de 50 m de altura (Figura 1.1). A AF8 é formada pelas fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg), arenito maciço (Am), arenito com estratificação plano paralela (Ap), arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc) e pelito maciço (Pm).

Os arenitos apresentam coloração marrom, granulometria muito fina a média, são moderadamente selecionados, formados por grãos de quartzo subarredondados e

subangulosos, e subordinadamente feldspatos. Formam camadas com cerca de 2,5 m de espessura, geometria de lobo sigmoidal, por vezes amalgamados, exibindo estruturação complexa e tabular maciça (Figura 6.18A). Internamente, os lobos são dominados pela fácies Asg com *sets* que variam de 10 a 40 cm de espessura, lateralmente contínuos, podendo gradar para laminação plano paralela e ondulada (fácies Ap) (Figura 6.18B). A fácies Pm é formada por camadas de pelitos arroxeados, maciços, formando camadas com espessura centimétrica a decimétrica, intercalada aos lobos arenosos amalgamados das fácies Asg e Am e configurando ciclos *coarsening upward* de escala métrica de espessura. Arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante ocorrem esporadicamente em camadas centimétricas, intercalados à fácies Pl. Nos arenitos finos das fácies Ap e Am destaca-se a presença de traços fósseis, considerados como pertencentes a icnofácies *Skolithos*, caracterizados por perfurações verticais, distribuídos de maneira paralela em forma de tubos cilíndricos ligeiramente inclinados e suavemente afunilados nas extremidades, não ramificados, sem exibir qualquer relação de interconexão, dimensões variando de 2 a 7 centímetros de comprimento e restritos nas camadas arenosas (Figura 6.18C e 6.18D).

Interpretação

Os depósitos da AF8 registram condições de deposição predominantemente formadas por processos de decantação em ambientes de baixa energia influenciados por influxos terrígenos que adentravam na bacia receptora. A presença de lobos sigmoidais com estrutura complexa e amalgamados sugerem a presença de correntes trativas e suspensão, relacionadas a deposição de areia na forma de barras de desembocadura proximais em bacia com baixa inclinação e lâmina d'água rasa, por exemplo, uma laguna, lago ou mar epicontinental (Postma 1990; Nichols 2009; Renaut & Gierlowski-Kordesch 2010). A ocorrência de arenitos finos com laminação cavalgante corroboram a atuação de processos trativos e de suspensão. A presença de camadas de arenito maciço apesar de não conclusiva, pode estar associada a rápida desaleração do influxo terrígeno ao entrar em ambientes deposicionais de baixa energia, e/ou em decorrência da intensa bioturbação que oblitera possíveis estruturas deposicionais formadas. Outra possibilidade para formação dessas camadas sem estruturação poderia ser atribuída a ocorrência de processos pós-deposicionais com liquefação e fluidificação, que produziram feições de escapes de fluidos e ainda porpocionaria a geração do acamamento maciço, entretanto, não foram encontradas evidências em que suportem esta interpretação.

Os icnofósseis *Skolithos* presentes na associação constituem elementos auxiliares para as inferências paleoambientais. Estes traços fósseis, são considerados como vestígios de habitação de organismos vermiformes de corpo mole que se alimentam de material em suspensão (Droser 1991; McIlroy & Garton 2004; Desjardins *et al.* 2010; Radley & Coram 2015). A presença desses icnofósseis é largamente atribuída a ambientes marinhos e costeiro proximais, caracterizados por alta energia, sujeitos a atuação de ondas e correntes, com baixa quantidade de material em suspensão e substratos formados por partículas inconsolidadas (Pemberton *et al.* 1992; Desjardins *et al.* 2010; MacEachern *et al.* 2010). Entretanto, *Skolithos* podem ser encontrados em ambientes lacustres próximos a linha de costa e em barras de desembocadura em deltas (*delta mouth bar*) (Buatois & Mángano 1998; Buatois & Mángano 2009).



Figura 6.18 - Aspectos litológicos da AF8. A) Lobos sigmoidais amagalmados formados por arenitos das fácies Asg e Ap; B) Camadas tabulares internamente formadas por estratificações/laminações plano paralelas suavemente onduladas (setas brancas); C) Camada de arenito maciço (fácies Am) com bioturbações verticais; D) Detalhe das bioturbações em forma de tubos cilíndricos verticais, considerados como pertencentes a icnofácies *Skolithos* (Sk).

CAPÍTULO VII

Pronunciadas excursões negativas do sinal isotópico de C e O, tem sido reportadas em diversas unidades neoproterozoicas ao redor mundo, popularizando a quimioestratigrafia como uma ferramenta de correlação estratigráfica e reconstituição paleoambiental para as rochas desse período. Neste capítulo, são apresentados dados de isótopos de carbono e oxigênio obtidos a partir da amostragem de um perfil estratigráfico com cerca de 11 m de espessura composto por carbonatos dolomíticos pertencentes a Formação Espigão d'Oeste, aflorantes na região do município de Espigão d'Oeste, sudeste do estado de Rondônia. Estes resultados foram comparados com a curva de isótopos produzida por Gaia (2015) para os carbonatos da região. Além disso, curvas detalhadas das variações de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ já foram confeccionadas para capas carbonáticas presentes em outras regiões do Cráton Amazônico, com destaque para a capa Mirassol d'Oeste, localizada no município de Mirassol d'Oeste, no estado do Mato Grosso, que constituiu a primeira ocorrência de carbonatos pós-marinoanos na América do Sul (Nogueira 2003; Sansjofre *et al.* 2011). A amostragem detalhada no município de Espigão d'Oeste, permitiu um refinamento dos dados obtidos no trabalho de Gaia (2015) e possibilitou a comparação e correlação dos dados com os de outras regiões do planeta, especialmente com dados obtidos no Cráton Amazônico.

7.1 - ISÓTOPOS DE C E O DA FORMAÇÃO ESPIGÃO D'OESTE

Os dolomitos da Formação Espigão d'Oeste apresentam valores de sinais isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ entre -7,99 ‰ e -4,03 ‰ com um valor médio de -6,93 ‰ e, valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3,66‰ e -3,03‰ com um valor médio de -3,31‰. A ausência de sinais isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, inferiores ao limite de -8 ‰, sugerem que as alterações diagenética não foram significativas e que de fato o sinal analisado corresponde ao sinal primário. Os dados obtidos quando plotados no diagrama $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ não exibem uma correlação positiva entre os valores de C e O, o que reforça a ideia de que o sinal aqui analisado corresponde ao sinal isotópico primário (Figura 7.1). Além disso, a preservação de texturas sedimentares primárias, tais como, laminações, micro e macropelóides, dolomita microcristalina raramente neomorfisada, e uma baixa proporção de cimento na rocha, são indícios da ineficiência dos processos diagenética em promover alterações significativas que pudessem mascarar o sinal isotópico primário dessas rochas. Na porção inferior da sucessão, os sinais isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ apresentam suas variações mais acentuadas, enquanto que em direção ao topo do perfil tornam-se mais constantes e homogêneos, com tendência a ocorrência de valores ligeiramente mais negativos.

Variações bruscas do sinal isotópico na porção inferior da unidade podem estar associados a alterações diagenéticas, sobretudo a presença de cimento espático, entretanto, estas alterações não foram significativas de modo que as amostras fossem descartadas. Desvios nos sinais isotópicos pontuais são observados nas proximidades de contato entre as fácies e superfícies estratigráficas associadas à transgressões e máxima inundação pós-glacial. Em geral, a curva de $\delta^{13}\text{C}$ apresenta um padrão contínuo, com valores intermediários entre -4 ‰ e -2 ‰. Estas são características comuns aos depósitos carbonáticos que sucedem a glaciação *Marinoan*, cujos sinais isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ apontam valores iniciais entre -4‰ e -2‰, e quase sempre, apresentam uma tendência ligeiramente negativa em direção ao topo dos dolomitos (Kennedy 1996; James *et al.* 2001; Hoffman & Schrag 2002).

Os carbonatos de capa da Formação Espigão d'Oeste, quando comparado a sucessão de capa carbonática já estabelecida da Formação Mirassol d'Oeste exibe um arcabouço de fácies similar, sendo ambas caracterizadas por estromatólitos, dolomitos rosados, micríticos, finamente laminados e fabrica peloidal (Figura 7.2). A ocorrência de siliciclásticos finos no topo da sucessão não é registrada na ocorrência de Mirassol d'Oeste, que apresenta em sua porção superior uma capa calcária (Figura 7.2). Apesar disso, os valores isotópicos de carbono negativo, próximos de valores ente -4 e -2‰ são comuns a estas capas, o que permite estabelecer uma correlação e sugerem que são correspondentes a mesma sucessão de capa carbonática pós-glaciação Marinoana.

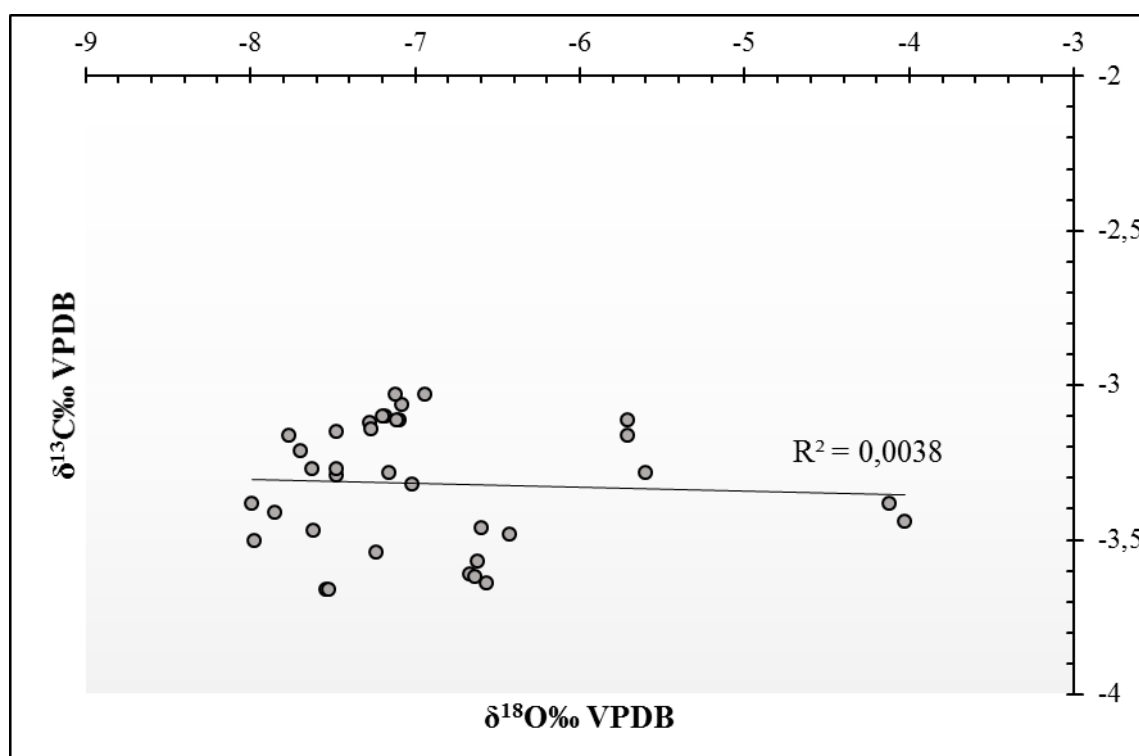


Figura 7.1 - Diagrama $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ indicando ausência de covariância entre os valores.

Tabela 7.1 - Valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da capa carbonática da Formação Espigão d'Oeste

Nº	AMOSTRA	LIT.	POS.(m)	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰VPDB}}$
1	CMR-2-0A	Dol.	0,1	Plataforma marinha rasa	-3,16	-5,71
2	CMR-2-10A		0,2		-3,29	-7,48
3	CMR-2-20A		0,3		-3,44	-4,03
4	CMR-2-30A		0,4		-3,64	-6,57
5	CMR-2-40A		0,5		-3,28	-5,6
6	CMR-2-50A		0,6		-3,46	-6,6
7	CMR-2-60A		0,7		-3,61	-6,67
8	CMR-2-70A		0,8		-3,57	-6,62
9	CMR-2-80A		0,9		-3,48	-6,43
10	CMR-2-90A		1		-3,62	-6,64
11	CMR-2-1		1,2		-3,06	-7,08
12	CMR-2-2		1,4		-3,11	-7,1
13	CMR-2-3		1,6		-3,03	-6,94
14	CMR-2-4		1,8		-3,03	-7,12
15	CMR-2-5		2		-3,12	-7,28
16	CMR-2-6		2,2		-3,14	-7,27
17	CMR-2-7		2,4		-3,15	-7,48
18	CMR-2-8		2,6		-3,16	-7,77
19	CMR-2-9		2,8		-3,11	-5,71
20	CMR-2-10		3		-3,1	-7,18
21	CMR-2-11		3,2		-3,11	-7,11
22	CMR-2-12		3,4		-3,1	-7,2
23	CMR-2-13	Dol/Silt	3,6	Lacustre	-3,32	-7,02
24	CMR-2-14		3,8		-3,28	-7,16
25	CMR-2-15		4		-3,27	-7,48
26	CMR-2-16		4,2		-3,21	-7,7
27	CMR-2-17		4,4		-3,38	-7,99
28	CMR-2-18		4,6		-3,41	-7,85
29	CMR-2-19		4,8		-3,5	-7,98
30	CMR-2-20		5		-3,66	-7,54
31	CMR-2-21		5,2		-3,47	-7,62
32	CMR-2-22		5,4		-3,38	-4,12
33	CMR-2-23		5,6		-3,66	-7,53
34	CMR-2-24		5,8		-3,54	-7,24
35	CMR-2-25		6		-3,27	-7,63

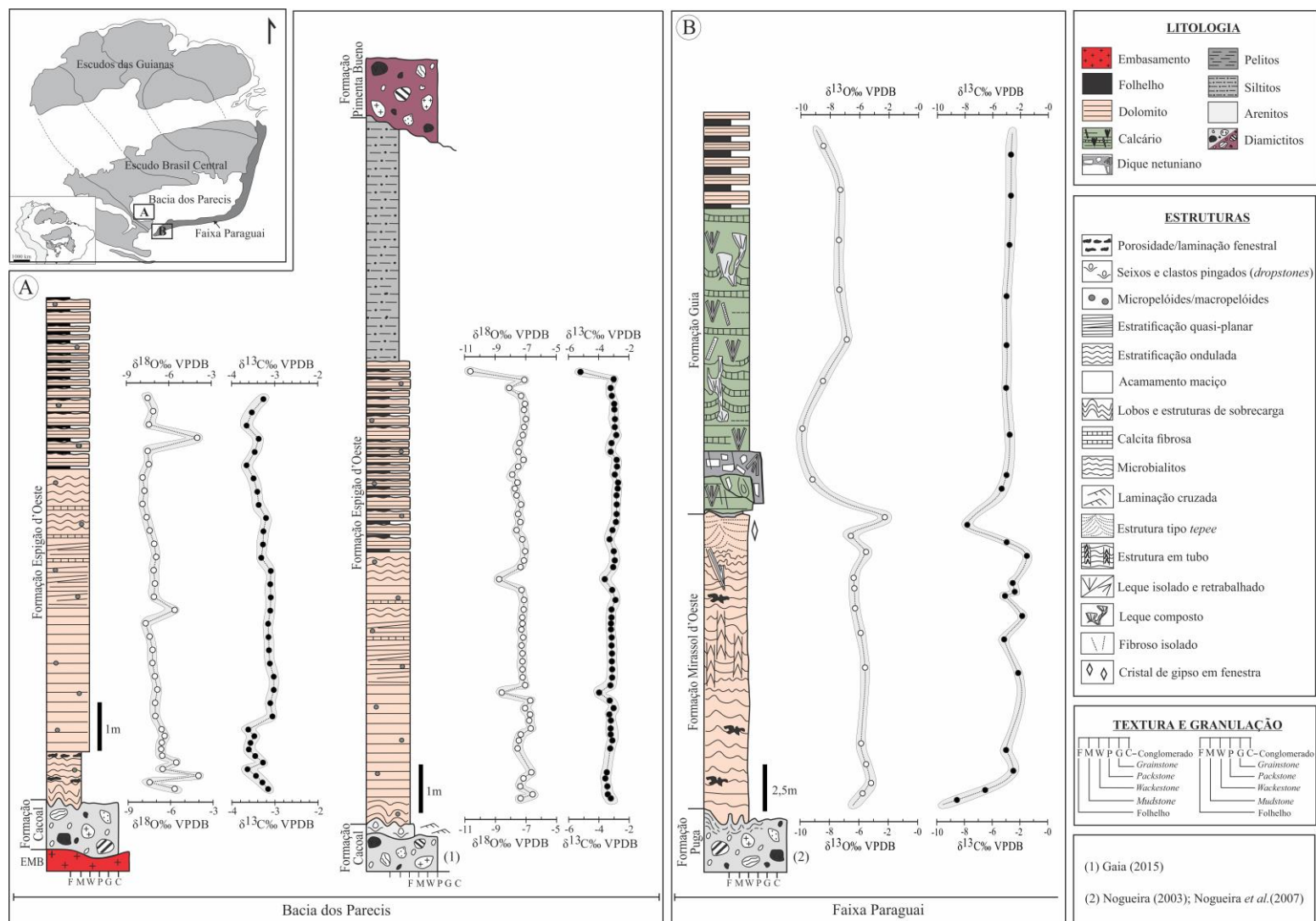


Figura 7.2 - Correlação estratigráfica baseada no comportamento do sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. A) Carbonatos de capa investigados na Bacia dos Parecis; B) Depósitos de capa carbonática da faixa Paraguai já consagrados na literatura.

CAPÍTULO VIII

8.1 - EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL

Durante o final do Neoproterozoico, a Terra estaria coberta por uma espessa camada de gelo e que proporcionou a completa estagnação e anóxia dos mares e oceanos (Hoffman & Schrag 2002; Hoffman *et al.* 2007) (Figura 8.1A). O súbito aquecimento do planeta promoveu o recuo das geleiras e a fragmentação da cobertura de gelo, liberando um grande aporte de sedimentos (Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag 2002). A presença dos depósitos de diamictitos glácio-marinhos da Formação Cacoal (AF1) são considerados evidências do descongelamento de plataformas de gelo flutuantes (*ice raft*) e de *icebergs* (Figura 8.1B). A brusca mudança das condições glaciais para condições de efeito estufa teria levado a uma rápida e massiva precipitação dos carbonatos de capa representados pelos depósitos da Formação Espigão d'Oeste (Figura 8.1C). O contato direto, deformado e ondulado entre os depósitos glácio-marinhos da AF1 com os dolomitos da AF2 são indícios de rápida deposição dos carbonatos sobre os sedimentos glaciais inconsolidados (Nogueira *et al.* 2003, Soares *et al.* 2013) (Figura 8.1C'). A presença de estromatólitos estratiformes, relacionados ao desenvolvimento de esteiras bacterianas induziram a precipitação de lama carbonática micrítica (Nogueira 2003; Romero 2010, Romero 2015). A abundante presença de pelóides, micro e macropelóides, bem preservados atestam a atividade biológica e rápida cimentação dolomítica em um ambiente de águas calmas (James *et al.* 2001; Pruss *et al.* 2010). Sobrepondo os estromatólitos ocorrem dolomitos finamente laminados com laminação plano paralela, truncamentos de baixo ângulo além de macropelóides em seu arcabouço, o que sugere um progressivo aumento na lâmina d'água, ação de fluxo oscilatório e rápida cimentação. O gradual aumento do influxo de terrígenos, inicialmente caracterizado por intercalações milimétricas a centimétricas de dolomitos com terrígenos passando verticalmente para siltitos avermelhados finamente laminados no topo (AF3), provavelmente foi o responsável pela inibição da precipitação carbonática (Figura 8.1D e 8.1D'). Os depósitos plataformais das associações AF2 e AF3 marcam o final da deposição da Formação Espigão d'Oeste que compõem os depósitos de capa pós-glaciação marinoana e marcam o final do Ediacarano.

No Eosiluriano, um novo evento glacial é registrado na Formação Pimenta Bueno (Figura 8.1E), caracterizados por ciclos de avanço e recuo de geleiras costeiras, com instalação de deltas de degelo (AF4) (Figura 8.1F). Reconstruções paleogeografias do

supercontinente *Gondwana* mostram que durante o final do Ordoviciano o supercontinente ocupava regiões próximas ao pólo sul do planeta e geleiras estavam localizadas sobre parte dos continentes sul-americano e africano (Vaslet 1990; Cocks & Torsvik 2006) (Figura 5.1). O término da glaciação, e o consequente recuo da geleira, disponibilizou grande quantidade de sedimentos em ambientes marinhos proximais e distais representados, respectivamente, pelos deltas de degelo e por pelitos com *dropstones* da Formação Pimenta Bueno (Figura 8.1G). A subida do nível do mar em grande escala, no Ordoviciano-Siluriano (Llandoveryano), permitiu o desenvolvimento de zonas de face litorânea inferior e superior, ambas dominadas por tempestades, representadas por estratos heterolíticos formados por arenito com estratificação cruzada *hummocky* e pelitos laminados (AF5), e por camadas amalgamadas de arenitos finos a médios com estratificação cruzada *swaley* depositados na zona de *shoreface* (AF6) (Figura 8.1H). O relato de processos associados a atuação de correntes de maré na AF7, sugere que provavelmente havia uma conexão entre bacia e o mar siluriano, formado em virtude da subida do nível do mar sem influência dos fenômenos glaciais (Figura 8.1H).

A parte final da sedimentação no Graben Pimenta Bueno, é caracterizada pela deposição de espessas camadas de pelitos intercaladas com arenitos de geometria lobada formando sucessões granocrescentes que indicam progradação de lobos de suspensão dentro de um sistema lacustre/marinho restrito (AF8) (Figura 8.1H). A ocorrência de icnofósseis *Skolithos* sugerem ambientes marinhos e costeiro proximais com alta energia, sujeitos a atuação de ondas e correntes, todavia, podem ser encontrados em ambientes lacustres costeiros e em barras de desembocadura em sistema deltáicos (Buatois & Mángano 1998; Buatois & Mángano 2009).

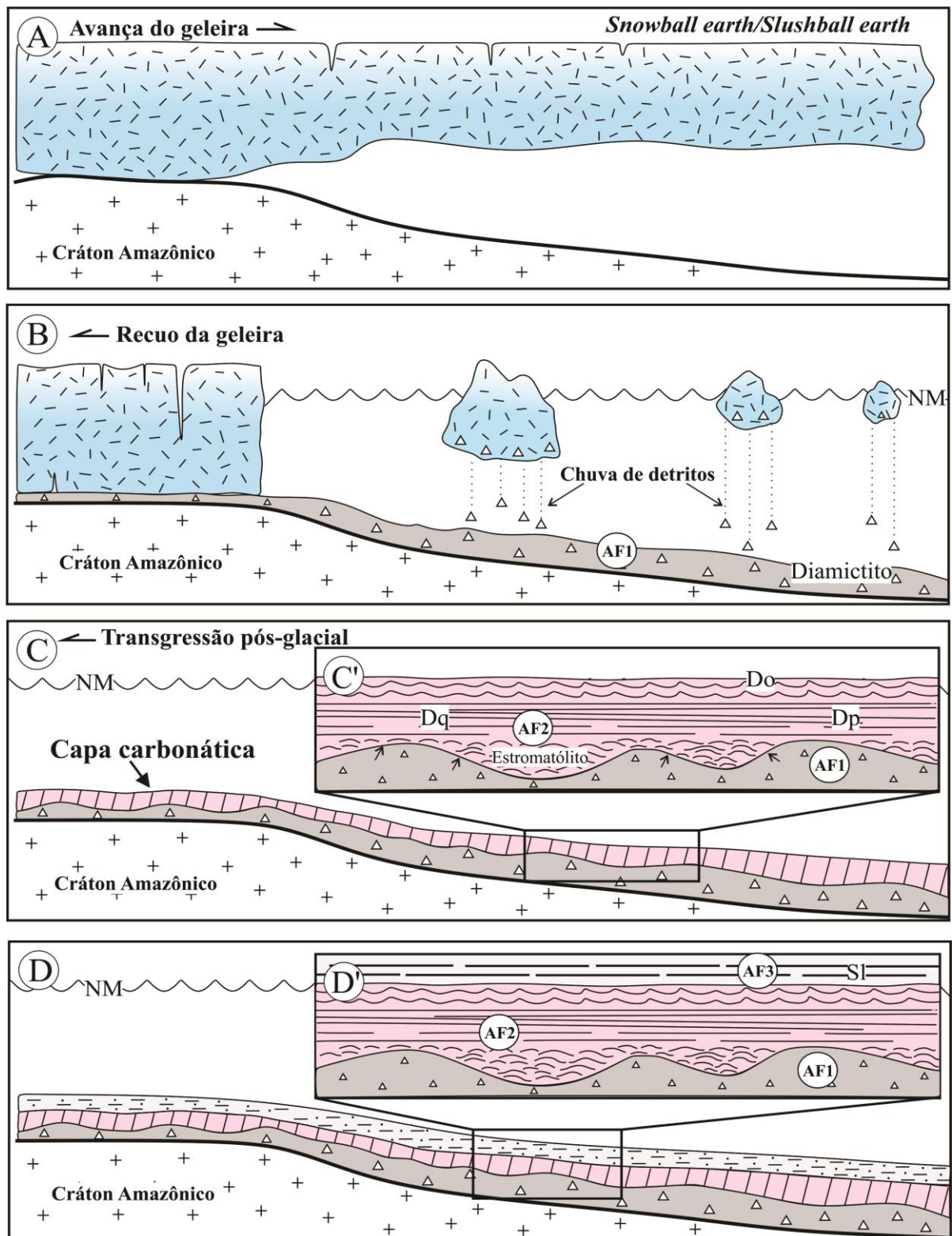


Figura 8.1 - Evolução paleoambiental da sucessão siliciclástica-carbonática do GPB durante o Neoproterozoico-Eopaleozoico. A) Espessa camada de gelo cobrindo os mares e oceanos (*Snowball Earth*); B) Degelo e chuva de detritos com formação dos diamictitos maciços, arenitos e siltitos com *dropstones*; C) Dolomitos rosados de capa pós-glacial da Formação Espigão d'Oeste, em C' o contato deformado (setas pretas) entre os depósitos da AF1 e AF2, notar as estruturas que compõem a capa, estromatolitos e dolomitos laminados com laminação plano paralela (Dp), truncamento de baixo ângulo (Dq), laminação ondulada (Do); D) Sliciclásticos finos presentes no topo da Formação Espigão d'Oeste e em D') representação esquemática dos siltitos laminados (SI).

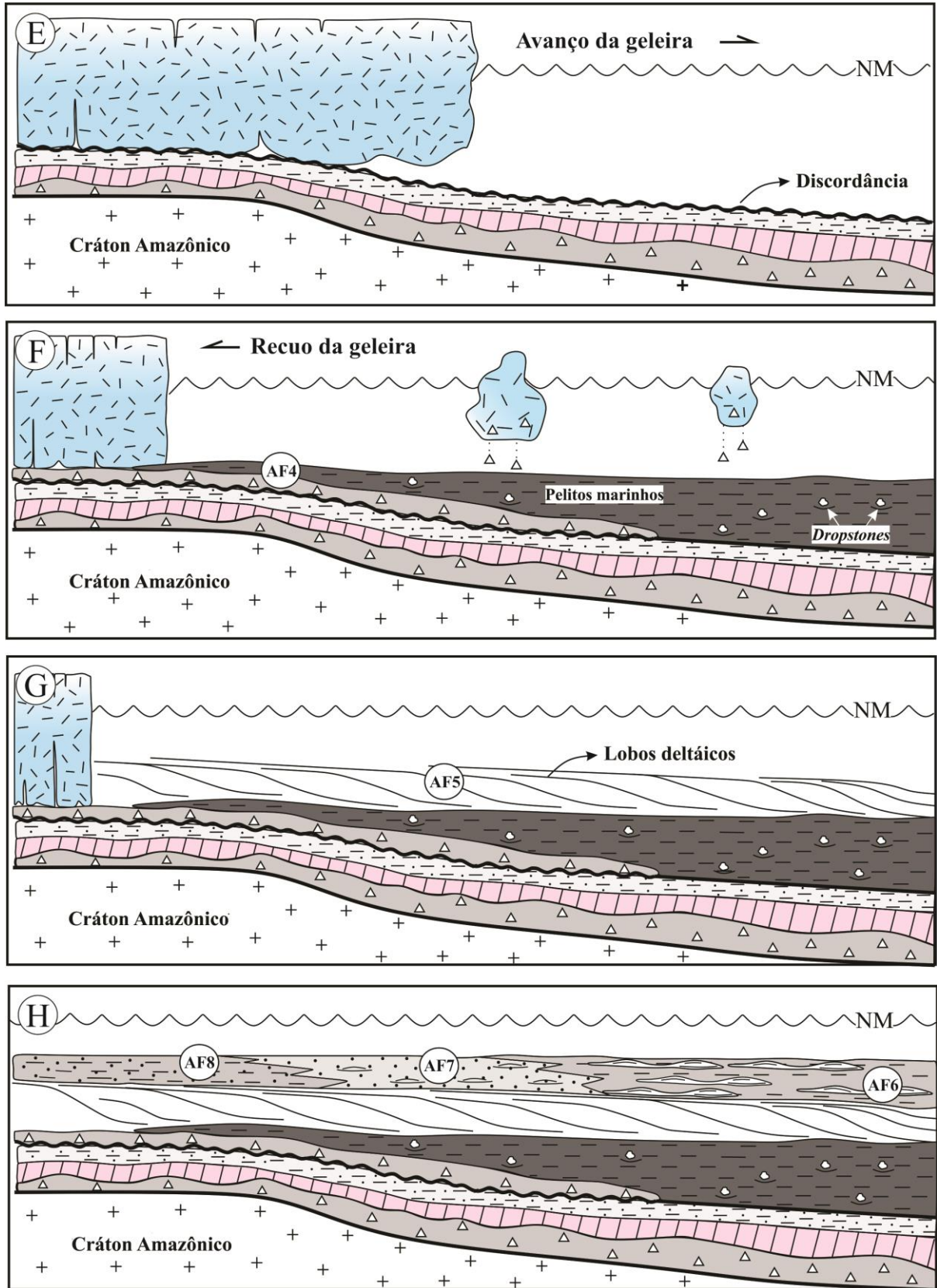


Figura 8.1 - Evolução paleoambiental da sucessão siliciclástica-carbonática do GPB durante o Neoproterozoico-Eopaleozoico (continuação). E) Novo ciclo de avanço glacial registrado no limite Ordoviciano-Siluriano; F) Recuo do gelo e formação dos diamctitos glácio-marinho e em G) instalação dos depósitos glácio-deltáico; H) Formação dos depósitos plataformais dominados por onda e maré localizado na porção superior da Formação Pimenta Bueno.

8.2 - REDEFINIÇÃO DA CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DOS PARECIS

Os depósitos da sucessão siliciclástico-carbonática são redescritos e redefinidos de acordo com a proposta de Petri *et al.* (1986) auxiliada pela análise de fácies e estratigráfica (Walker 1992; Reading 1996; Walker 2006) obtidos a partir da investigação de afloramentos nos municípios de Cacoal, Pimenta Bueno e Espigão d'Oeste, localizados na porção nordeste do GPB, sudoeste do Cráton Amazônico, Estado de Rondônia. Este procedimento permitiu redefinir as formações Cacoal e Pimenta Bueno, propor uma nova unidade, além de melhorar o entendimento dos processos deposicionais e interpretações paleoambientais, bem como inserir e correlacionar estes depósitos ao contexto dos eventos anômalos ocorridos no Neoproterozóico.

As formações Cacoal e Pimenta Bueno, até o momento consideradas unidades basais da Bacia dos Parecis com idades que remontam, respectivamente, ao Siluriano e Carbonífero foram redefinidas. A Formação Cacoal foi subdividida em duas unidades, para formação inferior foi mantido a denominação, enquanto que a nova unidade proposta foi denominada de Formação Espigão d'Oeste. Estas unidades foram inseridas na base do Ediacarano, e correlatas, respectivamente, aos depósitos glaciais e pós-glaciais ligados ao evento global Marinoano (635 Ma) relacionado à hipótese de *Snowball-Slushball Earth*. Anteriormente consideradas como parte do preenchimento sedimentar paleozoico da Bacia dos Parecis, estas unidades foram excluídas da sequência paleozoica, e são consideradas parte da cobertura do embasamento do GPB, sem nenhuma relação com a sucessão paleozoica da Bacia. A Formação Pimenta Bueno teve seu posicionamento estratigráfico reavaliado.

A Formação Cacoal é constituída por diamictitos sustentados por matriz arroxeadada argilo-arenosa, com clastos de dimensões que variam entre seixos a matacões, por vezes, estriados e facetados. A composição dos clastos é diversificada, compreendendo granito, gnaiss, rocha vulcânica, xisto, arenitos, pelitos entre outras. Associados aos diamictitos ocorrem arenitos e siltitos, maciços e laminados podendo exibir laminação plano-paralela e /ou laminação cruzada, deformados por clastos pingados com dimensões centimétricos. Anteriormente interpretada como depósitos de leques aluviais, flúvio-deltáicos e lacustres (Pedreira & Bahia 2004; Bahia *et al.* 2006, Rizzotto *et al.* 2004), esta unidade foi reinterpretada como um sistema deposicional glácio-marinho por Gaia (2015). A análise de fácies e as relações estratigráficas observadas neste trabalho suportam esta última interpretação. A denominação de Formação Cacoal atribuída por Siqueira (1989) é mantida, apesar de contestada. Rizzotto *et al.* (2004) redefiniram a unidade e sugeriram a utilização de Formação

Rolim de Moura, sob a argumentação que a denominação Cacoal já havia sido utilizada para Suíte Intrusiva Cacoal. Entretanto, segundo Petri *et al.* (1986), neste caso deve-se aplicar o Art.B.16, dessa maneira, obdencendo a precedência na data de publicação da designação litoestratigráfica formal, conforme o Art.B.20. Portanto, em virtude de ser a publicação mais antiga a denominação estabelecida por Siqueira (1989) deve ser mantida.

A seção-tipo da Formação Espigão d'Oeste é a mina da Companhia de Mineração de Rondônia, no município de Espigão d'Oeste, considerada a melhor exposição descrita até o momento (Fig. 4). A formalização desta nova unidade é justificada por sua mapeabilidade no Graben Pimenta Bueno e ser claramente distinguível, em termos litoestratigráficos, das formações sub e subjacentes e representar a capa carbonática pós-glaciação Marinoana, que apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam entre -4 e -2 ‰ e são típicos de capas carbonáticas pós-glaciação marinoanas em várias partes do mundo (Kennedy 1996; James *et al.* 2001; Hoffman & Schrag 2002; Vieira 2007). Capas carbonáticas ao redor do mundo são formalmente contextualizadas em unidades litoestratigráficas (Kennedy 1996, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira & Riccomini 2006). A Formação Espigão d'Oeste é constituída por estromatólitos, dolomitos, siltitos e pelitos. Os dolomitos são rosados, geralmente micríticos, peloidais com laminação plano-paralela, laminação quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo, laminação ondulada. Em direção ao topo da unidade predominam ritmitos dolomito-silitito, e siltitos avermelhados com laminação plano-paralela.

A Formação Pimenta Bueno é de natureza essencialmente siliciclástica, e marca o início do registro da sedimentação paleozoica na Bacia dos Parecis, sendo a unidade mais expressiva dentro do gráben e, recobrimdo em contato nitidamente discordante e erosivo os depósitos ediacaranos da Formação Espigão d'Oeste. É constituída, em sua porção basal, por diamictitos maciços e pelitos com *dropstones* intercalados por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, por vezes, com estrutura tipo *dump*. Forma ciclos granocrescentes ascendentes e a tendência geral de espessamento ascendente das camadas de arenitos são interpretados como ciclos de avanço e recuo de geleiras costeiras, com instalação de deltas de degelo. Em direção ao topo da unidade, predominam depósitos heterolíticos formados por arenitos e pelitos configurando sistemas litorâneas pós-glaciais dominados por ondas de tempestade (*shoreface* superior e inferior), submaré e marinho restrito/lacustre.

A idade da Formação Pimenta Bueno é controversa e imprecisa. Segundo Pinto Filho *et al.* (1977) baseado em dados de assembléia polínica filiados aos grupos de vegetais *Pterophyta* e *Lycopodophyta* encontrados em arenitos sobrepostos aos folhelhos indicam idade permo-carbonífera. Estudos palinológicos realizado por Cruz (1980) em folhelho escuro

carbonoso coletado próximo ao município de Cacoal foram considerados indicativos de idade siluro-devoniano pela presença de Acritarchas, gênero *Synsphaeridium sp.* Para Bahia (2007) este gênero representa a idade permo-carbonífera da sucessão, enquanto que para Goldberg *et al.* (2011) o gênero pode sugerir idades mais antigas e próximas ao limite Siluriano-Devoniano. Por outro lado, não existem registro do nível estratigráfico preciso em que estas amostras foram coletadas e o acritarca do gênero *Synsphaeridium sp* são descritos desde o Neoproterozoico (Vidal *et al.* 1994; Stanevick *et al.* 2005), o que prejudica uma maior precisão da idade. Apesar de mantido o nome proposto por Leal *et al.* (1978), o posicionamento estratigráfico para a Formação Pimenta Bueno foi reavaliado a partir de sua relação estratigráfica cobrindo em discordância os depósitos de capa carbonática da Formação Espigão d' Oeste. Desse modo, admiti-se a idade siluriana para esta unidade, especialmente o andar Llandovery, onde são descritos os primeiros depósitos glaciais paleozoicos nas bacias intracratônicas brasileiras como as Bacias do Amazonas, Paraná e Parnaíba (Caputo 1984; Assine 1996; Assine *et al.* 1998; Díaz-Martínez & Grahn 2007; Cuervo 2014).

A segmentação da formação Pimenta Bueno e a criação da Formação Pedra Redonda por Quadros & Rizzotto (2007) para reunir os diamictitos sustentados por matriz siltico-argilosa, com clastos polimíticos variando de seixos a matacões (granito, gnaiss, xisto, quartzito, metabásica, arenito, folhelho e calcário oolítico) facetados e estriados, folhelhos laminado com *dropstones* centimétricos disseminados e arenitos finos a grossos, interpretados como ambiente glácio-lacustre e de leque aluvial, não se justifica, uma vez que, a análise faciológica mostra que a ocorrência de um novo nível de depósitos glaciais na porção superior da unidade Pimenta Bueno pode ser atribuído a recorrência de ciclos de avanço e recuo de geleiras marginais, o que explicaria os vários horizontes de diamictitos, sendo assim, uma consequência da distribuição e variação, lateral e vertical das fácies.

A utilização dos nomes Furnas e Ponta Grossa para representar respectivamente arenitos seixosos e folhelhos, depositados em ambiente marinho é incorreta, pois foram inicialmente propostos para denominar as unidades devonianas da Bacia do Paraná, e, portanto, segundo o código estratigráfico proposto por Petri *et al.* (1986), não podem ser utilizados na carta estratigráfica da Bacia dos Parecis (Bahia *et al.* 2006). Estas unidades devem ser renomeadas formalmente, não sendo o objetivo deste trabalho em propor novos nome para estas unidades.

CAPÍTULO IX

9.1 - CONCLUSÕES

O estudo faciológico e estratigráfico da sucessão siliciclástica-carbonática do Graben Pimenta Bueno, permitiu a identificação de 20 fácies sedimentares agrupadas em 8 associações de fácies: AF1 - Glácio-marinho, constituída por diamictito matriz sustentado, arenito e siltito com *droptones*; AF2 - plataforma marinha rasa, formada por estromatólitos, dolomito rosados, peloidal e finamente laminado; AF3 - laguna, caracterizada por intercalações de dolomito-siltito e siltitos laminados; AF4 - glácio-marinho/glácio-deltaico, composta por diamictitos matriz suportado, pelito com *dropstone*, siltito laminado, arenito com estratificação cruzada sigmoidal e maciço contendo *dump structures*; AF5 - face litorânea inferior dominada por tempestades, representada por camadas heterogêneas de pelito laminado e arenito fino e bem selecionado com estratificação cruzada *hummocky*; AF6 - face litorânea superior dominada por tempestades, constituída por arenito fino, bem selecionado com estratificação cruzada *swaley*; AF7 - submaré, caracterizada por intercalações de pelito e arenito com *tidal bundle*; AF8 - marinho restrito/lacustre-deltaico, formado por pelito maciço e com lobos sigmoidais, arenito maciço e bioturbado.

Uma nova proposta litoestratigráfica foi estabelecida para a sucessão do GPB e consequentemente para a Bacia do Parecis, subdividindo as rochas siliciclásticas e carbonáticas da Formação Cacoal em duas unidades, da base para o topo: Formação Cacoal, consiste em diamictito subordinadamente arenito, siltito e pelito com clastos disseminados, interpretado como depósitos glácio-marinho (AF1); Espigão d'Oeste, unidade proposta e que configura a capa carbonática, constituída por estromatólitos, dolomitos rosados, micríticos, peloidal e finamente laminados, além de siltitos e pelitos, depositados em plataforma marinha rasa (AF2) e laguna (AF3). Estas unidades passam a integrar a base do Ediacarano, sendo unidades correlatas, respectivamente, aos depósitos glaciais e pós-glaciais ligados ao evento global Marinoano (635 Ma) relacionado à hipótese de *Snowball-Slushball Earth*.

A análise das variações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ realizadas nos dolomitos da Formação Cacoal apontam sinais isotópicos com valores entre - 3,66‰ e - 3,03‰ e valor médio de - 3,31‰ tendendo a valores levemente mais negativos em direção ao topo da unidade. Estes valores são semelhantes aos encontrados em outras capas carbonática relacionadas a glaciação marinoana do mundo.

Este trabalho proporcionou a consolidação da denominação Formação Cacoal atribuída por Siqueira (1989), em virtude desta denominação ser a publicação formalmente mais antiga registrada, além de inserir na litoestratigrafia da Bacia dos Parecis a denominação Formação Espigão d'Oeste para a capa carbonática de Rondônia, o que amplia a discussão sobre os fenômenos anômalos do neoproterozoico na porção sudoeste no Craton Amazônico.

A Formação Pimenta Bueno compreende diamictito, arenito, pelito e silito depositados em condições glaciais e pós-glaciais, representadas pelas associações AF4, AF5, AF6, AF7 e AF8. Esta unidade cobre em discordância erosiva a capa carbonática neoproterozoica da Formação Espigão d'Oeste, e teve seu posicionamento estratigráfico redefinido por correlação ao evento glacial do limite Ordoviciano-Siluriano (Llandovery) em que bacias sedimentares intracratônicas brasileiras como as Bacias do Amazonas, Paraná e Parnaíba foram afetadas por eventos glaciais em virtude da proximidade do continente Gondwana com o polo sul, seguida por condições pós-glaciais transgressivas com o implantação de depósitos plataformais.

As relações estratigráficas da Formação Pimenta Bueno, caracterizadas pela ocorrência de níveis marcados por diamictitos, pelito com *dropstones* e arenito associados a deltas de degelo, sugerem que os depósitos desta formação registram a recorrência de ciclos glaciais de avanço e recuo de geleiras marginais, considerados consequência da distribuição e variação, lateral e vertical das fácies. Dessa maneira, o presente trabalho exclui do arcabouço estratigráfico da Bacia dos Parecis a Formação Pedra Redonda de Quadros & Rizzotto (2007) criada para reunir os diamictitos sustentados por matriz, folhelhos laminado com *dropstones*, situado no topo Formação Pimenta Bueno e interpretados como ambiente glacio-lacustre e de leque aluvial.

Por fim, o registro de depósitos glaciais neoproterozoicos, confirmação da nova ocorrência de capa carbonática pós-glaciação marinoana, com proposição de sua formalização em uma unidade estratigráfica e a redefinição do posicionamento estratigráfico dos depósitos glaciogênicos paleozoicos do Graben Pimenta Bueno e modifica consideravelmente a estratigrafia da Bacia dos Parecis.

REFERÊNCIAS

- Adorno R.R. 2014. Estudo cronobioestratigráfico da Formação Vila Maria: litoestratigrafia e paleontologia do limite Ordoviciano-Siluriano da Bacia do Paraná, estados de Goiás e de Mato Grosso, Brasil Central. Universidade de Brasília –UnB. Dissertação de Mestrado. 94p.
- Allen J.R.L. 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30A and B, Vol. I, 593 p., Vol II, 663 p. Elsevier, Amsterdam.
- Allen P.A. & Hoffman P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature* 433 (7022), 123–127.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13:139- 158.
- Alvarenga C.J.S.; Dardenne M.A.; Santos R.V.; Brod E.R.; Gioia S.M.C.L.; Sial A.N.; Dantas E.L.; Ferreira V.P. 2007. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras group, Brazil. *Gondwana Research* 186, p11.
- Arnaud E. & Eyles C.H. 2002. Glacial influence on Neoproterozoic sedimentation: the Smalfjord Formation, northern Norway. *Sedimentology*, 49: 765-788.
- Arnott R.W. & Southard J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *J. Sediment. Petrol.* 60, 211–219.
- Arnot M.J.; Good T.R.; Lewis J.J.M. 1997. Photogeological and imageanalysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, 67(5): 984-987.
- Assine M.L. 1996. Aspectos da Estratigrafia das Sequencias Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo (USP).
- Assine M.L.; Alvarenga C.J.S.; Perinotto J.A.J. 1998. Formação Iapó: Glaciação Continental no Limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28 (1):51-60.
- Assine M.L. & Vesely F.F. Ambientes Glacias. 2008. In: Silva A.J.C.L.P.; Aragão M.A.N.F.; Magalhães A.J.C. (Coords.), *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Editora Beca, p. 25-51.
- Azmy K.; Kaufman A.J.; Misi A.; Oliveira T.F. 2006. Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. *Precambrian Research* 149, 231–248.
- Bachtadse V. & Briden J.C. 1990. Palaeomagnetic constraints on the position of Gondwanaland during Ordovician to Devonian times. In: McKerrow W.S.; Scotese C.R. (Eds.), *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geol. Soc. Lond. Mem. 12, pp. 43-48.
- Bahia R.B.C & Pedreira A.J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, 1:24-29.
- Bahia R.C.; Quadros M.L.; Pedreira A.J. 1996. As coberturas sedimentares fanerozóicas da região sudeste de Rondônia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., Salvador, Anais, p. 293-302.

- Bahia R.C.; Martins-Neto M.A.; Barbosa M.S.C.; Pedreira A.J. 2006. Revisão estratigráfica da Bacia dos Parecis – Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. 36 (4): 692-703. Dez.
- Bahia R.C. 2007. Evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis – Amazônia. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 121f.
- Bahia R.C.; Martins-Neto M.A.; Barbosa M.S.C.; Pedreira A.J. 2007. Análise da evolução tectonosedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*. 37 (4): 639-649. Dez.
- Buatois L.A & Mángano M.G. 1998. Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 140, 367-382.
- Buatois L.A & Mángano M.G. 2009. Applications of ichnology in lacustrine sequence stratigraphy: potential and limitations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 272, 127-142.
- Bosak T.; Mariotti G.; Macdonald F.A.; PERRON J.T.; Pruss S.B. 2013. Microbial sedimentology of stromatolites in Neoproterozoic cap carbonates. *The Paleontological Society Papers*, Vol. 19.
- Bowring S.; Myrow P.; Landing E.; Ramezani J.; Grotzinger J. 2003. Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 5, 13219.
- Brodzikowski K. & Van Loon A.J. 1987. A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth Sci. Rev.*, 24: 297-381.
- Brodzikowski K. & Van Loon A.J. 1991. Glacigenic sediments. *Developments in Sedimentology*, 49. Amsterdam, Elsevier. 674 p.
- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of the northern basins of Brazil. Tese de Doutorado, University of California, 533 p.
- Caputo M.V. & Lima E.C. 1984. Estratigrafia, Idade e Correlação do Grupo Serra Grande, in *Sociedade Brasileira de Geologia, Anais XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, Brasil, v. 2, p. 740-753.
- Caputo M.V. & Crowell J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwanaland during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1020-1036.
- Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993 Hummocky cross-stratification. In: Wright V.P. (ed.) *Sedimentology Review*. Oxford, Blackwell Science, 1:103-122.
- Cocks L.R.M. & Torsvik T.H. 2006. European geography in a global context from the Vendian to end of the Palaeozoic. In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A., (eds). *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London. *Memoirs*, v. 32, p. 83-95.
- Corsetti F.A. & Kaufman A.J. 2003. Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and Neoproterozoic ice ages in Death Valley, California. *GSA Bulletin* 115, 916 – 932.
- Corsetti F.A. & Grotzinger J.P. 2005. Origin and Significance of Tube Structures in Neoproterozoic Post-glacial Cap Carbonates: Example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. *Palaios*, 20: 348-362.
- Corsetti F.A. & Lorentz N.J. 2006. On Neoproterozoic Cap Carbonates as Chronostratigraphic Markers. In: Xiao S. & Kaufman A.J. (Eds.). *Neoproterozoic*

- Geobiology and Paleobiology. Topics in Geobiology. New York, Springer, 27, p.: 273-294.
- Corsetti F.A.; Olcott A.; Bakermans C. 2006. The biotic response to Snowball Earth. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 232: 114–130.
- Corsetti F.A. 2015. Life during Neoproterozoic Snowball Earth. *Geology*; v. 43; no. 6; p. 559–560.
- Crowell J.C. 1981. Early Paleozoic glaciation and Gondwana drift. In McElhinny, M. W., and Valencio, D. A., eds., *Paleoreconstructions of the continents: American Geophysical Union and Geological Society of America. Geodynamics Series*, v.2.p.45-49.
- Crowell J.C. 1982. Continental glaciation through geologic time, in *Climate in Earth History: Studies in Geophysics*, Washington, D.C., National Academy Press, p. 77–82.
- Crowell J.C. 1999. Pre-Mesozoic Ice Ages: Their Bearing on Understanding the Climate System: Geological Society of America Memoir 192, 106 p.
- Cruz N.M.C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais. p. 3041 -3048.
- Cuervo H.D.R. 2014. Fácies sedimentares das unidades Siluro-Devonianas aflorantes na porção Sudeste do município de Presidente Figueiredo, borda norte da Bacia do Amazonas-Am. Universidade Federal do Amazonas – UFAM.
- Datta B.; Sarkar S.; Chaudhuri A.K. 1999. Swaley cross-stratification in medium to coarse sandstone produced by oscillatory and combined flows: examples from the Proterozoic Kansapathar Formation, Chhattisgarh Basin, M.P., India. *Sedimentary Geology* 129, 51–70.
- Dardenne M.A., Alvarenga C.J.S., Oliveira C.G., Lenharo S.L.R. 2005. Geologia e metalogenia do depósito de Cobre do Graben do Colorado, Fossa Tectônica de Rondônia, Brasil. In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W.(Coords.). *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. Brasília: DNPM - CT-Mineral/FINEP – ADIMB, 557-596.
- Dalrymple R.W. 2010. Tidal depositional systems. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (Eds.), *Facies Models*, 4, GEOText6, Geol. Assoc., Canada, pp. 199–208.
- Davis Jr R.A. 2012. Tidal Signatures and Their Preservation Potential in Stratigraphic Sequences. In: Davis Jr R.A & Dalrymple R.W (Eds), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Dordrecht Heidelberg London New York. 35-55p.
- De Raaf F.M. & Boersma J.R. 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geologie en Mijnbouw* 50: 479-504.
- Derry L.A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294: 152–162.
- Desjardins P.R.; Mángano M.G.; Buatois L.A.; Pratt B.R. 2010. Skolithos pipe rock and associated ichnofabrics from the southern Rocky Mountains, Canada: colonization trends and environmental controls in an early Cambrian sandsheet complex. *Lethaia* 43, 507–528.
- Deynoux M. & Trompette R. 1981. Late Ordovician tillites of the Taoudeni Basin, West Africa. In: Hambrey M.J. & Harland W.B. (Eds.), *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 89-96.

- Díaz-Martínez E. & Grahn Y. 2007. Early silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 245, p.62-81.
- Dickson J.A.D. 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Jour. Sedimentary Petrology*, v. 36, pp. 491-505.
- Donnadieu Y.; Godderis Y.; Ramstein G.; Nedelec A.; Meert J.A. 2004. “Snowball Earth” climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, 428: 303-306.
- Dott Jr R.H. & Bourgeois J. 1983. Hummocky stratification-significance of its variable bedding sequences. *Reply: Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1249-1251.
- Droser M.L. Ichnofabric of the Paleozoic Skolithos Ichnofacies and the Nature and Distribution of *Skolithos* Piperock. *PALAIOS*, v. 6, p. 316–325.
- Duke W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology* 32, 167–194.
- Dumas S. & Arnott R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12): 1073-1076.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (Ed). *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geol. v.1, p. 21-108 (Memoir 1).
- Eoff J.D. 2014. Suspected microbial-induced sedimentary structures (MISS) in Furongian (Upper Cambrian; Jiangshanian, Sunwaptan) strata of the Upper Mississippi Valley. *Facies*, 60: 801–814.
- Eyles C.H.; Eyles N.; Miall A.D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 15--84.
- Eyles C.H. & Eyles N. 2010. Glacial deposits, in James N.P. & Dalrymple R.W. eds. *Facies Models 4: Geological Association of Canada*, GEOText 6, 73-104.
- Eyles N. & Miall A.D. 1984. Glacial facies. In: Walker R.G. (Ed) *Facies models*. 2. ed. Geoscience Canada. p. 15-38.
- Eyles N. & Eyles C.H. 1992. Glacial depositional systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada Special Publication, St. Johns, NF, p. 73 – 100.
- Eyles N. 1993. Earth’s glacial record and its tectonics setting. *Earth-Science Review*, v. 35, p. 1-248.
- Fairchild I.J. & Kennedy M.J. 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. *Journal of the Geological Society, London*, v. 164, p. 895–921.
- Finnegan S.; Bergmann K.; Eiler J.M.; Jones D.S.; Fike D.A.; Eisenman I.; Hughes N.C.; Tripathi A.K.; Fisher W.W. The magnitude and duration of late Ordovician-early Silurian glaciation. *Science*, 2011. v. 331, n. 6019, p. 903-906.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate rocks analysis: interpretation and application*. Berlin Heidelberg; New York: Springer, 976p.
- Frakes L.A.; Francis J.E.; Syktus J.I. 1996. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

- Frimmel H.E. 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, 182: 239-253.
- Gaia V.C.S. 2015. A capa carbonática do Sudoeste do Cráton Amazônico, Estado de Rondônia: nova ocorrência e extensão dos eventos pós-glaciação Marinoana (635 Ma). Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Pará. 66 p.
- Galehouse J.S. 1971. Sedimentation analysis. pp. 69-93 in: R.E. Carver, (ed.), *Procedures I Sedimentary Petrology*. WileyInterscience. New York, NY.
- Gehling J.G. 2010. Environmental interpretation and a sequence stratigraphic framework for the terminal Proterozoic Ediacara Member within the Rawnsley Quartzite, South Australia. *Precambrian Research* 100, 65–95.
- Ghienne J.F. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 189: 117-145.
- Gibbs M.T.; Bice K.L.; Barron E.J.; Kump L.R. 2000. Glaciation in the early Paleozoic “greenhouse” the roles of paleogeography and atmospheric CO₂. In: *Warm Climates Warm Climates in Earth History*. Huber, B. T.; Macleod, K. G.; Wing, S. L. Cambridge University Press.
- Goldberg K.; Morad S.; Al-Aasm I.S.; De Ros L.F. 2011. Diagenesis of Paleozoic playa-lake and ephemeral-stream deposits from the Pimenta Bueno Formation, Siluro-Devonian (?) of the Parecis Basin, central Brazil. *Journal of South American*, 32; 58-74.
- Grahn Y. & Caputo M.V. 1992. Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99:9-15.
- Grotzinger J.P.S. & Knoll A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? *Palaos*, 10: 578-596.
- Halverson G.P.; Maloof A.C.; Hoffman P.F. 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research*, 16: 297-324.
- Halverson G.P.; Hoffman P.F.; Schrag D.P.; Maloof A.C.; Rice A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, 117: 1181-1207.
- Halverson G.P.; Wadw B.P.; Hurtgenc M.T.; Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy: *Precambrian Research*, v. 182, p. 337–350.
- Harazim D.; Callow R.H.T.; Mcilroy D. 2013. Microbial mats implicated in the generation of intrastratal shrinkage (‘synaeresis’) cracks. *Sedimentology* 60, 1621–1638.
- Hardie L.A. 1977. Introduction. In: *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas* (Ed. By L.A. Hardie) pp. 1-3. *Johns Hopkins Studies in Geology*, 22. Johns Hopkins University Press, Baltimore.
- Harms J.C.; Southard J.B.; Spearing D.R.; Walker R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: *Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course* 2, 161 p.
- Hoffman P.F.; Kaufman A.J.; Halverson G.P.; Schrag D.L. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, v. 281, p.1342-1346.
- Hoffman P.F. & Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, v.14, p.129-155.

- Hoffman P.F.; Halverson G.P.; Domack E.W.; Husson J.M.; Higgins J.A.; Schrag D.P. 2007. Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial “cap dolostone” diachronous? *Earth and Planetary Science Letters* 258, 114–131.
- Hoffman P.F. & Li Z.X. 2009. A paleogeography context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeo*, 277: 158-172.
- Hoffman P.F. 2011. Strange bedfellows: glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635 Ma) glaciation in Namibia. *Sedimentology* 58: 57–119
- Hyde W.T.; Crowley T.J.; Baum S. K.; Peltier W.R. 2000. Neoproterozoic “Snowball Earth” simulations with a coupled climate/icesheet model. *Nature*, v. 405, p. 425-429.
- Jacobsen S.B. & Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37-57.
- James N.P.; Narbonne G.M.; Kyser T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci.*, 38: 1229-1262.
- Jiang G.; Kennedy M.J.; Christie-Blick, N. 2003, Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates: *Nature*, v. 426, p. 822–826.
- Johnston D.T.; Macdonald F.A.; Gill B.C.; Hoffman P.F.; Schrag D.P. 2012. Uncovering the Neoproterozoic carbon cycle. *Nature* 483, 320–323.
- Kaufman A.J. & Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research* 73: 27-49.
- Kaufman A.J.; Knoll A.H.; Narbonne G.M. 1997. Isotopes, ices ages, and terminal Proterozoic Earth history. *National Academy of Sciences Proceedings* 94:9900-6605.
- Kaufman A.J.; Sial A.N.; Ferreira V.P. 2007. Preface to Special Issue of *Chemical Geology* on Precambrian Chemostratigraphy in honor of the late William T. Holser. *Chemical Geology* 237:1–4.
- Kaufman A.J.; Sial A.N.; Frimmel H.E.; Misi A. 2009. Neoproterozoic to Cambrian palaeoclimatic events in southwestern Gondwana. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.): *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 369-388.
- Kendal C.G.S.C. & Warren J. 1987. A review of the origin and settings of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34: 107-1028.
- Kennedy M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic post glacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *Jour. of Sedim. Research*, 66: 1050-1064.
- Kennedy M.J.; Runnegar B.; Prave A.R.; Hoffmann K.H.; Arthur M.A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26: 1059–1063.
- Kennedy M.J.; Christie-Blick N.; Sohl L.E. 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth’s coldest intervals? *Geology*, 29: 443-446.
- Kent D.V.; Van Der Voo R.; 1990. Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. In: McKerrow W.S.; Scotese C.R. (Eds.), *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 12, pp. 49-56.

- Kirschvink J. L. 1992. Late Proterozoic low-latitude glaciation: the Snowball Earth. In: Schopf, J.W.; Klein, C. (Eds.). *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary Study*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 51 -52. 138 p.
- Knoll A.H.; Hayes J.M.; Kaufman A.J.; Swett K.; Lambert I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland: *Nature*, v. 321, p. 832–837
- Knoll A.H. & Walter M.R. 1992: Latest Proterozoic stratigraphy and earth history. *Nature* 356: 673-678.
- Knoll A.H.; Bambach R.K.; Canfield D.E; Grotzinger J.P. 1996. Comparative Earth history and Late Permian mass extinction. *Science* 273, 452-457.
- Knoll A.H.; Walter M.R.; Narbonne G.M.; Christie-Blick N. 2006. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, v.39, p.13–30.
- Leal J.W.; Silva G.F.; Santos D.B. dos; Teixeira W.; Lima M.I.C. de; Fernandes A.C.; Pinto A. do C. 1978. Geologia. In: DNPM. *Folha SC. 20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto Radam Brasil. Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais*, 16, p. 17-184.
- Leckie D.A. & Walker R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates Interval-outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 66, 138–157.
- MacEachern J.A.; Pemberton S.G.; Gingras M.K.; Bann K.L. 2010. Ichnology and facies models. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (eds.). *Facies Models 4. Geological Association of Canada. GEOText*. p. 19-58.
- Marzoli A.; Renne P.R.; Piccirillo E.M.; Ernesto M.; Bellieni G.; De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284:616-618.
- McIlroy D. & Garton M. 2004. A worm's eye view of the Early Palaeozoic sea floor. *Geology Today* 20, 224–230.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22:261 -308.
- Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p.
- Miall A.D. 2000. *Principles of Sedimentary basin analysis*. New York: SpringerVerlag, 3^oed., 616 p.
- Micheels A. & Montenari M. 2007. A snowball Earth versus a slushball Earth: Results from Neoproterozoic climate modeling sensitivity experiments. *Geosphere*; v. 4; no. 2; p. 401–410.
- Minioli B.; Ponçano W.L.; Oliveira S.M.B. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43:433 -437.
- Moczyłowska M. 2006. The Ediacaran phytoplankton and cyanobacteria - a recovery after snowball Earth conditions. In: *Snowball Earth 2006 Conference, Monte Verita, Ticino, Switzerland, July, 16–21, 76, 2006 Ibero*).
- Moczyłowska M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, 167: 71-92

- Mohanty S.P.; Barik A.; Sabange S.; Sarkar A. 2015. Carbon and oxygen isotope systematics of a Paleoproterozoic cap-carbonate sequence from the Sausar Group, Central India. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 417, 195-209.
- Myron P.M. & Kaufman A.J. 1999. A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canadá. *Journal of Sedimentary Research*, 69 : 784-793.
- Nahass S. *et al.* 1974. Programa de Reuniões para Integração Geológica. Integração dos projetos Alto Guaporé, Sudeste de Rondônia, Centro-Oeste de Mato Grosso, Noroeste de Rondônia e Norte da Amazônia. Manaus: DNPM/CPRM. 45p.
- Nogueira A.C.R.; Truckenbrodt W.; Soares E.A.A. 1999. O icnogênero *Arthrophyvus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano inferior) da bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Rev. Bras. Geoc.*, 29 (2):135-140.
- Nogueira A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese (Doutorado em Geologia), Progr. de Pós-Graduação Geol. Sedim., Universidade de São Paulo, São Paulo, 173 p.
- Nogueira A.C.R.; Riccomini C.; Sial A.N.; Moura C.A.V.; Fairchild, T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball. *Geology*; July 2003; v. 31; no. 7; p. 613–616.
- Nogueira A.C.R. & Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Rev. Bras. Geol.*, 36:623-640.
- Nogueira A.C.R.; Riccomini. C; Sial A.N. Moura C.A.V. Trindade R.I.F.; Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology* 237: 168–190.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Second Edition. Wiley-Blackwell
- Padilha A.V.; Montes A.S.L.; Barros C.A.F.; Lemos D.B.; Frota G.B.; Luz J.S.; Moreira J.M.P.; Moreno J.J.P.; Montes M.L.; Menezes Filho N.R.; Cardos O.R.F.A.; Lima P.F.C.; Almeida W.J.; Abreu Filho W.; Silveira W.P.; Santana W.R.R. 1974. Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, v.1.
- Pedreira A.J & Bahia R.B.C. 2000. Sedimentary Basins of Rondônia State, Brazil: Response to the geotectonic evolution of the Amazonian Craton. *Rev. Bras. Geoc.* 30 (3): 477-480.
- Pedreira A.J. & Bahia R.B.C. 2004. Estratigrafia e Evolução da Bacia dos Parecis Região Amazônica, Brasil: integração e síntese de dados dos Projetos Alto Guaporé, Serra Azul, Serra do Roncador, Centro-Oeste de Mato Grosso e Sudeste de Rondônia. Brasília: CPRM. Serviço Geológico do Brasil/DEPAT/DIEDIG, 39p.
- Petri S.; Coimbra A.M.; Amaral G.; Ojeda y Ojeda H.; Fúlfaro V.J.; Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Brás. Geociências*, 16(4):372-6.
- Pemberton S.G.; MacEachern J.A.; Frey R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: R.G. Walker, & James N.P. (eds.). *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada. p. 47-72.
- Pinto Filho F.P.; Freitas A. F. de; Melo C. F. de; Romanini S. J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. DNPM/CPRM, Porto Velho, Relatório final, 4 v.

- Plummer R.S. & Gostin V.A. 1981. Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis. *J. Sed. Petrol.*, 51, 1147–1156.
- Postma G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella A. & Prior D.B. (eds.) *Coarser-grained deltas*. Special Publication n° 10 of International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publication, pp. 29-74.
- Potter P.E. & Pettijohn F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis* (2nd ed.). New York: Springer-Verlag Reading, H. G. (Ed.) (1996). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. New Jersey: Blackwell Science.
- Powell R.D. 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdeswell J A. & Scourse J.D. (eds.) *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. London, Geological Society (Special Paper 53), 53-73.
- Pratt B.R. 1998. Syneresis cracks: Subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sed. Geol.*, 117, 1–10.
- Pruss S.B.; Bosak T.; Macdonald F.A.; McLane M.; Hoffman P.F. 2010. Microbial facies in a Sturtian cap carbonate, the Rasthof Formation, Otavi Group, northern Namibia. *recambrian Research* 181: 187–198.
- Quadros M.L.E.S. & Rizzotto G.J. 2007. *Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Rondônia-escala 1:1.000.000*. Porto Velho: CPRM, 2007. 116 p.
- Radley J.D. & Coram R.A. 2015. Derived Skolithos pipe rock in the Budleigh Salterton Pebble Beds (Early Triassic, East Devon, UK). *Proceedings of the Geologists' Association* 126, 220–225.
- Raymond A. & Metz C. 2004. Ice and its consequences: glaciation in the Late Ordovician, Late Devonian, Pennsylvanian-Permian, and Cenozoic compared. *Journal of Geology* 112, 655–670.
- Reading H.G. (Ed.) (1996). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. New Jersey: Blackwell Science.
- Renaut R.W. & Gierlowski-Kordesch E.H. 2010. Lakes: in James N.P. & Dalrymple R.W. 2010. *Facies Models 4*. Geological Association of Canada.
- Riccomini C.; Nogueira A.C.R.; Sial A.N., 2007. Carbon and oxygen isotope geochemistry of Ediacaran outer platform carbonates, Paraguay Belt, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79, 519–527
- Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47: 179–214.
- Ribeiro Filho W.; Luz J. S.; Abreu Filho W. 1975. Projeto Serra Azul. Reconhecimento geológico. DNPM/CPRM. Goiânia, Relatório final, v.1.
- Rizzotto G.J.; Quadros M.L.E.S.; Bahia R.B.C.; Dall'Igna L.G.; Cordeiro A.V. 2004. Folha SC.20-Porto Velho. In: Schobbenhaus C.; Gonçalves J.H.; Santos J.O.S.; Abram M.B.; Leão Neto R.; Matos G.M.M.; Vidotti R.M.; Ramos M.A.B.; Jesus J.D.A. de. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. CD-ROM
- Romero G.R. 2010. Estromatólitos e estruturas associadas na Capa Carbonática da Formação Mirassol D'Oeste, Grupo Araras, Faixa Paraguai (Neoproterozoico, MT). Universidade de São Paulo - USP. Dissertação de Mestrado. 104 p.

- Romero G.R. 2015. Geobiologia de microbialitos do Ediacarano da Faixa Paraguai e Sul do Craton Amazônico (MS e MT): Implicações paleoambientais, paleoecológicas e estratigráficas. Universidade de São Paulo - USP. 183p.
- Runnegar B. 2000. Loophole for snowball Earth. *Nature*, 405:403-404.
- Sansjofre P.; Ader M.; Trindade R.I.F.; Elie M.; Lyons J.; Cartigny P.; Nogueira A.C.R. 2011. A carbono isotope challenge to the snowball Earth. *Nature*, 478: 93-97.
- Sansjofre P; Trindade R.I.F.; Ader M.; Soares J.L.; Nogueira A.C.R.; Tribovillard N. 2014. Paleoenvironmental reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals record. *Precambrian Research* 241: 185–202.
- Santos J.O.S.; Hartmann L.A.; Gaudette H.E.; Groves D.I.; McNaughton N.J.; Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping an U-Pb and Sm- Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Scandalora J.E.; Rizzotto G.J.; Bahia R.B.C.; Quadros M.L.E.S.; Amorim J.L.; Dall’Igna L.G. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondonia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1.000.000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRMServico Geológico do Brasil, Brasília, Brasil.
- Scandalora J.E. 2006. Geologia e evolução do Terreno Jamarí, embasamento da Faixa Sunsás/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do craton amazônico. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília (Distrito Federal), v.1, 460 p.
- Schobbenhaus C.; Campos D.A.; Derze G.R.; Asmus H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.
- Schobbenhaus C. & Campos D.A. 1984. Evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2500000. Coord. Carlos Schobbenhaus, Diógenes de Almeida Campos, Gilberto Ruy Derze, Haroldo Asmus. Brasília. Departamento Nacional de Produção Mineral.
- Scotese C.R.; Barrett S.F. 1990. Gondwanaland’s movement over the South Pole during the Paleozoic: Evidence from lithological indicators of climate. In: McKerrow W.S.; Scotese C.R. (Eds.), *Paleozoic Palaeography and Biogeography*. Geol. Soc. Lond. Mem.12, pp. 65-85.
- Shields G.A. 2005. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plume world hypothesis. *Terra Nova*, 17:299-310.
- Sial A.N.; Karhu J.A.; Ferreira V.P. 2010. Insights from isotope stratigraphy. *Precambrian Research* 182: v–ix.
- Sial A.N.; Gaucher C.; Ferreira V.P.; Pereira N.S.; Cezario W.S.; Chigolino L.; Monteiro H. 2015. Isotope and Elemental Chemostratigraphy. In: M. Ramkumar. (Org.). *Chemostratigraphy, Concepts, Techniques and Applications*. 1ed. Amsterdam: Elsevier, 2015, v. 1, p. 23-64.
- Siqueira L.P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3:3-16.
- Siqueira L.P. & Teixeira L.B. 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. In: SBGeof., Congr. Intern. Soc. Bras. Geof.,3, Resumos Expandidos, p. 168-170.

- Shinn E.A. 1983. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a re-evaluation. *J. Sedim. Petrol.* 53, 619-629.
- Smith A.G.; 1997. Estimates of the Earth's spin (geographic) axis relative to Gondwanaland from glacial sediments and palaeomagnetism. *Earth-Sci. Rev.* 42, 161-169.
- Soares E.A.A.; Truckenbrodt W.; Nogueira A.C.R. 2005. Fácies litorâneas e subglaciais da Formação Nhamundá (Siluriano inferior), região de Presidente Figueiredo, Bacia do Amazonas. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi.* 2:105-132.
- Soares J.L. & Nogueira A.C.R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangará da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 38:715-729.
- Soares J.L. 2012. Estratigrafia e Isótopos de C, O e S da Capa Carbonática de Tangará da Serra (MT), Margem Sul do Cráton Amazônico. Tese, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 152 p.
- Soares J.L.; Nogueira A.C.R.; Domingos F.; Riccomini C. 2013. Synsedimentary deformation and the paleoseismic record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48 (2013) 58-72.
- Soeiro R.S. 1981. Projeto Prospeção de Carvão Energético em Rondônia. DNPM/CPRM, Porto Velho, Relatório final.
- Spangenberg J.E.; Bagnoud-Velásquez M.; Boggian P.C.; Gaucher C. 2013. Redox variations and bioproductivity in the Ediacaran: Evidence from inorganic and organic geochemistry of the Corumbá Group, Brazil. *Gondwana Research*.
- Stanevich A.M.; Nemerov V.K.; Sovetov Y.K.; Chatta E.N.; Mazukabzov A M.; Perelyaev V.I.; Kornilova T.A. 2005. Precambrian microfossil-characterized biotopes from the southern margin of the Siberian craton. *Russian Journal of Earth Sciences* vol. 7.
- Tarhan L.G.; Droser M.L.; Gehling J.G. 2015. Depositional and preservational environments of the Ediacara Member, Rawnsley Quartzite (South Australia): Assessment of paleoenvironmental proxies and the timing of 'ferruginization'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 434, 4–13.
- Tassinari C.C.G. & Macambira J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v.22, n.3, p. 174-182.
- Trindade R.I.F.; Font E.; D'Agrella-Filho M.S.; Nogueira A.C.R.; Riccomini C. 2003. Low latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon Craton. *Terra Nova*, 15(6):441-446.
- Tucker M.E. 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction*. 2a ed. London: Blackwell Scientific Publications. 252 p.
- Tucker M. 2003. *Sedimentary Rocks in the Field: The geological field guide series*. 3º ed., John Wiley & Sons Ltd. 234 p.
- Tucker M.E. 2011. *Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide*. WileyBlackwell, England, 276p.
- Turner B.R.; Makhlof I.M.; Armstrong H.A. 2005. Late Ordovician (Ashgillian) glacial deposits in southern Jordan. *Sedimentary Geology* 181, 73–91.

- Vakarelov B.K.; Ainsworth R.B.; MacEachern J.A. 2012. Recognition of wave-dominated, tide-influenced shore record: Variations from a microtidal shoreline model. *Sedimentary Geology*, 279, 23-41.
- Vaslet D. 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes* 13, 147–161.
- Vidal G.; Palacios T.; Gámez-Vintaned J.A.; Díez Balda M.A.; Grant S.W.F. 1994. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131, 729-765.
- Vieira L.C. 2007. A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozoico. Universidade de São Paulo – USP (Tese de doutorado). 198 p.
- Visser M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8 (11), 543-546.
- Walker J.C.G. 2001. Strange weather on snowball Earth. *Earth System Processes*, Edinburgh, Scotland, Progr. Abstracts, pp. 110–111, Geological Society, London
- 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*. *Geotext* 1 (1 - 14). Waterloo, Ontario: Geological Association of Canada.
- Walker R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. In: Posamentier H.W & Walker R.G. (eds). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, p. 1 -18.
- Williams G.E.; Gostin V.A.; Mckirdy D.M.; Preiss W.V. 2008. The Elatina glaciation, late Cryogenian (Marinoan Epoch), South Australia: Sedimentary facies and paleoenvironments. *Precambrian Research* 163 (2008) 307-331.
- Wisevic M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall A.D. & Tyler N. (Eds.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery* (v. 3, 22- 24, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*). Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Zeng J.; Cao C.Q.; Davydov V.I.; Shen S.Z. 2012. Carbon isotope chemostratigraphy and implications of paleoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia. *Gondwana Research* 21, 601–610
- Zhang S.; Jiang G.; Han Y. 2008. The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China. *Terra Nova* 20, 289-8294.