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

TESE DE DOUTORADO

PALEOAMBIENTE E ISÓTOPOS DE C E O DA CAPA CARBONÁTICA DE TANGARÁ DA SERRA (MT), MARGEM SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Tese apresentada por:

JOELSON LIMA SOARES
Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

BELÉM
2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S676p Soares, Joelson Lima

Paleoambiente e isótopos de C e O da capa carbonática de Tangará da Serra (MT), margem Sul do Cráton Amazônico / Joelson Lima Soares; Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira - 2012.

xxii, 152 fl.: il.

Tese (doutorado em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Geologia estratigráfica. 2. Capa carbonática. 3. Microfácies. 5. Diagêneses. 6. Isótopos de C e O. 7. Deformações sinsedimentares. I. Nogueira, Afonso César Rodrigues, *orient*. II. Universidade Federal do Pará III. Título.

CDD 22º ed.: 551.715

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

PALEOAMBIENTE E ISÓTOPOS DE C E O DA CAPA CARBONÁTICA DE TANGARÁ DA SERRA (MT), MARGEM SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

TESE APRESENTADA POR

JOELSON LIMA SOARES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA

Data de Aprovação: 03 / 12 / 2012

Banca Examinadora:

Prof. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Orientador-UFPA)

Prof. THOMAS RICH FAIRCHILD
(Membro-USP)

Prof. RAMSÉS CAPILLA
(Membro- Petrobrás)

Prof. WERNER TRUCKENBRODT
(Membro-UFPA)

Prof. JEAN MICHEL LAFON
(Membro-UFPA)

Aos meus pais Joaquim e Maria pelo apoio constante e encorajador durante as varias etapas da minha vida, responsáveis em grande parte pelo que sou hoje. Ao meu irmão Joilson que sempre me incentivou de alguma forma. A minha esposa Simone Martins pelo apoio e paciência durante este importante momento da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará pelo apoio logístico e financeiro. Ao apoio do Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia (FAGEO), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, ao Programa de Recursos Humanos da ANP (PRH-06) e o INCT/GEOCIAM.

A mina Calcário Tangará S.A. pelo apoio logístico para a realização do trabalho de campo, fornecendo alojamento e alimentação para o grupo de pesquisa e, em especial, ao engenheiro de minas Sávio dos Santos pela colaboração, apoio e incentivo durante a realização dos trabalhos.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pela amizade, incentivo, criticas, sugestões técnico-cientificas que contribuíram para a finalização deste trabalho e por ter aceitado o desafio de ser o meu orientador.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelo significante aprendizado, quando fui seu monitor e aluno, na análise petrográfica de rochas sedimentares e estratigrafia. Obrigado por passar um pouco da sua experiência e sabedoria durante as revisões das descrições de lâminas do programa de formação de recursos humanos da Petrobrás.

Aos amigos Dr. José Bandeira, Msc. Roberto César Barbosa, Msc. Rick de Oliveira e Msc. Luciana Brelaz por me acompanharem durante o trabalho de campo e contribuírem com excelentes discussões. Ao projeto MCT/CNPq 15/2007 coordenado por Candido Augusto Moura pelo apoio financeiro em alguns trabalhos de campo.

Aos Profs. Dr. Rômulo Angélica e Dr. Claudio Lamarão pelas analises de difração de raios-X e MEV/EDS, respectivamente. Ao Prof. Dr. Virginio Neumann pelas analise de catodoluminescência no Laboratório de Catodoluminescência da UFPE. Aos Drs. Pierre Sansjofre e Magali Ader do Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables da Universidade de Paris (IPGP), França, pelas análises para a determinação da composição isotópica de C e O. Ao Prof. Dr. Fábio Domingos pela contribuição na analise de deformações e revisão do texto em inglês. A técnica do Laboratório de Laminação do IG Joelma Lobo pela confecção das laminas petrográficas.

Aos amigos e colegas do curso de graduação e pós-graduação da UFPA que me acompanharam nesta jornada. Aos amigos e colegas do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) que juntos convivemos, durante vários trabalhos de

campo e de lazer, momentos de intenso trabalho cientifico e diversão entre eles Luciana Brelaz, Isaak Rudnitzki, Hudson Santos, Anna Nogueira, Cleber Rabelo, Eduardo de Jesus, Francisco Romério (Latino), John Sandoval Romero, Isaak Salém, Luiz Saturnino, Pedro Augusto, Tasso Guimarães, Anderson Mendes, João Milhomen, Priscila Amaral, Brenda Karoline, Carla Batista, José Maxi Rozo, Renata Lopes, Valber Gaia, Lucas Noronha, Raphael Neto e Renato Sol e em especial a José Bandeira Cavalcante da Silva Junior e Humberto Dias Abinader que sempre estiveram próximos nos momentos difíceis e de muita descontração.

Em fim agradeço todas as pessoas, embora não citadas, que contribuíram de forma direta ou indireta para a elaboração deste trabalho.

A mente que se abre a uma nova ideia jamais voltará ao seu tamanho original.
(Albert Einstein)

RESUMO

Rochas carbonáticas pós-glaciais de idade neoproterozóica têm sido, nas ultimas décadas, alvo de intensos debates quanto às condições climáticas e paleoceanográficas nas quais foram formadas. Estas condições do final do Neoproterozóico interferiram da forma crucial na evolução biológica do nosso planeta, pontuada por períodos de glaciações globais que alcançaram baixas latitudes. O registro pós-glacial consiste em camadas carbonáticas com estruturas sedimentares típicas que sobrepõem diretamente diamictitos glaciais. Estas capas carbonáticas foram intensamente investigadas nos últimos anos em diversos crátons pelo mundo, com base em análises geoquímicas, petrográficas, sedimentológicas e de isótopos de C e O. Esta mesma leitura foi feita para a nova ocorrência de capa carbonática no sudoeste do Cráton Amazônico, na região de Tangará da Serra, região central do Brasil, com 50m de espessura exposta na Mina de Calcário Tangará, similar àquela encontrada a 200 km a oeste, na região de Mirassol d'Oeste, correlacionada às principais capas carbonáticas do mundo. A capa carbonática de Tangará da Serra inclui duas unidades litoestratigráficas pertencentes à base do Grupo Araras, a Formação Mirassol d'Oeste composta por dolomitos microcristalinos que são recobertos por calcários intercalados com folhelhos da Formação Guia. Os d*olograinstones* peloidais e *dolomudstones*/*dolopackstones* rosados da Formação Mirassol d'Oeste exibem laminações plano-paralela e quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo, por vezes, truncadas por estruturas em tubo, e passam verticalmente para acamamento de megamarca ondulada simétrica e com laminações onduladas internas assimétricas, interpretados como depósitos de plataforma rasa a moderadamente profunda influenciados por onda. A Formação Guia consiste em margas e calcários finos com acamamentos de megamarcas onduladas, calcários arenosos com laminações onduladas assimétricas intercaladas com *mudstones* escuros com hidrocarbonetos, interpretados como depósitos de plataforma mista moderadamente profunda dominada por corrente e onda. Em direção ao topo, ocorrem calcários finos rico em terrígenos, intercalados com folhelhos laminados, em camadas tabulares e lateralmente contínuas por dezenas de metros exibindo marcas onduladas, leques de cristais de calcita (neomorfismo de cristais de aragonita), diques neptunianos, estruturas de escorregamento, convoluções, falhas e brechas intraformacionais (clastos de dolomitos e calcários), interpretados como depósitos de plataforma profunda e supersaturada em $CaCO_3$. Os valores de $\delta^{13}C$ no contato entre as formações Mirassol d'Oeste e Guia são empobrecidos (-8‰) no contato, do que ao longo da sucessão (valores próximos de -5‰ nos dolomitos e calcários). Os sinais isotópicos da base da Formação Guia podem estar alterados por processos como dolomitização e neomorfismo. Com a análise petrográfica

foi possível observar que: 1) os dolomitos são menos alterados diageneticamente que os calcários, conforme os dados petrográficos e de isótopos de C (-6‰ a -5‰) e O (-6‰ a -4‰); 2) A preservação de estruturas deposicionais (laminações), poros e macropelóides, sugerem que a dolomita da Formação Mirassol d'Oeste é primária. A fonte de Mg foi provavelmente a própria água do mar e o mecanismo para a precipitação da dolomita seria a ação de bactérias redutoras de sulfato e 3) Os hidrocarbonetos são escassos nos dolomitos quando comparados com os calcários da porção superior da sucessão. A hipótese mais provável é a baixa permeabilidade dos dolomitos. Os hidrocarbonetos da Formação Guia podem ter origem nos próprios calcários/folhelhos. Cinco sucessivos eventos de deformação sinsedimentar foram reconhecidos nas duas ocorrências de capa carbonática do Neoproterozóico: 1) estruturas de sobrecarga de pequena e grande escala na zona de contato entre os sedimentos glaciogênicos e os dolomitos; 2) deslocamento de laminação estromatolítica por estruturas em tubo; 3) geração de fraturas e falhas verticais e subverticais e dobras chevron com anticlinais e sinclinais de grande escala; 4) fraturas e falhas verticais e subverticais com subsequente preenchimento de conglomerados e brechas formando diques neptunianos entre camadas sem deformação; e 5) formação de depósitos de slump e sliding na parte superior da capa calcária. Enquanto os event layers 1, 2 e 5 são inerentes ao ambiente deposicional, uma consistente orientação de estruturas deformacionais dos events layers 3 e 4 são consistentes com tectônica regional relacionados a deslocamentos extencionais e sugere terremotos como o mecanismo responsável por deformações dos sedimentos e falhamentos de massas em grande escala. Os depósitos de escorregamento seriam gerados por fluxos gravitacionais ao longo de uma rampa, causados por alta produtividade de carbonato. A capa carbonática exposta na região de Tangará da Serra registra um ambiente plataformal em rampa com um declive acentuada na margem da plataforma (*distally steepened ramp*) eventualmente perturbada por choques sísmicos.

Palavras-chave: Geologia estratigráfica. Capa carbonática. Microfácies. Diagênese. Isótopos de C e O. Deformações sinsedimentares.

ABSTRACT

The paleoclimatic and paleoceanographic conditions during the formation of Neoproterozoic post-glacial carbonates have been intensely debated in the last decades. During the end of the Proterozoic, these conditions influenced the biological evolution of the planet, which was punctuated with global glacial events extensive to the low latitudes. The post-glacial geological record comprises carbonate layers with diagnostic structures overlying glacial diamictites. These cap carbonate were intensely studied in cratons worldwide, using geochemical, sedimentological, petrographical and isotopical (C and O) analysis. Similar studies were carried out in newly discovered 50 m thick cap carbonate in the Southern Amazon Craton, in the regions of Tangará da Serra and Mirassol d'Oeste, 200 km away from each other and comparable to the other cap carbonate occurrences around the world. The Tangará da Serra cap carbonate includes two lithostratigraphic units belonging to the Araras Group: the Mirassol d'Oeste Formation characterized by microcrystalline dolomites overlaid by interbedded limestones and shales of the Guia Formation. The peloidal dolograinstones and pink *dolomudstones*/*dolopackstones* of the Mirassol d'Oeste display even parallel and quasi-planar lamination with low-angle truncation, often truncated by tubestone and changing vertically into symmetric megaripple bedding with wavy corrugated and internal asymmetric laminations interpreted as deposits of shallow to moderately deep platform influenced by wave. The Guia Formation comprises marls and fine grained limestones with megaripple bedding, sandy limestones with asymmetric wavy laminations interbedded with dark mudstones with hydrocarbon interpreted to have formed in moderately deep mixed platform dominated by current and wave deposits. Upwards in the Guia Formation were observed fine grained, terrigenous-rich limestones interbedded with laminated shales forming tabular layers, tens of meters long with ripple marks, crystal fans (calcite after aragonite pseudomorphs), neptunian dykes, slump structures, convolutions, faults and intraformational breccias (clasts of limestones and dolomites). These features were interpreted as related to $CaCO_3$ supersaturated, deep water platform deposits. $\delta^{13}C$ values are depleted (-8‰) at the contact between the Mirassol d'Oeste and Guia formations relatively to the other parts of the succession (5‰ in dolomites and limestones). The isotopic ratios at the base of the Guia Formation can be affected by dolomitization and neomorfism processes. Petrography data indicates that: 1) diagenetic alteration was stronger in limestones than in dolomites, also supported by C (-6‰ a -5‰) and O (-6‰ a -4‰) isotopic rations; 2) the good preservation of depositional features, including lamination, porosity and macropeloids is indicative of primary origin for the dolomite in the Mirasson d'Oeste Formation; 3) The source of Mg and

the mechanism of dolomite precipitation were the seawater and the action of sulphate-reducing bacteria; 4) hydrocarbons are scarce in the low permeability dolomitic limestones compared to the upper portions of the sequence. Shales and limestones of the Guia Formation were the source rocks of the hydrocarbons. Five successive deformational events of synsedimentary nature were recognized in the two occurrences of Neoproterozoic cap carbonate: 1) large to small-scale load cast structures in the contact zone between the dolostones and glaciogene sediments; 2) tubestones crosscutting stromatolitic lamination; 3) generation of vertical to subvertical fractures and faults and large-scale syncline and anticlines with subordinated chevron folds; 4) vertical to subvertical fractures and faults infilled with conglomerate and breccia, forming neptunian dykes enclosed by undeformed beds; and 5) formation of slump and sliding deposits in the top of the cap limestone. The event layers 1, 2 and 5 are genetically related to the depositional environment, whilst the preferred orientation of the deformational structures in the event layers 3 and 4 are compatible with regional scale tectonics that produced seismically active extensional structures where earthquakes triggered the deformation of sediments associated with fault slip and large scale mass movement. Slump deposits were formed by gravity flows along a ramp, caused by high productivity carbonate. The cap carbonate exposed in the Tangará da Serra region registers a ramp platform environment with a steep slope at the edge of the platform (distally steepened ramp) eventually disturbed by seismic shocks.

Keywords: Stratigraphic geology. Cap carbonate. Microfacies. Diagenese. C and O isotope. Synsedimentary deformation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – O sul do Cráton Amazônico e norte da Faixa Paraguai. A) Contexto geotectônico. B) Mapa geológico simplificado da região de Tangará da Serra. C) Carta Estratigráfica das unidades litoestratigráficas que ocorrem na região de Tangará da Serra..... 2

Figura 1.2 – Mapa de curvas de nível mina Calcário Tangará com destaque para as frentes de lavra e afloramentos nas margens de rios e pedreiras abandonadas estudados neste trabalho (pontos vermelhos)..... 4

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – As principais subdivisões de uma rampa carbonática homoclinal. NM = Nível do mar; BO = base de atuação de ondas normais; BT = base de atuação de ondas de tempestade; PC = picnoclina. A profundidade da lâmina d'água varia de um local para o outro..... 16

Figura 3.2 – Modelo de rampa *distally steepened* com as principais fácies sedimentares..... 18

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 – As maiores províncias geocronológicas e principais unidades geológicas do Cráton Amazônico..... 21

Figura 4.2 – Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram ao longo da porção Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. Destaque para o Grupo Araras e para as formações Mirassol d'Oeste e Guia (em sua porção basal), objetos deste estudo, que constituem a capa carbonática neoproterozóica pós-glaciação Marinoana..... 24

CAPÍTULO 5

Figura 1 – Mapa de Localização e geológico simplificado. A) Localização da mina Calcário Tangará, no estado de Mato Grosso; B) Coluna estratigráfica das unidades que ocorrem na região de Tangará da Serra; C) Mapa de distribuição das formações Mirassol d'Oeste e Guia com os pontos estudados. A-A' e B-B' indicam as seções confeccionadas com perfis estratigráficos..... 31

Figura 2 – Fácies deposicionais da Formação Mirassol d'Oeste. A) Dolomudstone /dolopackstone peloidal com laminação plano-paralela; B e C) Estruturas em tubo que cortam laminações plano-paralelas; D) Laminação ondulada simétrica truncada por laminação quasi-planar; E) Laminação quasi-planar com truncamentos por onda; F) Macropelóides entre as laminações quasi-planar..... 36

Figura 3 – Margas da Formação Guia. A) Margas preenchem sinclinais de dobras sinsedimentares nos dolomitos Mirassol d'Oeste e cobertos por calcários Guia; B) Detalhe do contato entre o dolomito e a marga; C) Camadas de calcário maciço intercalado com as margas próximo ao contado com os calcários com acamamentos de megamarcas onduladas da Formação Guia; D) Camada de calcário com estrutura de sobrecarga sobre camada de marga..... 39

Figura 4 – Fácies deposicionais da Formação Guia. A) Calcário com acamamento de megamarcas onduladas; B) Camadas com megamarcas onduladas intercaladas com camadas de marga; C) Laminação ondulada concordante as macroforma das megamarcas onduladas; D) Drapes de argila (setas) que destacam as formas suaves das megamarcas onduladas (barra = 30 cm); E) Calcário com laminação quasi-planar e localmente laminação ondulada (seta) intercalado com delgadas camadas de marga betuminosa (camadas escuras); F) Laminação quasi-planar com micro-ondulações (barra = 1cm)..... 40

Figura 5 – Tipos de leques de cristais. A) Leques de cristais do topo da seção com leques colunares e conectados por arranjos de cristais fibrosos, laminações convexas formadas pela intercalação entre calcita microcristalina e material terrígeno (I). Alguns leques de cristais são truncados por uma superfície plana erosiva caracterizada pela presença de crosta de calcita (II). B) Leques de cristais da base da seção com abundantes leques conectados e deformação da laminação no topo dos cristais (III)..... 43

Figura 6 – Fácies deposicionais da Formação Guia (continuação). A) Camadas triplas de folhelho que marcam o final dos ciclos de deposição folhelhos/calcário; B) Detalhe de finas camadas de folhelho com fissilidade; C) Ciclos menores da intercalação de mudstone e leques de cristais; D) Detalhe das camadas de calcários com leques de cristais; E) Leques de cristais com laminação quase planar na base e deformada no topo; F) Calcários cinzas a preto com laminação plana irregular do topo da sucessão..... 45

Figura 7 – Diques neptunianos da Formação Guia. A) Dique neptuniano que cortaas camadas tabulares de calcário da Formação Guia; B) Brecha intraformacional com clastos retangulares e mal selecionados encontrados dentro dos diques neptunianos; C) Contato irregular entre o dique e as camadas de calcário, notar próximo ao contato os clastos orientados conforme a parede do dique..... 47

Figura 8 – Depósitos de escorregamento (slump). A) Depósitos de slump sobre os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, o contato entre os dois depósitos caracteriza a superfície BS-2 que seria o plano de deslizamento da fácies slump, orientação da foto SE-NW; B) Brechas oligomíticas na porção inferior dos depósitos de slump; C) Fotointerpretação da porção superior dos depósitos de slump, com os planos de deslizamento caracterizados pelas linhas mais espessas, blocos de calcário da Formação Guia e camadas deformadas (Cd), orientação da foto NW-SE; D) Detalhe da figura C do bloca de calcário da Formação Guia, notar que dentro do bloca a camadas deformadas entre camadas sem deformação o que sugere deformação muito posterior ao quebramento do bloco; E) Camadas deformadas formando dobras convolutas entre camadas pouco deformadas com orientação axial NE-SW, orientação do corte NW-SE, escala 15 cm; F) Calcários deformados com acamamento convoluto, escala 10 cm..... 50

Figura 9 – Mapa de distribuição das associações de fácies das unidades estudadas em Tangará da Serra. A-A' e B-B' correspondem às seções estratigráficas confeccionadas com perfis colunares das melhores exposições das formações Mirassol d'Oeste e Guia. A-A' = figura 10 e B-B' = figura 11..... 52

Figura 10 – Perfis da Mina Tutu na seção A-A' do mapa de fácies. Nestes afloramentos é observado o contato entre as formações Mirassol d'Oeste e Guia interpretado como uma superfície de máxima inundação (SIM). Notar o caráter onlapante dos depósitos da Formação Guia sobre os dolomitos deformados da Formação Mirassol d'Oeste (setas onduladas). Falha sin-sedimentares limita zona com deformações representadas por dobras métricas de zonas sem deformação com camadas planas nos dolomitos da Formação Mirassol d'Oe0ste. Depósitos de slope caracterizado por calcários deformados e brechas intraformacionais na base formam um superfície irregular (BS-2) e continua que cobre os calcários e dolomitos. A superfície BS-1 é brusca e representa o datum..... 57

Figura 11 – Perfis da Mina Abelha e do Rio Sepotuba na seção B-B' do mapa de fácies. Nestes afloramentos ocorre o contato entre as formações Mirassol d'Oeste e Guia localmente. Os depósitos de aguas profundas da Formação Guia são os predominantes e é possível observar a forma cíclica de intercalações entre calcários e folhelhos. A superfície BS-1 (datum) apresenta um caráter brusco e localmente gradacional..... 58

Figura 12 – Sucessões carbonáticas esquemáticas das regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, com suas superfícies estratigráficas em comum (II, III e V) e as que só ocorrem em uma sucessão (I, IV e VI)..... 60

Figura 13 – Perfil composto da mina Calcário Tangará com os paleoambientes e a variação dos valores isotópicos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$..... 64

Figura 14 – Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{18}O$ dos dolomitos e calcários. Três amostras que mostraram valores suspeitados de alteração diagenética na transição dolomito-calcário foram excluídas do diagrama..... 66

Figura 15 – Modelo deposicional para a capa carbonática de Tangará da Serra..... 71

CAPÍTULO 6

Figure 1 – Lithostratigraphy and tectonic of Southern Amazon Craton and Paraguay Belt. A) Tectonic setting. B) Geology of Tangará da Serra region. C) Stratigraphic column of Araras Group in the Tangará da Serra region……. 76

Figure 2 – Measured section of the Tangará da Serra carbonate succession, showing the intervals of sampling.Key-surfaces 1, 2 and 3are coincident with lithostratigraphic limits. Surface 1 is the limit of the Mirassol d'Oeste and Guia Formations and represents the base of maximum flooding zone in the transgressive system tract. Surfaces 2 and 3 are facies limits within the Guia Formation……..…… 79

Figure 3 – Depositional facies of the carbonate succession in the Tangará da Serra region. A) Symmetrical wave lamination truncated by quasi-planar lamination. B) Macropeloids between quasi-planar laminations with low-angle truncation. C) Tube-like structures which cut even parallel lamination. D) Red marl of the base of the calcareous succession. E) Limestone with megaripple bedding. F) Crystal fans on an undulated surface and covered by carbonate mud/terrigenous grains. Note that towards the top, laminations become more planar. A to C represent facies of Mirassol d´Oeste Formation and D to F are facies of Guia Formation……..…… 82

Figure 4 – Mirassol d'Oeste Formation constituents. A) Thick laminations characterized by abundant dolomite cement (a) and vug pores (p) and thin laminations (b) composed of micropeloids and few pores. B) Macropeloids (Mp) with interpeloidal dolomite cement (d) and interpeloidal pores (p), yellow arrows indicate cement between micropeloids which form macropeloids. C) Detail of lamination with abundant micropeloids and some subrounded peloids (yellow arrow). D) Dolomite rhombs inside and on the edges of a vug pore. E) Intracrystalline pores (red arrows) in dolomite rhombs which formed on the edge of vug pores. F) Vug pores partially filled with hydrocarbons (Hc)……..... 89

Figure 5 – Mirassol d'Oeste Formation constituents (continuation). A) Dolomite cathodoluminescence in pores (p) with the core of crystals exhibiting dark red-orange and bright yellow edges, peloids are entirely dark red-orange, note silicates in blue shades. B) Fracture filled with calcite and limited by stylolites. C) Stylolite detail with clay minerals and quartz (Qz). D) Vug pores partially filled with spar calcite (red stained) and hydrocarbons (Hc). E) Fe oxide and hydroxide (Io) replacing dolomite (D). F) Euhedral crystal of authigenic quartz (Qz)……..…….. 90

Figure 6 – Dolomitic marl. A) Planar lamination formed by the accumulation of terrigenous grains of fine sand to silt sizes. B) Lamination detail with quartz and microcline grains. C) Dissolution seam with concentration of grains and ferruginous clay. D) Microspar dolomite rhombs…… 92

Figure 7 – Types of crystal fans. A) Most common crystal fans type in the calcareous succession, fans "cut" laminations with terrigenous grains and fibrous crystals. B) Small crystal fans which precipitated on an undulated surface where peloids also occur. C) Fans commonly found at the base of the succession. Note the deformation of the lamination associated to the growth of crystals; D) Calcite needles that do not form fans, generally associated to irregular surfaces……. 95

Figure 8 – Constituents of the Guia Formation. A) Crystal fans in plan view and peloids, dolomite substituting fans. B) Crystal fan needle filled with hydrocarbons (Hc), note calcite crystals with rounded and partially corroded edges in contact with hydrocarbons. C) Small crystal fans precipitated onto an undulated surface and connected by thin calcite crusts. D) Crystal fans (Cf) which cut laminations composed of microcrystalline calcite (Cm) and quartz grains (Qz). E) Laminations with terrigenous grains, opaque minerals and cement intercalated with micrite laminations. F) Cathodoluminescence of terrigenous grains. Blue grains are detrital quartz, non-luminescent grains are authigenic quartz and yellow grains are possibly feldspar……. 96

Figure 9 – Diagenesis of the Guia Formation. A) Partly dolomitized crystal fans with edges containing fine calcite subcrystals, and spar calcite crystals in the center. Note the olive green color of dolomite, which suggests a ferrous composition. B) Crystal fans with non-luminescent nuclei composed of ferrous dolomite. C) and D) Plane view of crystals under natural light (C) and cathodoluminescence (D). Crystal fans are substituted by mosaics of zoned subhedral crystals. Note the presence of Mn oxide which substitutes zoned dolomite rhombs. E) Cubical Fe oxide and hydroxide crystals, likely pyrite, associated with the calcite crust. F) Fracture filled with calcite, dolomite (Do) and hydrocarbons (Hc)……..……..... 100

Figure 10 – Diagenetic sequence and hydrocarbon migration in Guia Formation limestone. I) Crystal fans and micrite during deposition. II) Inversion/neomorphism of aragonite fans into calcite fans and formation of intercrystalline pores. III) Dissolution of the inside of needles likely associated with the percolation of organic acids through intercrystalline pores, with fracturing occurring during burial. IV) Micrite neomorphism, fan dolomitization, fracture filling with calcite and dolomite and onset of hydrocarbon migration into intracrystalline pores. Note the difference in sizes of microsparite. V) End of hydrocarbon migration with fracture filling……..……..…… 102

Figure 11 – Depositional and diagenetic processes and diagenetic sequence of the carbonate succession of the Tangará da Serra, Brazil……..……..……. 103

CAPÍTULO 7

Figure 1 – Puga cap carbonate inference with the sedimentary facies and paleoenvironment. Bands ash mark the deformation zones (explanations in text). Detail at the top right location of the outcrops studied in the Mirassol d'Oeste and Tangará da Serra regions, Mato Grosso, central part of Brazil.……..……..……. 113

Figure 2 – Cap carbonate features. A) Pinkish dolostone with domal stromatolite at the base of Mirassol d'Oeste Formation. B) Megaripple bedding with thin dark bitumen lamination of the top of Mirassol d'Oeste Formation. C) Macropeloids between quasi-planar lamination to low-angle truncated of cap dolostone. D) Centimeter crystal fans in undulated beds of the Guia limestones……..…….. 117

Figure 3 – Event layer 1. Deformed contact between Puga diamictites and Mirassol d'Oeste dolomicrite, showing large overload structures in dolostone (hammer 28cm length). Stereograms show the bedding dip……..……..……..... 118

Figure 4 – Event layer 2. Illustration of the relationship between the domal stromatolites and tube structures. Vertical and in plan view of tubes in (A) Mirassol d'Oeste and (B) Tangará da Serra regions……..……..……..…… 120

Figure 5 – Event layer 3. A) Chevron folds in pinkish dolomicrite. B) Synsedimentary normal fault in fold flank. C) Several small-scale folds in synform. D) Photomosaic show the contact of Mirassol d'Oeste Formation deformed and Guia Formation undeformed in the Tangará da Serra quarry. Rectangles indicate the position of the photos above. E) Photointerpretation of the metrics folds associated with synsedimentary faults. Marl overlie and filling the synforms. Stereograms show the dip of bedding and trend faults…….……..……..…… 121

Figure 6 – Event layers 3 e 4. A) Panoramic section of Terconi Mine in Mirassol d'Oeste region, where Mirassol d'Oeste and Guia fomations carbonate rocks outcrop. The locations of some figures cited in the text are indicated by boxes. Surfaces keys are marked with numbers in circles (look Fig. 1).B and C) Synsedimentary normal fault in the top of cap dolomite, Terconi quarry, Mirassol d´Oeste. Pinkish peloidal dolomudstone with megaripple bedding (mb) are deslocated by fault generating drag and chevron folds. The deformed beds are cover by undeformed layers (ud)……..…... 122

Figure 7 – Event layer 4. A) Panoramic outcrop section with deformed intervals (in gray and numbered I to III), alternating layers of lime-mudstone with undeformed crystals fans. Detachment plan is observed on the basis of the interval I. B) Breccia with tabular clasts of mudstone and crystals fans (cr), and fibrous crystals fringes in clasts (fr). C) Neptunian dike detail (d) filled with breccias and covered with undeformed layers (ud). D) Wall of the Neptunian dyke with irregularities filled by breccia whose major axis of the clasts is parallel to the dike wall. E) Detail of deformed layers. F) Detail of clasts parallel to the dike wall……. 123

Figure 8 – Event layer 4 in Tangará da Serra. A) Neptunian dike that cuts through the tabular layers of Guia Formation limestone. B) Faults, fractures and deformed layers that occur at the same stratigraphic level of the neptunian dike. C) Breccia with rectangular clasts that occur filling the neptunian dykes and are oriented parallel to the dike wall. D) Synsedimentary normal fault in the limit of neptunian dykes……..……. 124

Figure 9 – Event layer 5. A) Slump deposits of the Guia Formation upon the Mirassol d'Oeste Formation dolostone. The contact is abrupt, irregular and the slip plan is slight dip. B) Breccia layers in the basal slump deposits. C) Deformed limestone with convolute bedding. D) Photointerpretation of the slump deposits, with slip plans (characterized by thicker lines), blocks of Guia limestone and deformed layers (Db), orientation NW-SE. E) Convolute bedding in shale interbedded with deformed limestone……..…… 126

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 5

Tabela 1 – Resumo das fácies deposicionais, estruturas e processos das unidades estudadas..... 51

Tabela 2 – Associação de fácies com suas respectivas fácies componentes e interpretação..... 56

Tabela 3 – Valores de isótopos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ e geoquímicos das amostras da capa carbonática de Tangará da Serra..... 63

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA iv
AGRADECIMENTOS v
EPÍGRAFE vii
RESUMO viii
ABSTRACT x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES xii
LISTA DE TABELAS xviii

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 APRESENTAÇÃO 1
1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS 3
1.3 OBJETIVOS DA TESE 5

CAPÍTULO 2

2 MATERIAIS E MÉTODOS 6
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA 6
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA 7
2.2.1 Microfácies carbonática 7
2.2.2 Técnicas Analíticas no Estudo de Rochas Carbonáticas 7
2.3 ANÁLISE DE ISÓTOPOS DE C E O 9
2.3.1 Método de análise de C e O 9

CAPÍTULO 3

3 NEOPROTEROZÓICO 11
3.1 GLACIAÇÕES NEOPROTEROZÓICAS (*SNOWBALL/SLUSHBALL EARTH*) 11
3.2 CAPAS CARBONÁTICAS 12
3.3 EXCURSÕES ISOTÓPICAS DE C 13
3.4 PLAFORMAS CARBONÁTICAS 15
3.4.1 Tipos e classificação de plataformas carbonáticas 15
3.4.2 Plataformas carbonáticas no Pré-cambriano 18

CAPÍTULO 4

4 CONTEXTO GEOLÓGICO 20
4.1 BORDA SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO 20
4.2 GRUPO ARARAS 21
4.2.1 Formação Mirassol d'Oeste 24
4.2.2 Formação Guia 25

CAPÍTULO 5

5. Artigo 1 – ESTRATIGRAFIA, PALEOAMBIENTE E ISÓTOPOS DE C E O DA CAPA CARBONÁTICA DO BRASIL, SUL DO CRÁTON AMAZONAS. 26

Resumo 26
Abstract 26
1. INTRODUÇÃO 27
2. MATERIAIS E MÉTODOS 28
3. GRUPO ARARAS 29
4. FÁCIES SEDIMENTARES E ASSOICAÇÕES DE FÁCIES 31
4.1. Formação Mirassol d'Oeste Formation 32
Dpt – Dolomudstone/dolopackstone peloidal com laminação planar e estruturas em tubo 32
Dm – Dolograinstone peloidal com acamamentos de megamarcas onduladas 33
Dq – Dolograinstone/dolomudstone com laminação quasi-planar e truncamentos de baixo ângulo 34
4.2. Formação Guia 37
Ml – Marga dolomítica com laminação plana 37
Cm – Calcário com acamamentos de megamarcas onduladas 37
CMq – Calcário com laminação quasi-planar margas betuminosas 38
Clc – Calcários com leques de cristais e marcas onduladas 41
Cr – Calcário com laminação irregular 43
Fl – Folhelho com laminação 44
Bd – Brecha em diques neptunianos 46
Bs – Breccia de slump 47
Cs – Calcário com estruturas de *slump* 48
4.3. Associação de Fácies 52
Plataforma rasa a moderadamente profunda influencia por ondas – A1 53
Plataforma mista moderadamente profunda influencia por ondas e corrente – A2. 53
Plataforma moderadamente profunda com supersaturação de $CaCO_3$ – A3. 54
Plataforma profunda e *slope* – A4 55
5. SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS 59
6. ISÓTOPOS DE C E O 61
6.1. Capa dolomítica 61
6.2. Capa calcária 62
6.3. Evidências de alterações diagenéticas 65
6.4. Excursões de isótopos de carbono 67
7. EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA PLATAFORMA ARARAS 68
8. CONCLUSÃO 72

CAPÍTULO 6

6. Artigo 2 – MICROFACIES, DIAGENESIS AND HYDROCARBON POTENTIAL OF THE NEOPROTEROZOIC CAPA CARBONATE OF THE SOUTHERN AMAZON CRATON, TANGARÁ DA SERRA, MT 73
Abstract 73
1. Introduction 74
2. Geological setting 76
3. Materials and Methods 77
4. Carbonate Succession 78
5. Depositional Facies 79
5.1. Mirassol d'Oeste Formation 79
5.2. Guia Formation 80
6. Microfacies 83
6.1. Mirassol d'Oeste Formation 83
6.1.1. Peloidal dolograinstone and peloidal dolomudstone/packstone 83
6.1.1.1. Peloids 83
6.1.1.2. Dolomite 84
6.1.1.3. Pores 86
6.1.1.4. Cements 87
6.1.1.5. Tube structures 88
6.2. Guia Formation 91
6.2.1. Dolomitic marl 91
6.2.2. Cementstone 92
6.2.2.1. Crystal fans 92
6.2.3. Lime-Mudstone 97
6.2.3.1. Micrite 97
6.2.3.2. Terrigenous grains and authigenic minerals 97
6.2.3.3. Iron and manganese oxides 98
6.2.3.4. Cement 99
7. Hydrocarbons 101
8. Diagenetic Sequence 102
8.1. Early diagenesis 104
8.2. Late diagenesis (Burial) 105
8.3. Late diagenesis (Uplift) 106
9. Potential of the Tangará da Serra Cap Carbonate 106
10. Conclusions 107

CAPÍTULO 7

7. ARTIGO – SYNSEDIMENTARY DEFORMATION AND THE RECORD OF PALEOSEISMICITY I N THE MARINOAN CAP CARBONATE OF SOUTHERN AMAZON CRATON, BRAZIL. 109
Abstract 109
1. Introduction 110
2. Geological Setting and Cap Carbonate 111
3. Depositional Setting 113
3.1. Restricted euphotic Sea 113
3.2. Moderately deep platform 115
4. Description of Event Layers 117
4.1. Event layer 1: Large-scale Load cast structures 117
4.2. Event layer 2: Stromatolitic lamination cross-cut by tube structures 119
4.3. Event layer 3: small-scale fault and fold 120
4.4. Event layer 4: Fracture and small-scale fault, Neptunian Dykes 121
4.5. Event Layer 5: Slump and sliding structures 124
5. Final Remarks 127
5.1. Genesis of event layers 127
5.2. Trigger mechanism 130
6. Conclusions 134
CONCLUSÕES 135
REFERÊNCIA 138

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A descoberta de depósitos glaciais neoproterozóicos depositados em baixas latitudes e recobertos por carbonatos impulsionou, no final do século passado, uma corrida na busca de respostas para essa incomum ocorrência (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998a). A reavaliação de dados paleomagnéticos, nestes registros glaciais de várias partes do mundo ampliaram a distribuição dos diamictitos fortalecendo a ideia das glaciações globais (Tohver *et al*. 2006, Trindade & Macouin 2007). Estas mudanças climáticas bruscas teriam ocorrido ao longo dos últimos 150 milhões de anos do Neoproterozóico, influenciando a paleoceanografia e evolução biológica (Knoll 2000, Sumner 2002, Hoffman & Schrag 2002, Grey 2005, Moczydlowska 2008). As glaciações globais ocorreram em pelos menos duas oportunidades durante o período Criogeniano (750-635 Ma), no Esturtiano (~725Ma) e Marinoano (~635Ma), e no Ediacarano (630-542Ma) a glaciação Gaskiers (~582Ma) de caráter regional (Kennedy 1996, Hoffman & Schrag 2002, Bowring *et al*. 2003, Halverson *et al*. 2005). Estes episódios foram sucedidos por rápido degelo com instalação de condições de efeito estufa que resultaram na formação de camadas carbonáticas ou capas carbonáticas, que sobrepõem diretamente diamictitos glaciogênicos, o principal alvo de estudos geoquímicos, isotópicos e paleontológicos (Corsetti *et al*. 2004, Xiao *et al*. 2004, Yin *et al*. 2007).

As capas carbonáticas são geralmente dolomitos e calcários ricos em cimento gerados em ambientes sem análogos modernos (Kennedy 1996, Hoffman & Schrag 2002). Apresentam excursões isotópicas negativas de carbono e um conjunto de texturas incomuns que incluem: precipitação de dolomita primária, estruturas em tubo, precipitados carbonáticos anômalos, estromatólitos formados por cristais e megamarcas onduladas de escala métrica (Allen & Hoffman 2005).

A análise de paleoambientes do Neoproterozóico tem revelado importantes implicações para o entendimento das variações climáticas relacionadas às glaciações globais e suas consequências na mudança da composição química dos oceanos e diversificação dos organismos. Tentar desvendar como os diferentes componentes dos paleoambientes terrestres, influenciados por eventos anômalos evoluíram e qual foi à dinâmica sedimentar envolvida na

geração das capas carbonáticas é um dos pontos fundamentais no estudo dos depósitos neoproterozóicos.

As primeiras ocorrências de capas carbonáticas registradas no Brasil, foram na borda sul do Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai (Nogueira *et al*. 2003, Nogueira *et al*. 2007, Soares & Nogueira 2008) e no Cráton do São Francisco (Sumner 2002, Vieira *et al*. 2007). Na borda sul do Cráton Amazônico duas ocorrências de capa carbonática são encontradas respectivamente, nas regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, Estado do Mato Grosso (Figura 1.1). A capa de Tangará da Serra apresenta feições semelhantes as das capas marinoanas, e a leitura estratigráfica, petrográfica e geoquímica vem ampliar o conhecimento de um dos depósitos mais intrigantes do Neoproterozóico do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai.

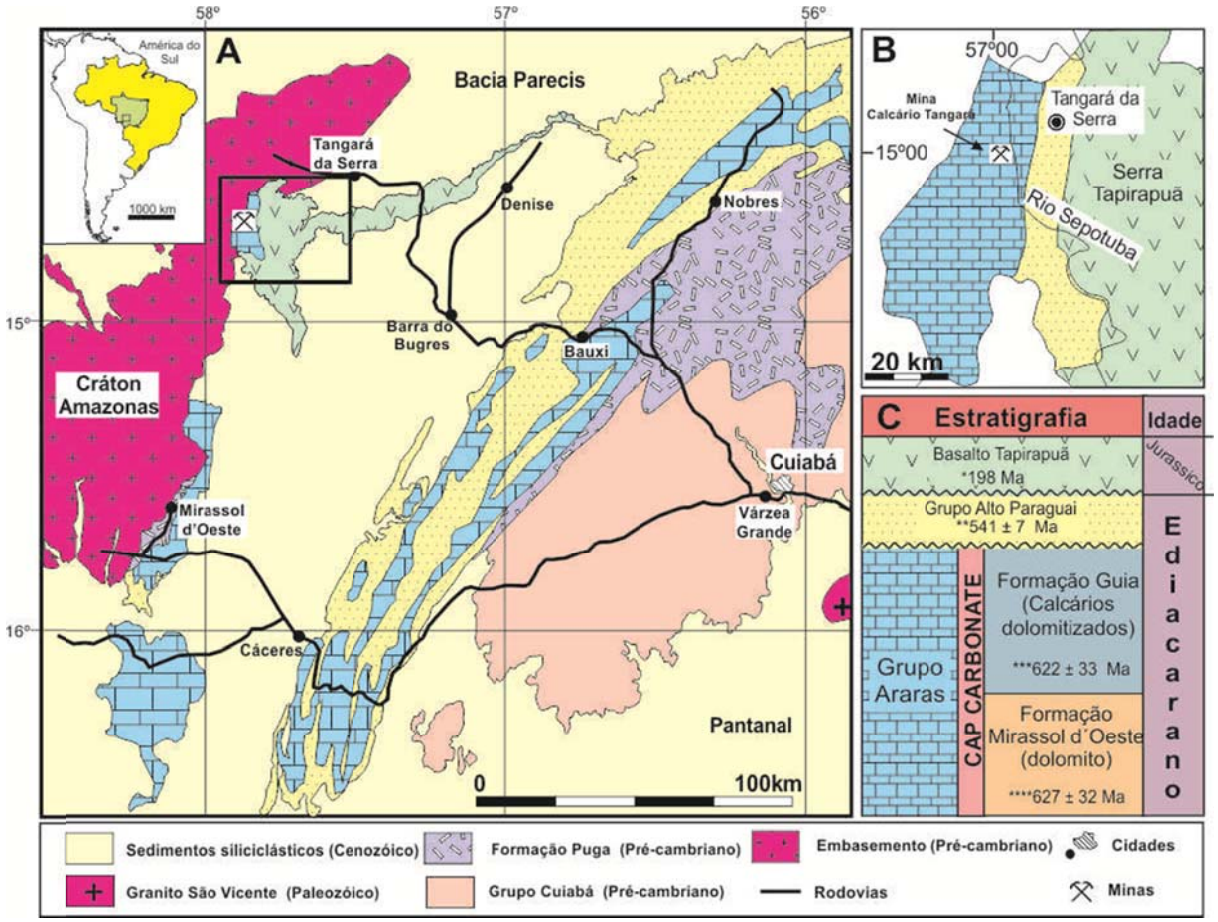

Figura 1.1 – O sul do Cráton Amazônico e norte da Faixa Paraguai. A) Contexto geotectônico de Nogueira (2003). B) Mapa geológico simplificado da região de Tangará da Serra (Valente *et al*. 2004). C) Carta Estratigráfica das unidades litoestratigráficas que ocorrem na região de Tangará da Serra. Idades baseadas em (*) Marzoli *et al*. (1999), (**) Bandeira *et al*. (2012), (***) Romero *et al*. (2012) e (****) Babinski *et al*. (2006).

A análise paleoambiental, geoquímica e estrutural da ocorrência de capa carbonática na região de Tangará da Serra auxiliou no entendimento das variações isotópicas da água do

mar e dos mecanismos que geraram as feições anômalas típicas da capa carbonática. Além disso, este trabalho contribui para o detalhamento da evolução diagenética de capas carbonáticas que ainda é incipiente com poucos estudos de detalhe como o de James *et al*. (2001). A avaliação da ocorrência de hidrocarbonetos em rochas carbonáticas neoproterozóicas, forneceu uma oportunidade de analisar em parte os processos relacionados à percolação e maturação deste fluído orgânico em *plays* de petróleo pré-cambrianos, encontrados na sucessão carbonática de Tangará da Serra. A análise petrográfica dos carbonatos de Tangará da Serra representou uma boa oportunidade para a melhor definição dos litotipos e processos diagenéticos. Além disso, os estudos de quimioestratigrafia propostos proporcionaram a correlação com as capas carbonáticas de outras partes do mundo. Os resultados deste trabalho possibilitaram responder algumas questões a respeito das condições paleoambientais no final do Neoproterozóico na região do Cráton Amazônico e permitiu a integração com os registros de sucessões carbonáticas neoproterozóicas de várias partes do planeta, relacionadas ao último evento de *snowball/slushball Earth*.

1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

A área de estudo está localizada na porção oeste da região de Tangará da Serra, Estado do Mato Grosso, distante 240 km da capital Cuiabá. Tangará da Serra está situada entre as serras de Tapirapuã e dos Parecis, porém a região apresenta geralmente relevo de topografia plana e densa cobertura vegetal, sendo as melhores exposições encontradas nas frentes de lavra pertencentes à Mina Calcário Tangará, em afloramentos nos limites da Fazenda Alvorada, e nas margens dos rios Formoso e Sepotuba, este último afluente do rio Paraguai. Nestes locais as rochas carbonáticas apresentam comumente ampla continuidade lateral por centenas de metros. O acesso para a área de estudo é feito pela da rodovia MT-358, km 18, saindo-se de Tangará da Serra em direção à cidade de Campo Novo e em seguida por 15 km em estrada vicinal até a entrada da mina de Calcário Tangará (Figura 1.2). O acesso as margens dos rios Formoso e Sepotuba é realizado por barcos que saem da própria mina, por trilhas na floresta ou pelas vicinais e pontes que atravessam os rios. A sucessão carbonática encontrada em Tangará da Serra, com cerca de 50m de espessura, corresponde a Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia, pertencentes à parte inferior do Grupo Araras (Figura 1.1) conforme proposta estratigráfica de Nogueira & Riccomini (2006).

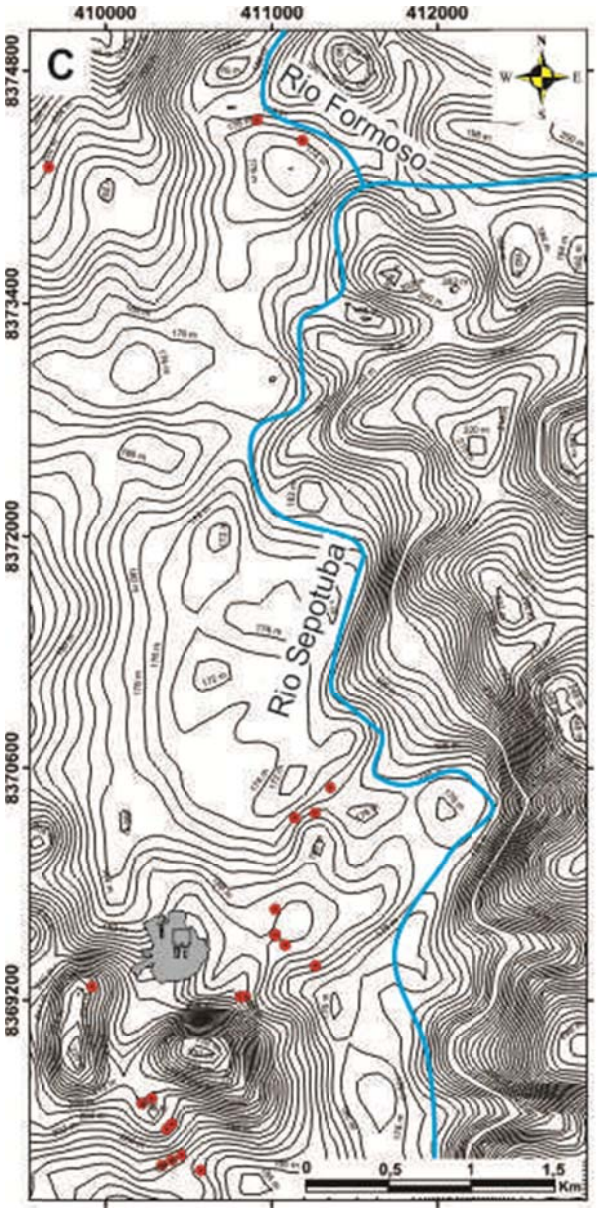

Figura 1.2 – Mapa de curvas de nível mina Calcário Tangará com destaque para as frentes de lavra e afloramentos nas margens de rios e pedreiras abandonadas estudados neste trabalho (pontos vermelhos).

1.3 OBJETIVOS DA TESE

Os objetivos específicos desta tese de doutorado envolvem em particular:

a) mapear as unidades litoestratigráficas e associações de fácies na mina de Calcário Tangará e na região adjacente ao longo do rio Sepotuba;

b) caracterizar o paleoambiente em que os dolomitos e calcários de Tangará da Serra se depositaram, com base nos estudos estratigráficos e faciológicos, e o quanto foram afetados tectonicamente;

c) determinar a composição isotópica de carbono e oxigênio da água do mar neoproterozóica, visando à correlação global;

d) esboçar uma sequência diagenética da capa carbonática neoproterozóica de Tangará da Serra e averiguar a semelhança dos processos diagenéticos com outras capas;

e) entender a origem e os processos de migração e maturação da matéria orgânica que resulta na ocorrência de hidrocarbonetos do Sistema Petrolífero Araras.

CAPÍTULO 2

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA

Os avanços nos estudos paleoambientais tiveram uma forte contribuição, nas últimas duas décadas com o desenvolvimento da análise de fácies e os conceitos de estratigrafia de sequências (Walker 1992, 2006, Vail *et al*. 1977, Vail 1987). A proposta de modelamento de fácies de Walker (1992) envolve: a) individualização e descrição de fácies, que procura caracterizar composição, geometria, texturas e estruturas sedimentares; b) compreensão dos processos sedimentares, que revela como a fácies foi gerada; e c) associação de fácies, que agrupa fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da plataforma carbonática, que refletem os diferentes ambientes, sistemas deposicionais e tratos de sistema. Estas informações permitem construir um arcabouço deposicional esboçado na forma de blocos diagramas. Técnicas de modelamento de fácies foram utilizadas para a reconstrução dos paleoambientes carbonáticos, principalmente na identificação do tipo plataforma em que os sedimentos carbonáticos e siliciclásticos foram depositados (Read 1982, 1985, Burchette & Wright 1992, James & Lukasik 2010, James *et al*. 2010, Jones 2010). Neste trabalho, o termo fácies foi empregado no mesmo sentido de "litofácies carbonática″ de Kerans & Tinker (1997), que envolve a descrição dos elementos básicos tridimensionais, definidos pelas estruturas sedimentares, grãos componentes e fábricas.

A descrição de fácies foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al*. (1997). As informações obtidas através da análise de fácies e dos sistemas deposicionais auxiliaram na descrição e controle estratigráfico durante o mapeamento das unidades, associações de fácies e através da identificação de superfícies estratigráficas (Vail 1987, Van Wagoner *et al*. 1988, Christie-Blick *et al*. 1995). As seções levantadas foram integralizadas em mapas faciológico/geológicos adicionados por informações de mapas disponíveis para a região.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

As análises petrográficas e mineralógicas são utilizadas como ferramentas básicas para a definição de microfácies carbonática e interpretação paleoambiental da sucessão estudada, assim como dos principais processos diagenéticos a qual a rocha foi submetida. Durante a etapa de campo foram coletadas amostras para a confecção de 48 lâminas petrográficas (7 de dolomito e 41 de calcário) com o objetivo de identificar as principais texturas, feições diagenéticas e componentes (cimento, grãos, poros) das rochas carbonáticas estudadas. Em todas as lâminas petrográficas foram contados aproximadamente 300 pontos para a avaliação dos constituintes.

2.2.1 Microfácies carbonática

O termo microfácies é aplicado a toda descrição e interpretação de dados sedimentológicos e paleontológicas obtidos através de seções delgadas de rochas sedimentares. Nas ultimas décadas têm sido utilizado amplamente no estudo de rochas carbonáticas, principalmente para determinar a história deposicional e diagenética, bem como na caracterização de muitos potenciais reservatórios de petróleo (Flügel 2004). A análise de microfácies reflete diferenças na geometria, profundidade e padrões de distribuição dos depósitos sedimentares. O estudo de microfácies em plataformas e rampas carbonáticas pode refletir mudanças ambientais de curta duração e flutuações de alta frequência do nível do mar (Flügel 2004).

Para definição dos litotipos e classificação de microfácies foi utilizada a proposta modificada de Dunham (1962), além dos trabalhos de Sibley & Gregg (1986), Wright (1992) e Tucker (1992). A classificação de Dunham (1962) divide os calcários com base na textura e na relação matriz ou cimento/componentes aloquímicos que pode expressar a força da corrente no ambiente, os termos são: *grainstones*, grãos sem matriz; *packstone*, grãos em contato, com matriz; *wackestone*, grãos grossos flutuando em uma matriz; e *mudstone*, micrito com pouco ou nenhum grão. Os termos podem ser qualificados para dar informações da composição, ex: *grainstone* oolítico, *mudstone* peloidal.

2.2.2 Técnicas analíticas no estudo de rochas carbonáticas

Na caracterização da mineralogia dos carbonatos foram realizadas análises qualitativas, quantitativas e semiquantitativas. Na análise qualitativa foram utilizadas técnicas de tingimento utilizando um combinado de Alizarina Vermelha S e ferrocianeto de potássio. A solução 1, com a Alizarina Vermelha S, foi feita a uma concentração de 0,2g/100ml de

1,5% de ácido clorídrico, enquanto a solução 2, com o ferrocianeto de potássio, foi feita com uma concentração de 2g/100ml de 1,5% de ácido clorídrico (Adams *et al*. 1984). As lâminas petrográficas são mergulhadas na mistura das duas soluções para distinguir entre dolomita ferrosa (verde pálido) e não-ferrosa (incolor) e calcita ferrosa (azul a malva) e não-ferrosa (vermelho).

As análises quantitativas e semiquantitativas são amplamente utilizadas na caracterização dos constituintes carbonáticos e não-carbonáticos. As principais são catodoluminescência, SEM-EDS (*Scanning Electron Microscopy – Energy dispersive X-ray spectroscopy*) e difração de raios-X. As amostras foram dissolvidas em HCl para determinar a porcentagem de material insolúvel das rochas carbonáticas.

A microscopia com *catodoluminescência* estimula a luminescência em seções delgadas polidas (<30μm de espessura) e fragmentos de rocha polida através do bombardeamento de elétrons. A luminescência depende das características químicas, estrutura cristalina, defeitos no cristalino e outros fatores (Hemming *et al*. 1989). As análises de catodoluminescência fornecem informações a respeito da distribuição espacial de elementos traços, particularmente Fe^{+2} e Mn^{+2}, em calcita, dolomita e cimento (Gaft *et al*. 2005). Em geral, a incorporação de Mn^{+2} em calcitas estimula a luminescência, enquanto que a incorporação de Fe^{+2} reduz ou extingue a luminescência. As principais aplicações de microscopia de catodoluminescência para rochas carbonáticas são: 1) observação e interpretação das fases diagenéticas (ex. zoneamento dentro de cristais que refletem mudanças na química do ambiente e/ou etapas de crescimento); 2) avaliação da química da água intersticial refletida pelo zoneamento de cristais de calcita e interpretação da história diagenética de rochas reservatórios; 3) Reconstrução dos eventos diagenéticos; e 4) reconhecimento da fabrica original.

A microscopia eletrônica de varredura (MEV ou na sigla em inglês SEM= *scanning electron microscopy*) é utilizada no estudo de pequenos objetos e na visualização em 3D de grãos. O MEV, contudo, é comumente utilizado não somente para examinar as texturas superficiais dos sedimentos, mas também para a identificação de minerais e análises químicas semiquantitativas, isso só é possível quando está acoplado a um analisador de dispersão de energia (EDS = *energy dispersive x-ray detector*). Os estudos com EDS mostram a composição e distribuição dos elementos. Mapeamento dos elementos é utilizados para distinguir as fases minerais e elucidar os padrões de distribuição de Mg e Sr nos cimentos e componentes carbonáticos (Flügel 2004). Durante a preparação as amostras são metalizadas com uma liga de ouro-paládio (ou outro material condutor) e então é inserido no MEV. A

utilização de MEV no estudo de rochas carbonáticas antigas e modernas proporciona um melhor entendimento dos seus produtos e processos deposicionais e diagenéticos. A aplicação de MEV na avaliação de rochas carbonáticas antigas inclui os estudos da: 1) matriz de calcários finos; 2) composição e estrutura de grãos carbonáticos; 3) distribuição e geometria de microporos; 4) mineralogia, morfologia e relações espaciais de cimentos carbonáticos; 5) estágios de dolomitização; 6) distribuição e tipo de minerais não-carbonáticos e 7) mudanças que ocorrem durante a diagênese de soterramento e incipiente metamorfismo.

A *difração de raios-X* é outro método rápido, seguro e relativamente barato que pode ser utilizado para determinar a mineralogia de rochas carbonáticas, e permite um determinação bastante acurada da quantidade de Mg que é substituída por Ca na estrutura cristalina da calcita ou dolomita (Scholle & Scholle 2003, Flügel 2004). A difração de raios-X possibilita determinar a composição de sedimentos carbonáticos, principalmente na análise de rochas carbonáticas muito finas. Os dados de difração de raios-X fornecem informações da composição química dos minerais carbonáticos, possibilita distingui-los e determinar as proporções de dolomita e calcita.

2.3 ANÁLISE DE ISÓTOPOS DE C E O

A composição isotópica dos depósitos carbonáticos marinhos reflete a variação dos isótopos leves de C e O da água do mar através do tempo geológico. O potencial de preservação dos sinais isotópicos depende da preservação da mineralogia primária e do grau de alteração diagenética. A diagênese pode obstruir a composição original dos constituintes das rochas carbonáticas, e se não forem detectadas podem levar a conclusões erradas. Atualmente expressivas variações isotópicas das águas do mar têm sido utilizadas como marcadores paleoambientais e na elaboração de arcabouços quimioestratigráficos para a correlação global de sucessões neoproterozóicas (Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). Na escassez de elementos fósseis determinantes, as sucessões do final do Neoproterozóico têm sido datadas e correlacionadas por meio do estudo da variação da razão isotópica de Sr e ^{13}C (Jacobsen & Kaufman 1999, Halverson *et al*. 2004).

2.3.1 Método de análise de C e O

A amostragem para análise de isótopos estáveis foi realizada com base nos perfis estratigráficos confeccionados. A coleta sistemática foi feita, da base para o topo, com espaçamento de 20 cm entre as amostras, evitando zonas de deformação tectônica ou alteradas por intemperismo. No laboratório as amostras passaram por nova triagem onde foram

selecionadas as porções mais homogêneas, evitando as partes fraturadas, preenchidas por minerais e as partes alteradas. As amostras foram pulverizadas com o auxílio de gral e pistilo de ágata e analisadas por difração de raios-X. As amostras pulverizadas (~20g 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 análises foram realizadas no Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables do Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), França. As amostras foram pulverizadas num gral de ágata e peneiradas de modo a garantir um tamanho de grão inferior a 140 μm. Para as análises de isótopos de carbonato, o CO_2 foi extraído, sucessivamente, a partir da calcite e dolomite por um procedimento que passa por duas etapas de dissolução de 100% de H_3PO_4. A primeira etapa foi realizada a 25 °C durante 4 horas, para extrair o CO_2 de calcite. A segunda etapa foi realizada a 80 °C durante 2 horas para extrair o CO_2 de dolomite. As composições isotópicas de carbono e de oxigénio do CO_2 foram medidas usando um cromatógrafo de gás acoplado a um Analytical Instruments Precision espectrómetro de massa VG 2003. A reprodutibilidade externa com base em duplicação e triplica para medições de $\delta^{13}C_{carb}$ e $\delta^{18}O_{carb}$ é de 0,1 ‰ e 0,2 ‰, respectivamente (1σ). Todos os resultados isotópicos são dados em notação δ calibrada para V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

CAPÍTULO 3

3 NEOPROTEROZÓICO

3.1 GLACIAÇÕES NEOPROTEROZÓICAS (*SNOWBALL/SLUSHBALL EARTH*)

Várias são as hipóteses que tentam explicar as extensas glaciações de baixas latitudes que marcam o Criogeniano (750-635 Ma), porém somente as hipóteses de *snowball* e *slushball Earth* apresentavam justificativas convincentes para explicar o inicio e o término das glaciações globais (Hyde *et al*. 2000, Hoffman & Schrag 2002). Estas hipóteses antes separadas têm agora suas principais ideias assimiladas por uma nova proposta (Hoffman 2009). Um breve resumo dessas duas propostas é feito abaixo.

A hipótese da *snowball Earth* propõe, com base em dados paleomagnéticos, uma incomum concentração das massas continentais em zonas de baixa latitude, fato raro na história geológica do nosso planeta, que seria uma das causa da glaciação global (Kirschvink 1992). Tal configuração paleogeográfica aumentaria a taxa de intemperismo de silicatos, o que causaria um maior consumo de CO_2 atmosférico, ocasionando o resfriamento do planeta (Donnadieu *et al*. 2004). O avanço das geleiras em direção ao equador, baixa pressão de CO_2 atmosférico e a menor concentração de nuvens devido à diminuição do nível do mar durante a glaciação, fez com que o albedo da Terra aumentasse substancialmente nos subtrópicos. Estes fatores associados com a diminuição do transporte de calor oceânico e de calor meridional pelas células de Hadley seriam responsáveis pelo inicio das glaciações globais do Neoproterozóico (Hoffman & Schrag 2002). O termino das glaciações teria como principal causa o aumento das temperaturas na superfície pelo acumulo de CO_2 na atmosfera e nos oceanos, causado pelo contínuo bombeamento de gás carbônico através da atividade vulcânica. Segundo Caldeira & Kasting (1992) e Kirschvink (1992), este processo ocasiona uma queda do albedo planetário mais rápido do que o consumo de CO_2 atmosférico pelo intemperismo dos silicatos. O gelo que cobria os mares causou a anóxia oceânica e bloqueou a luz do sol necessária para a fotossíntese. Como resultado ocorreria uma interrupção da produtividade biológica na superfície oceânica. A vida nessa situação se restringiria a refúgios como rachaduras no gelo ou veios hidrotermais (Hoffman & Schrag 2002). Contudo, está hipótese não consegui explicar a robusta quantidade de registros microbiais logo após as glaciações globais (Grey 2005, Corsetti *et al*. 2006, Moczydłowska 2006).

A hipótese de *slushball Earth* propõe uma glaciação de grandes extensões, porém não global, deixando grandes áreas do oceano equatorial sem cobertura de gelo, este modelamento foi baseado primeiramente em simulações paleoclimáticas (Hyde *et al*. 2000) e

posteriormente outras simulações baseadas em modelos acoplados de atmosfera-calota de gelo confirmaram está hipótese (Baum & Crowley 2001, Crowley *et al*. 2001), assim como evidências de um ciclo hidrológico ativo durante toda a glaciação (McMechan 2000, Arnaud & Elyes 2002, Condon *et al*. 2002, Leather *et al*. 2002). Reconstruções paleogeográficas do Neoproterozóico durante as glaciações indicam que os depósitos glaciais ocorriam preferencialmente em paleolatitudes >45º (Hoffman & Li 2009). Esta faixa equatorial forneceria um refugio para os metazoários durante condições climáticas extremas, que logo depois resultaria na explosão de vida do Cambriano (Moczydłowska 2008, Runnegar 2000). Contudo, esta hipótese não consegue explicar satisfatoriamente a longa duração da glaciação e a ocorrência de capas carbonáticas.

Existem entre as duas hipóteses um consenso de que todas as massas continentais foram simultaneamente cobertas por gelo durante o período Criogeniano, porém não a consenso se existia ou não uma capa de gelo que cobrisse os oceanos. A hipótese de *snowball* explica eficientemente a ocorrência de capas carbonáticas, o retorno dos BIFs (formações ferríferas bandadas) e as excursões negativas de isótopo de C. Entretanto, as descobertas paleontológicas são inconsistentes com o modelo de *snowball*, sendo que o modelo de *slushball* apresenta soluções mais consistentes com o registro fossilífero. Sansjofre et al. (2011) com base em dados de boro e *triple oxygen isotope* advogam que o Neoproterozóico apresentava uma baixa concentração de atmosférica de dióxido de carbono e oxigênio, o que implica em condições de *snowball Earth* menos severas.

3.2 CAPAS CARBONÁTICAS

As capas carbonáticas são o principal registro sedimentar pós-glaciações globais, caracterizadas por camadas contínuas e de vários metros de espessura compostas principalmente de dolomitos e mais raramente calcários que cobrem abruptamente depósitos glaciais do Neoproterozóico com poucas evidências de retrabalhamento ou significativo hiato deposicional. As capas carbonáticas foram depositadas diretamente sobre depósitos glaciais em todo o mundo durante o Neoproterozóico, o que implica em uma sedimentação carbonática associada a uma rápida transgressão sobre substratos anteriormente glaciais. As capas têm sido caracterizadas como delgados depósitos de águas profundas que podem passar lateralmente para espessos depósitos de plataforma (Kennedy 1996, Hoffman *et al*. 1998a, b). As capas carbonáticas geralmente apresentam dolomitos laminados com evidências de rápida litificação. Localmente incluem cimentos marinhos de origem aragonítica na forma de leques de cristais, estruturas em tubo e estromatólitos. As capas carbonáticas têm como característica

principal serem moderadamente depletadas em ^{13}C, e a origem destas excursões ainda é muito discutida.

Existem atualmente dois tipos de capas carbonáticas que são distinguidas por suas características litológicas e isotópicas, e podem ser denominadas de capa esturtiana e marinoana (Kennedy *et al*. 1998, Corsetti & Lorentz 2006). A capa esturtiana é caracterizada por carbonatos escuros, finamente laminados, ricos em matéria orgânica e estruturas *roll-up*, geralmente associadas a formações ferríferas. Valores negativos de $\delta^{13}C$ passam para valores positivos dentro de poucas dezenas de metros na seção estratigráfica. As capas marinoana são geralmente caracterizadas pela presença de feições incomuns, incluindo dolomita primária, estruturas em tubo, abundantes pelóides, megamarcas onduladas e estromatólitos. Em direção ao topo às capas dolomíticas gradam para depósitos de águas profundas compostas por calcários com crostas e leques de cristais pseudomórficos de calcita a partir de aragonita, e folhelhos. Corsetti *et al*. (2004) consideram os leques de aragonita estruturas anômalas que foram registradas somente nas sucessões neoproterozóicas e durante o Arqueano e final do Permiano (Grotzinger & Knoll 1995, Sumner 2002). Os valores de $\delta^{13}C$ são negativos na base da capa e continuam para o topo da seção. Outro fator que deve ser levado em conta na formação das capas dolomíticas é a atuação de bactérias redutoras de sulfato, que provavelmente tiveram um papel fundamental na precipitação dos dolomitos pós-glaciais (Eli *et al*. 2007).

3.3 EXCURSÕES ISOTÓPICAS DE C E O

O estudo das excursões isotópicas de C e O dos carbonatos é um procedimento amplamente utilizado nas sucessões neoproterozóicas com o objetivo de determinar as variações seculares da composição original da água do mar (Jacobsen & Kaufman 1999). Os valores isotópicos de C de calcários marinhos podem fornecer evidências quantitativas de mudanças no clima global e na circulação dos oceanos (Marshall 1992). Os eventos anóxicos, que representam momentos de elevação acentuada do nível do mar, constituem períodos ideais para a precipitação de carbonatos enriquecidos em ^{13}C. Correlação baseadas na análise de carbono têm revolucionado a estratigrafia de rochas carbonáticas pré-cambrianas, principalmente na subdivisão do Neoproterozóico (Grotzinger & James 2000, Halverson *et al*. 2010). Quando utilizados em combinação com sequências estratigráficas e dados bioestratigráficos, fornecem um nível de resolução para os estratos do final do Proterozóico, comparável com o das sucessões paleozóicas, como ocorre atualmente com os carbonatos do período Ediacarano (Knoll 2000). O aumento dos valores de isótopos de carbono para o topo

nas capas carbonáticas estaria relacionado ao aumento da alcalinidade durante a deposição carbonática. Para as fontes de elevada alcalinidade três modelos distintos são atualmente aventados.

O primeiro modelo sugere um aumento do intemperismo dos silicatos na presença de uma alta concentração de CO_2 atmosférico no tempo pós-glacial fornecendo rapidamente alcalinidade aos oceanos para a precipitação as capas carbonáticas e originar os sinais negativos de C (Hoffman *et al*. 1998a, Higgins & Schrag 2003). Este modelo requer uma glaciação de longa duração (>5-10 Ma) com significante acúmulo de CO_2 na atmosfera através da emissão de gases vulcânicos. A segunda hipótese sugere que os oceanos foram significantemente estratificados e anoxia semelhante à redução de sulfato na coluna d'água promoveria um aumento da alcalinidade, porém não requer uma glaciação, somente uma significante anoxia oceânica, produzida por eventos de ressurgência. (Grotzinger & Knoll 1995, Ridgwel *et al*. 2003). Este modelo requer H_2S que é também um subproduto da redução de sulfato e deve ser removido do sistema (talvez por precipitação de pirita) para aumentar a alcalinidade. Esta hipótese tem se fortalecido pelas recentes pesquisas envolvendo bactérias redutoras de sulfato na precipitação de dolomita primária, que resultaria na redução de sulfato na agua do mar (Vasconcelos & McKenzie 1997, Van Lith *et al*. 2003) . A terceira hipótese sugere que a dissociação de hidratos de metano ao final das glaciações e o concomitante aumento da alcalinidade devido à degradação microbial do metano foram responsáveis pela formação da capa carbonática (Kennedy *et al*. 2001). Este modelo prevê fácies de metano infiltrado (*methane seep*) em todos os depósitos glaciais, mais nenhum é conhecido atualmente. A formação de estruturas em tubo poderia ser uma das evidências desse escape de gases, porém a gênese dessa estrutura ainda é muito debatida (Kennedy *et al*. 2001, Corsetti & Grotzinger 2005).

A preservação dos sinais isotópicos de C e O tem sido questionada por Knauth & Kennedy (2009) devido principalmente ao fato de todos os valores depletados de $\delta^{13}C$ mostrarem também valores depletados de $\delta^{18}O$, semelhante ao que ocorre durante a litificação de carbonatos do Cenozóico. Estes autores afirmam que as excursões isotópicas estariam relacionadas a um reequilíbrio isotópico durante a diagênese. Este argumento tem sido questionado, principalmente porque é difícil explicar a persistência do sinal isotópico de ^{13}C em todas as sucessões carbonáticas neoproterozóicas que registram o final das glaciações globais (Halverson *et al*. 2010)

Frimmel (2010), afirma que as rochas carbonáticas neoproterozóicas seriam enriquecidas em $\delta^{13}C$ devido provavelmente a atividade microbial. A presença de atividade

microbial é reforçada pelas características faciológicas que sugerem ambientes próximos da costa e resultaria no aumento da taxa de bioprodutividade e/ou evaporação. A identificação de fósseis moleculares que sugerem a presença de algas vermelhas e bactérias redutoras de sulfato no dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste corrobora com esta interpretação (Elie *et al*. 2007). O trabalho de Wright & Oren (2005) confirma que bactérias são importantes componentes de ecossistemas marinho rasos do Pré-Cambriano. Frimmel (2010) afirma que as excursões isotópicas de $\delta^{13}C$ seriam influenciadas pela mudança de fácies e não representariam mudanças na química da agua do mar global. As excursões negativas de $\delta^{13}C$ estariam relacionadas a mudanças na linha de costa devido ao aumento do nível do mar pós-glacial. Desta forma, os isótopos de C não poderiam ser usados para correlação global. Diferenças nas excursões isotópicas de $\delta^{13}C$ em depósitos de plataformas carbonáticas distais e proximais do Neoproterozóico são observadas principalmente no sul da Austrália (Giddings & Wallace 2009) e no sul da China (Jiang *et al*. 2003, 2007, Ader *et al*. 2009).

3.4 PLAFORMAS CARBONÁTICAS

3.4.1 Tipos e classificação de plataformas carbonáticas

Plataforma carbonática é uma estrutura que se forma em águas rasas em que não existe expressivo aporte de material siliciclástico. No passado as plataformas carbonáticas cobriram extensas áreas oceânicas e mares rasos continentais, entretanto atualmente suas extensões são mais reduzidas. Segundo Read (1982) as plataformas carbonáticas podem ser classificadas conforme as suas características geomorfológicas em rampa (*ramp or unrimmed platform*), plataforma *rimmed* (*rimmed shelf*), plataforma isolada (*isolated platform or bank*) e plataforma afogada (*drowned platform*). Outro tipo de plataforma carbonática, que foi comum no passado, está relacionado a mares epicontinentais (*epeiric platform*).

Diversas subdivisões ambientais foram propostas para plataformas em rampa utilizando critérios relacionados à profundidade da lâmina d'água (ver. Burchette & Wright 1992). Os limites mais utilizados são: base de ação das ondas de tempo bom (*fair weather wave base*) e a base de ação das ondas de tempestade (*storm wave base*). A profundidade da água em cada um destes limites varia nos ambientes marinhos conforme as condições hidrodinâmicas/climáticas.

Uma das propostas de subdivisão mais aplicada é a de Wright (1986) que divide a plataforma em rampa *inner*, *mid* e *outer* (Figura 3.1). Segundo Wright (1986) a subsidência e o aumento eustático do nível do mar são os principais fatores que influenciam na deposição

em cada uma destas zonas, mesmo que o reconhecimento da queda do nível eustático seja difícil. Burchette & Wright (1992) completam as subdivisões da plataforma em rampa com a inclusão da bacia, uma zona abaixo da picnoclina (limite na qual a densidade varia rapidamente conforme a profundidade, e pode estar relacionada a variações na temperatura ou salinidade nos oceanos). As zonas são descritas resumidamente abaixo conforme os trabalhos de Wright (1986) e Burchette & Wright (1992).

A zona *inner* ocorre acima da base de ondas de tempo bom em uma área que passou por pouca ou nenhuma subsidência. Os depósitos são caracterizados geralmente por fácies de perimaré, *shoreface*, barreiras oolíticas ou de recifes. As fácies de perimaré podem apresentar ciclos transgressivos de raseamento ascendente. A sequência deposicional nesta zona pode conter ainda muitas quebras no registro sedimentar devido à exposição subaérea e soerguimento tectônico que resultam em mudanças no nível de base e incisões fluviais. A zona *mid* é a porção intermediaria, limitada acima pela base da onda de tempo bom e abaixo pela base de onda de tempestade. Devido a este fato os sedimentos de fundo marinho nesta zona são retrabalhados por ondas de tempestades e nunca por ondas de tempo bom. A zona *outer* ocorre abaixo da base de ondas de tempestades a se estende até o limite da bacia. Ondas de tempestades raramente retrabalham os sedimentos do fundo oceânico, entretanto na porção superior da zona podem ocorrer alguns depósitos com estruturas produzidas por tempestades. A identificação de depósitos associados a *bacias* adjacentes a plataformas em rampa é difícil principalmente devido à comum ausência de depósitos de tempestades e turbidíticos. Os sedimentos em bacias adjacentes a rampas que passam por subsidência rapidamente podem ser em maioria siliciclásticos. Em bacias restritas os depósitos podem formar fácies cíclicas ricas em matéria orgânica e serem confundidos com depósitos lagunares.

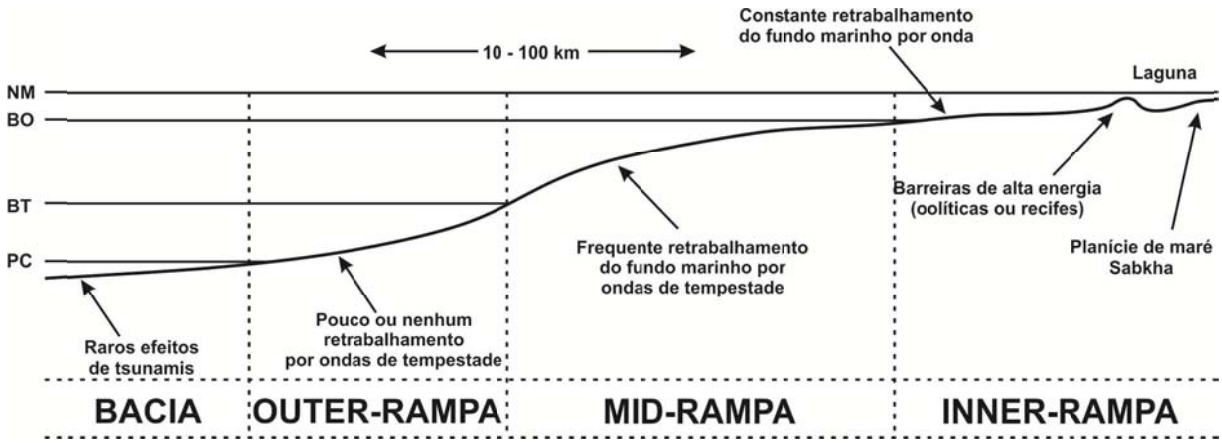

Figura 3.1 – As principais subdivisões de uma rampa carbonática homoclinal. NM = Nível do mar; BO = base de atuação de ondas normais; BT = base de atuação de ondas de tempestade; PC = picnoclina. A profundidade da lâmina d'água varia de um local para o outro. Burchette & Wright (1992).

Plataformas em rampa *unrimmed* são caracterizadas por um suave declive (*slope*) da superfície deposicional (geralmente <1º), que faz com que fácies de águas rasas e agitadas da zona de *nearshore* passem, sem uma acentuada quebra do *slope*, para fácies de aguas profundas e de baixa energia (Ahr 1973). A extensão da plataforma varia de 10 km a 300 km. Por causa do suave declive as fácies variam aproximadamente paralelas as linhas batimétricas. Os depósitos de *inner-ramp* apresentam fácies de alta energia influenciadas por onda e maré. Em *outer-ramp* ocorrem areias e lamas esqueletais que podem ser periodicamente afetados por tempestades. Construções descontínuas de recifes podem ocorrer localmente, assim como bancos de areia. A principal diferença para as plataformas *rimmed* é a ausência de contínuos recifes, as fácies de alta energia estão próximas à costa e as brechas de águas profundas (quando presentes) apresentam clastos de fácies de águas rasas (Read 1985). Read (1985) subdividiu a plataforma em rampa com base no *slope* em dois grupos, homoclinal e *distally steepened*.

Rampa homoclinal tem um suave e relativamente uniforme *slope* (1 a poucos metros/km ou uma fração de um grau) em direção a bacia (Figura 3.1). Nos depósitos geralmente há uma ausência significante de sedimentos gerados por fluxos gravitacionais e *slumps* nas fácies de águas profundas. Em *inner-ramp* as fácies são relacionadas a depósitos de perimaré, sabkha e lacustre com estromatólitos e evaporitos. A porção mais energética da *inner-ramp* é caracterizada por *grainstones* e *packestones* fossilíferos ou oolíticos que formam bancos de areia. Na *mid-ramp* ocorrem fácies amalgamadas de tempestitos e estratificações cruzadas *hummocky*. Em *outer-ramp* as fácies de tempestitos intercalam-se com *mudstones* bioturbados ou laminados. Os depósitos da bacia são caraterizados por fácies com predominância de *mudstone* com terrígenos e localmente calcários laminados e sedimentos ricos em quartzo ou grãos carbonáticos tamanho silte.

Distally steepened ramps são caraterizadas por apresentarem feições típicas de rampa *unrimmed* (fácies sedimentares de águas rasas e agitadas que passam transicionalmente para fáceis geradas abaixo da base de atuação de ondas) e algumas feições de plataforma rimmed (as fácies de *slope* contem abundantes depósitos de *slump*, brechas e areias calcíticas alóctones). Contudo, as rampas *unrimmed* diferem das rampas rimmed, pois não apresentam uma acentuada quebra na declividade (*slope*) da rampa. As brechas apresentam geralmente clastos das fácies de aguas mais profundas e ausência de clastos de aguas rasas ou recifes, principalmente devido à distância dos depósitos de aguas rasas da quebra de *slope*.

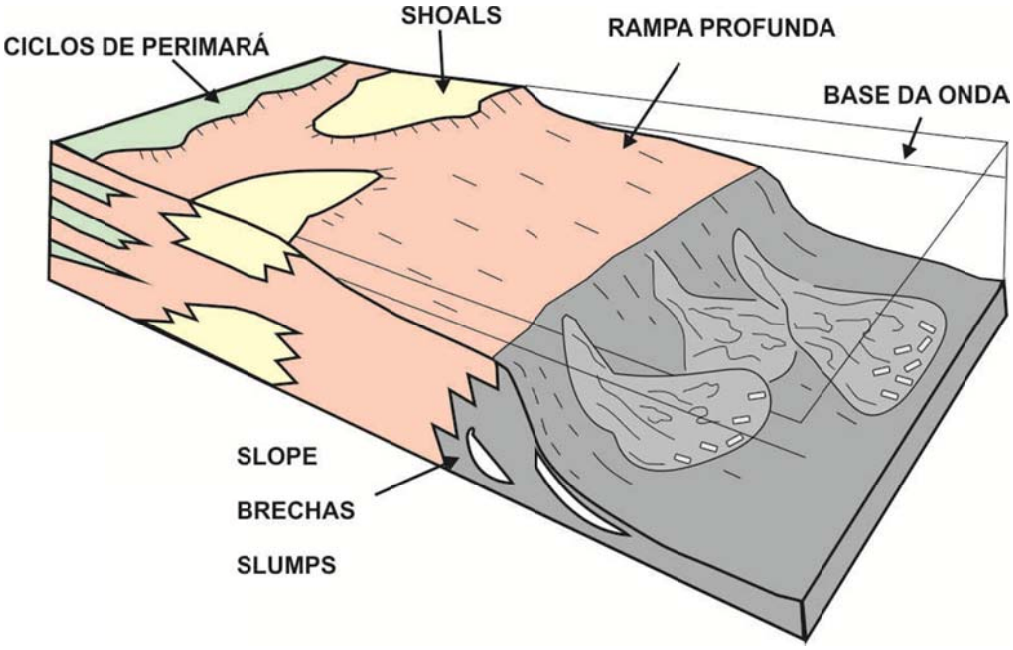

Figura 3.2 – Modelo de rampa *distally steepened* com as principais fácies sedimentares. Read (1982).

3.4.2 Plataformas carbonáticas no Pré-cambriano

Plataformas carbonáticas pré-cambrianas são registradas deste o Arqueano até o Neoproterozóico, porém quando comparados com seus análogos do Fanerozóico estes depósitos ainda são pouco entendimentos. As plataformas são geralmente caracterizadas por rampas *unrimmed* homoclinais ou *distally steepened*, principalmente por causa da ausência de metazoários construtores de recifes. Abundantes estromatólitos é uma característica comum de depósitos carbonáticos Proterozóicos.

Segundo Grotzinger (1989) a sedimentação carbonática no Eo e Mesoarqueano era escassa e geralmente restrita a breves intervalos entre episódios de vulcanismo e tectonismo. As fácies carbonáticas, em grande parte substituídas por chert, compõem delgadas camadas de alguns metros de espessura. No Neoarqueano a sedimentação carbonática foi mais efetiva e proporcionou a acumulação de espessas sucessões que alcançam até 500m e poderiam ter uma extensão lateral maior do que apresenta atualmente, devido principalmente a soerguimento e erosão (Grotzinger 1989). As plataformas carbonáticas arqueanas são caracterizadas pelo desenvolvimento de fácies com estromatólitos, ciclos lacustrinos e de perimaré e leques de aragonita gigantes (Grotzinger 1989, Sumner 2002).

As plataformas carbonáticas do Proterozóico são muito semelhantes às plataformas fanerozóicas, porém sem a presença de metazoários (Grotzinger 1986, 1989, Aspler & Chiarenzelli 2002). No Proterozóico as plataformas carbonáticas desenvolvem rampas homoclinais e distally steepened com franjas em *inner-ramp* caracterizadas recifes

estromatolíticos e bancos de areias oolíticas. Os recifes podem ocorrer em *outer-ramp* na forma de pináculos com até 300 m de altura. Afogamentos (*drowning*) incipientes e terminais e exposição subaérea também foram importantes na evolução de plataformas proterozóicas.

A estabilização tectônica das massas cratônicas ao longo do Proterozóico influenciou a evolução de extensas plataformas carbonáticas em rampa que são observadas no registro geológico desta idade (Grotzinger 1989, Hoffman *et al*. 1998a, Hoffman 1999). Segundo Grotzinger (1989) as rampas proterozóicas geralmente se formam em bacias extencionais e de *foredeep*, estas plataformas podem evoluir para plataformas *rimmed* em bacias termalmente em subsidência e estáveis (Grotzinger 1986, 1989, Burchette & Wright 1992).

A composição da água do mar pré-cambriano foi favorável a produção de carbonato de cálcio, e evidências para a saturação em calcita e aragonita inclui pseudomorfos bem preservados de "abióticos" aragonita e calcita (high Mg?) que precipitaram em ambiente marinho raso, sem a presença de evaporitos (Tucker 1984, Grotzinger & James 2000, Sumner 2002, Hardie 2003). Leques de aragonita gigantes e o desenvolvimento de extensos tufos calcários de planícies de marés, repectivamente no Neoarqueano e no Paleoproterozóico, são evidencias que sugerem elevados valores de carbonato de cálcio na água marinha (Grotzinger & James 2000, Sumner 2002).

A produção de carbonato no Proterozóico pode ter sido regulada pela presença de comunidades microbiais (Petrov 2001, Moczydłowska 2008). Segundo Petrov (2001) a capacidade de comunidades microbiais de gerar carbonato poderia somente ser realizada dentro de grandes ecossistemas. O possível mecanismo foi à remoção do CO_2 da coluna d'água durante a fotossíntese que poderia ter induzido a precipitação de carbonato in situ ou adjacente a estromatólitos. Estes mecanismos poderia explicar a produção de micrito que caracteriza as fáceis sedimentares de muitas plataformas carbonáticas do Proterozóico (Grotzinger 1989).

CAPÍTULO 4

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 BORDA SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico é a maior região cratônica da América do Sul, cobrindo uma área de aproximadamente 4,3 x 10^5 km^2, localizada a norte da Plataforma Sul-Americana e circundada a leste, sul e sudoeste por faixas móveis neoproterozóicas (Figura 4.1). O cráton é dividido em dois escudos pré-cambrianos, os escudos da Guiana e Guaporé, separados pela Bacia do Amazonas. O Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas baseadas em idades radiométricas, padrões estruturais, litologia e evidências geofísicas (Teixeira *et al*. 1989, Tassinari & Macambira 1999). O cráton começou a se formar no inicio do Proterozóico, depois de uma importante atividade tectonomagmática que resultou ainda na incorporação de pequenos núcleos Arqueanos (Cordani & Sato 1999). O crescimento crustal continuou durante todo o Proterozóico com a aglutinação sucessiva de arcos magmáticos e se estabilizou após sucessivos eventos colisionais no final do Proterozóico, ~1.0 Ga atrás (orogenias Rondoniano e Sunsás). O Cráton Amazônico, juntamente com outros blocos continentais (Oeste Africano, São Francisco-Congo e Rio de La Plata), formava a porção oeste do supercontinente Gondwana (Alkmin *et al*. 2001, Tohver *et al*. 2006).

Na borda sul do Cráton Amazônico ocorre uma faixa descontinua de depósitos glaciais (Formação Puga), carbonáticos (Grupo Araras) e siliciclásticos (Grupo Alto Paraguai). Os diamictitos da Formação Puga são interpretados como produto do evento de glaciação global Marinoana do final do Neoproterozóico (Nogueira *et al*. 2003, 2007). Os depósitos carbonáticos podem alcançar até 700m de espessura e ocorrem nesta região como camadas subhorizontais (mergulhando 3^o para NNW) e sem indícios de metamorfismo. Rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai sobrepõem de forma discordante a sucessão carbonática neoproterozóica (Silva Júnior *et al*. 2007). Estimativas de idade entre 630 e 520 Ma para as rochas sedimentares da borda sul do Cráton Amazônico foram baseadas em valores de isótopos de $\delta^{13}C$, razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e dados de paleomagnetismo (Trindade *et al*. 2003, Alvarenga *et al*. 2004, Tohver *et al*. 2006).

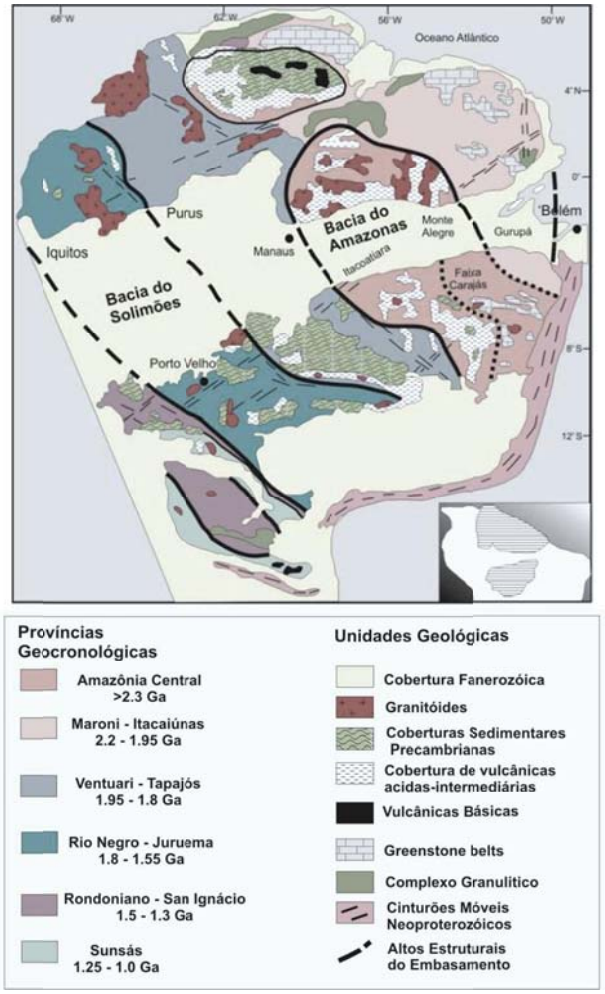

Figura 4.1 – As maiores províncias geocronológicas e principais unidades geológicas do Cráton Amazônico. Tassinari & Macambira (1999).

4.2 GRUPO ARARAS

As primeiras citações sobre a ocorrência de rochas carbonáticas no segmento norte da Faixa Paraguai foram feitas por Castelneau (1850) nas regiões de Nobres e Cáceres. Evans (1894) descreveu rochas carbonáticas na porção centro-norte do Mato Grosso (Corumbá) e as denominou de *Araras Limestone* em referência ao povoado de Araras (atualmente Bauxi), com a seção tipo entre a cabeceira do rio Paraguai e sua confluência com o rio Cuiabá. Evans (1894), Lisboa (1909), Oliveira & Moura (1944), Oliveira (1964), Corrêa & Couto (1972), Almeida (1984) e Alvarenga & Trompette (1994) fizeram correlações litoestratigráficas entre as rochas carbonáticas Araras e as do Grupo Corumbá (parte sul da Faixa Paraguai). As rochas carbonáticas Araras foram primeiramente inseridas na "Série Corumbá" (Oliveira & Leonardos 1943, Oliveira & Moura 1944, Oliveira 1964). Scorza (1960) denominou os calcários aflorantes no trajeto da Serra do Tombador ao Caixa Furada de Série Araras,

presumidamente de idade cambriana. Em diversos trabalhos, essas rochas carbonáticas foram inseridas tanto no Grupo Corumbá quanto no Grupo Alto Paraguai.

Almeida (1964) propôs a categoria de "grupo" para as rochas carbonáticas Araras, constituído na base por um pacote pelítico-carbonático e no topo de composição dolomítica e aventou a possibilidade de comportar duas formações. Hennies (1966) sugeriu para as unidades inferiores e superiores deste grupo os nomes de Guia e Nobres, respectivamente, concretizando a proposição de Almeida (1964). Após esta proposição o Grupo Araras tem sido descrito como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomitos (Vieira 1965, Guimarães & Almeida 1972, Luz *et al*. 1978, Dardenne 1980, Barros *et al*. 1982, Alvarenga 1990, Boggiani 1997).

Nogueira & Riccomini (2006) resgataram a hierarquia de grupo dos carbonatos Araras da Faixa Paraguai proposta por Almeida (1964) e consolidou as designações "Guia" e "Nobres" de Hennies (1966), além de incluir uma unidade dolomítica na porção basal do Grupo Araras, que recobre os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga. Nogueira e Riccomini (2006) dividiram o Grupo Araras em quatro formações, da base para o topo (Figura 4.2): 1) Formação Mirassol d'Oeste, com 15m de espessura, é constituída por dolomitos finos rosados, estromatólitos, dolomitos peloidais que se sobrepõe diretamente aos diamictitos da Formação Puga. Esta unidade é interpretada como uma capa dolomítica (Nogueira *et al*. 2003), depositada logo após a glaciação Puga, que é correlata ao episódio Marinoano (Nogueira *et al*. 2003, 2007, Hoffman & Li 2009) . Representa um importante marco estratigráfico global por ser à base do período Ediacariano do final do Neoproterozóico; 2) Formação Guia, com aproximadamente 150 m de espessura, é constituída por calcários finos e folhelhos betuminosos, margas vermelhas e *cementstones* ricos em leques de cristais de calcita, pseudomorfos depois de aragonita. A base da Formação Guia é considerada como a porção calcária da capa carbonática marinoana do Brasil; 3) Formação Serra do Quilombo, composta predominantemente de brechas com cimento dolomítico e/ou matriz intercaladas com dolomitos finos e dolomitos arenosos na porção superior; 4) Formação Nobres, constituída por dolomito fino, oolíticos e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos. As rochas carbonáticas são sobrepostos de forma discordante pelos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai.

As primeiras interpretações paleoambientais das rochas carbonáticas do Grupo Araras no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai têm sugerido principalmente depósitos de plataforma marinha (Almeida 1964, Luz *et al*. 1978, Barros *et al*. 1982, Zaine & Fairchild 1992, Boggiani 1997) e, pontualmente, planície de maré sob condições evaporíticas e

depósitos de águas profundas. Nogueira (2003) interpretou os depósitos carbonáticos do Grupo Araras como formados em ambientes de plataforma profunda, moderadamente profunda e planície de maré/*sabkha*. Sansjofre

Trabalhos de datação nas décadas de 60 e 70 obtiveram idade mínima de deposição de 483 ± 8 Ma (método Rb/Sr; Almeida & Mantovani 1975) e de 504 ± 12 Ma (método K/Ar; Amaral 1966) para rochas sedimentares neoproterozóicas que afloram no sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai. As idades foram obtidas para o Granito São Vicente, que corta as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, embasamento do diamictito Puga. McGee *et al*. (2012) utilizando U-Pb de zircões do Granito São Vicente obiveram idades de 518±4 Ma. Datações baseadas em dados de paleomagnetismo na margem sul do Cráton Amazônico apontam uma idade de 623 ± 15 Ma para latitudes de 33.6^{o} e idades entre 580 e 520 Ma quando o cráton começou a se mover em direção ao sul a uma velocidade de ~0.2^{o} Ma^{-1} com latitudes de 36+7/-6^{o} (Trindade *et al*. 2003, Trindade & Macouin 2007).

A assembleia de microfósseis encontrados na Formação Mirassol d´Oeste é caracterizada por *Siphonophycus capitaneum, S. robustum* filamentos de cianobactérias e *Dictyotidium minor*. Na Formação Guia predominam *Leiosphaeridia minutissima* e *L. crassa*. e fragmentos de *Appendisphaera* sp, *Cavaspina* sp e *C. acuminate,* e o acantomorfo do gênero *Tanarium* registrado na Formação Nobres (Hidalgo *et al*. 2008). Estas assembleias indicam duas palinofloras de acritarcos ediacaranos a ELP (Ediacaran Leiosphere Palynoflora) e ECAP (Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora) que Grey (2005) identificou para rochas carbonáticas neoproterozóicas da Austrália.

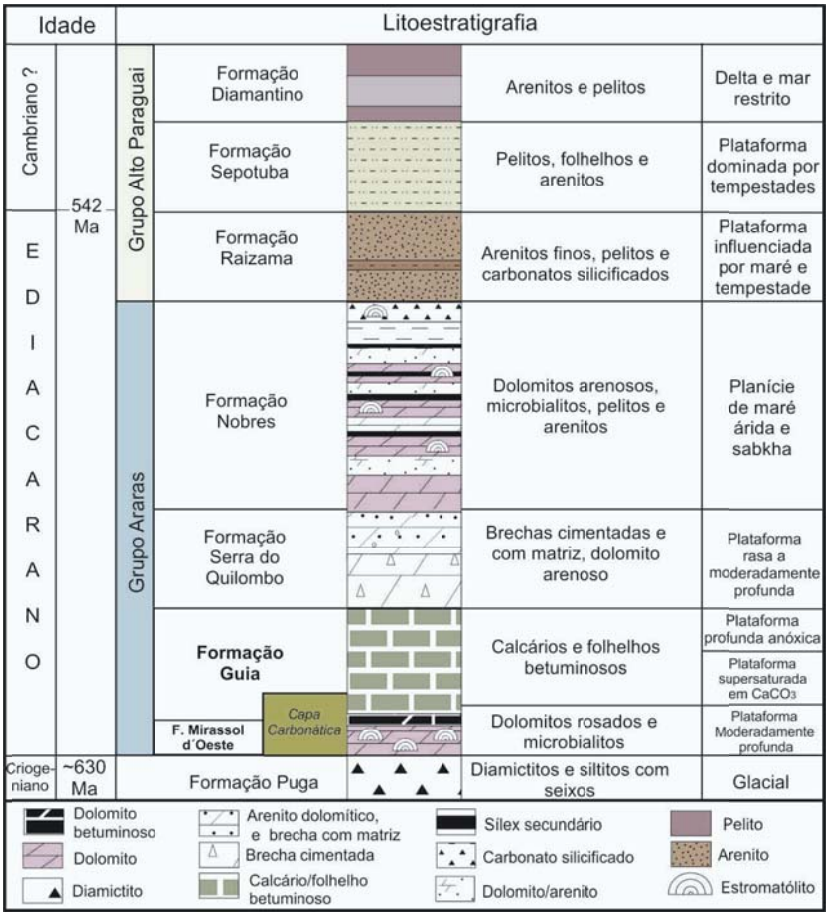

Figura 4.2 – Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram ao longo da porção Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. Destaque para o Grupo Araras e para as formações Mirassol d'Oeste e Guia (em sua porção basal), objetos deste estudo, que constituem a capa carbonática neoproterozóica pós-glaciação Marinoana. Nogueira & Riccomini (2006).

4.2.1 Formação Mirassol d'Oeste

A Formação Mirassol d'Oeste se restringe a borda sudeste do Cráton Amazônica e não se estende até a Faixa Paraguai. As melhores exposições ocorrem nos municípios de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, onde geralmente apresentam uma ampla distribuição lateral. Os contatos inferiores e superiores com a Formação Puga e a Formação Guia, respectivamente, são bruscos. Como relatado anteriormente a contato entre as formações Puga e Mirassol d'Oeste representam o termino da ultima glaciação criogeniana e instalação de condições de efeito estufa, além de ser um importante marco estratigráfico, pois registra o inicio do período Ediacarano (Nogueira *et al*. 2003, 2007). O contato superior com a Formação Guia representa uma superfície de inundação máxima registrada em todas as capas carbonáticas (Hoffman & Schrag 2002).

Segundo Nogueira & Riccomini (2006) os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste na região homônima foram formados em ambientes de plataforma moderadamente profunda, abaixo da base de ondas de tempestades, porém ainda na zona eufótica devido à presença de

estromatólitos. Enquanto que na região de Tangará da Serra os dolomitos se formariam em aguas mais rasas influenciadas por ondas e tempestades (Soares & Nogueira 2008). Babinski *et al*. (2006) obtiveram idades Pb/Pb de 627 ± 32 Ma para os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, na região homônima, e interpretaram como a idade de deposição destes carbonatos. Estimativas do tempo de deposição da capa carbonática no Brazil tem sido inferida por Font *et al*. (2010) com base em dados paleomagnéticos, e medição de laminação estromatolítica baseada em análogos modernos.

4.2.2 Formação Guia

A Formação Guia apresenta uma distribuição mais ampla que a Formação Mirassol d'Oeste, onde ocorre na borda sul do Cráton Amazônico e ao longo da Faixa Paraguai. O limite inferior da unidade é brusco com os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste e geralmente marcado pela ocorrência descontinua de margas vermelhas. O limite superior com a Formação Serra do Quilombo é marcado por intenso faturamento tanto dos calcários Guia como dos dolomitos da Formação Serra do Quilombo (Nogueira & Riccomini, 2006).

A Formação Guia é a unidade sedimentar neoproterozoica no estado de Mato Grosso que apresenta a maior quantidade de dados que possibilitam a sua datação: microfósseis (Hidalgo 2002), dados de paleomagnetismo (Trindade *et al*. 2003), além de datações Pb/Pb e razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Romero *et al*. 2012). Romero *et al*. (2012) utilizando isócronas de Pb-Pb obtiveram idade de 622±33 Ma interpretada como idade deposicional dos calcários da Formação Guia na região de Tangará da Serra.

Os calcários da Formação Guia que ocorrem no Cráton Amazônico foram formados em um ambiente de plataforma profunda supersaturada em $CaCO_3$, abaixo da base de ondas de tempestades (Nogueira & Riccomini 2006). Soares & Nogueira (2008) interpretam ambientes de plataforma moderadamente profunda dominada por onda e com esporádico influxo de terrígenos na região de Tangará da Serra. Camadas deformadas, diques neptunianos e estruturas de escorregamento (*slump*) são comuns nas ocorrências da borda do cráton e sugerem atividade sísmica (Nogueira *et al*. 2003, este trabalho). Na Faixa Paraguai está unidade diferencia-se pela ocorrência de depósitos de aguas mais rasas (*shoreface*), aguas profundas ricas em matéria orgânica, ausência dos leques de cristais (comuns na borda do Cráton Amazônico) e brechas de talude (Brelaz 2012).

CAPÍTULO 5

5. ARTIGO 1

ESTRATIGRAFIA, PALEOAMBIENTE E ISÓTOPOS DE C E O DA CAPA CARBONÁTICA DO BRASIL, SUL DO CRÁTON AMAZONAS

Joelson L. Soares, Afonso C. R. Nogueira, Pierre Sansjofre, Ricardo Trindade, Magali Ader

Resumo

Depósitos transgressivos pós-glaciação marinoana (~635 Ma), denominadas capas carbonáticas ocorrem em diversas regiões cratônicas do planeta. No Brasil, capas carbonáticas ocorrem cobrindo depósitos glaciais da Formação Puga e representa um importante limite estratigráfico, a base do Ediacarano no Brasil. Capas carbonáticas ediacaranas na borda sul do Cráton Amazonas são caracterizados por dolomicritos peloidais com laminação fenestral e ondulada, além de estromatólitos que representam mares rasos a moderadamente profundos restritos eufóticos da Formação Mirassol d'Oeste. Estes depósitos foram formados logo após o derretimento das geleiras e foram influenciados por rebound pós-glacial que inibiu o avanço do mar em direção ao continente. O termino dos efeitos do *rebound* ocasionou o aumento do nível do mar e a plataforma rasa progressivamente tornou-se mais profunda como registrado nos depósitos da Formação Guia. Depósitos ricos em leques de cristais originaram-se em mares com supersaturação em $CaCO_3$. Diques neptunianos sugerem que a plataforma foi afetada por terremotos. O máximo transgressivo é marcado pela ocorrência de calcários laminados ricos em betume e cristais de pirita. Deslizamentos causados por instabilidades gravitacionais e excessiva acumulação de carbonato de cálcio ocorreram na rampa profunda com *slope*. A distribuição e geometria das fácies sedimentares da capa carbonática indicam deposição em uma rampa distally steepened que começa com fácies rasas e gradualmente muda para fácies de águas profundas (mid-rampa). Os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste apresentam sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ geralmente entre -6‰ e -5‰. Os calcários Guia apresentam sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ entre -7‰ e -4‰, com predominância de valores próximos a -5‰. No geral, os sinais isotópicos de dolomitos $\delta^{13}C$ tendem a ficarem mais positivos em direção ao topo da Formação Mirassol d'Oeste, enquanto que os calcários Guia mostram um sinal isotópico mais homogêneo. Excursões isotópicas da Plataforma Araras poderiam ser controladas por fatores locais e não necessariamente representariam significantes mudanças na superfície da água dos oceanos. O aumento da vida nos oceanos pós-glaciação cirogeniana poderia ser o responsável pelo consumo do ^{12}C e depleção do ^{13}C. Portanto, um aumento da bioprodutividade poderia ter causado a anóxia do fundo.

Palavras-chaves: Capa Carbonática, Paleoambiente, Isotopos de C e O, Neoproterozoico, Ediacarano.

Abstract

Transgressive deposits post-Marinoan glaciation (~ 635 Ma Criogenian), termed cap carbonate occur in several regions of the planet. In Brazil, cap carbonates occurs overlaid on glacial deposits of the Puga Formation and represent an important stratigraphic boundary, the base of the Ediacaran in Brazil. Ediacaran cap carbonate in southern Amazon Craton are characterized by wave and fenestral laminated peloidal dolomicrite and stromatolites that representing shallow to moderately deep restricted euphotic seas of the Mirassol d'Oeste Formation. These deposits were formed soon after the melting of glaciers and were influenced by post-glacial rebound that inhibited the advance of the sea toward the continental. After the end of there bound effects the sea level rise and the shallow platform converted progressively to deeper platform in the Guia Formation deposits. Oversaturation $CaCO_3$ originated rich-deposits of aragonite crystal fans. Neptunian dykes suggest that earthquakes affected the platform. The maximum transgressionis marked by thin laminated limestone rich in bitumen and pyrite crystals. Landslides caused by gravitational instabilities and excessive accumulation of carbonate occur in the slope/deep ramp platform. The distribution and geometry of the cap carbonate

sedimentary facies indicate deposition in a distally steepened ramp that starts with shallow-waters facies and to gradually changes towards the mid-rampa facies. The Mirassol d'Oeste dolomites show $\delta^{13}C$ isotopic signs generally ranging between -6‰ at the base and rise to-5 ‰ at the top. The Guia limestone show δ13C isotopic signs between -7‰ and -4 ‰, but the predominance of values is near -5 ‰. In general, the dolomite δ13C isotopic signs tend to be more positive towards the top of the Mirassol d'Oeste Formation, while the Guia limestone shows a homogenization of isotopic signal. The increase of life in the Criogenian post-glaciations could be responsible for the ^{12}C consumption and ^{13}C depletion. Therefore, an increase in bioproductivity could be caused seafloor anoxia.
Keywords: Cap Carbonate, Paleoenvironment, C and O isotopes, Neoproterozoic, Ediacaran.

1. INTRODUÇÃO

Rochas carbonáticas depositadas após as glaciações globais características do término do Neoproterozóico (~542 Ma) apresentam estruturas e feições muito particulares que, juntamente à assinatura negativa de isótopo de C (entre -4 e -7‰), possibilita a correlação destes depósitos com outros de várias partes do mundo, além da associação com importantes eventos globais que interferiram de forma direta na evolução biológica e paleoceanográfica do planeta (Hoffman *et al*. 1998a, Donnadieu *et al*. 2004, Halverson *et al*. 2004, Allen & Hoffman 2005).

Estes episódios estão registrados nas regiões cratônicas de vários continentes sob a forma de depósitos glaciais e carbonáticos contemporâneos, estas camadas carbonáticas são denominadas de capas carbonáticas. Capas carbonáticas são camadas contínuas e de vários metros de espessura de dolomitos e mais raramente calcários que cobrem abruptamente depósitos glaciais do Neoproterozóico com poucas evidências de retrabalhamento ou significativo hiato deposicional. As capas carbonáticas foram depositadas diretamente no topo de depósitos glaciais em todo o mundo durante o Neoproterozóico, o que implica em uma sedimentação carbonática associada a uma rápida transgressão sobre substratos anteriormente glaciais. Elas têm sido caracterizadas como delgados depósitos de águas profundas que podem passar lateralmente para espessos depósitos de plataforma (Kennedy 1996, Hoffman *et al*. 1998a, 1998b). Vários modelos têm sido propostos para explicar a formação das capas carbonáticas que recobrem os diamictitos glaciais e a que melhor explica é a hipóteses de *snowball*/*slushball Earth* (Hyde *et al*. 2000, Hoffman 2009). Esta hipótese advoga que, exceto por uma faixa equatorial, o planeta teria sido coberto de gelo por milhões de anos. Estas condições teriam sido sucedidas por um rápido degelo, em poucas centenas de anos, devido ao súbito aparecimento de condições de efeito estufa (Hoffman & Schrag 2002, Hoffman *et al*. 2007).

No Brasil, estes eventos anômalos foram documentados na margem sudeste do Cráton Amazônico e na Faixa de Dobramentos Paraguai, nos depósitos da Plataforma Carbonática Araras, com a identificação de capas carbonáticas formadas após a ultima glaciação Criogeniana (620 Ma) nas regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, Estado do Mato Grosso (Nogueira 2003, Nogueira *et al*. 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Soares & Nogueira 2008), esta última objeto de estudo desta pesquisa. O trabalho tem como objetivo o detalhamento dos depósitos dolomíticos e calcários que compõem a capa carbonática na região de Tangará da Serra, semelhante ao que foi realizado para a ocorrência na região de Mirassol d'Oeste, distante 200 km, por Nogueira & Riccomini (2006), Font *et al.* (2006) e Nogueira *et al.* (2007). Apesar de constituírem a mesma capa carbonática as duas ocorrências apresentam algumas fácies deposicionais diferentes e refletem mudanças nas condições de energia e de suprimento sedimentar. Descrição e interpretação estratigráfica, além da analise de isótopos de C e O serão as ferramentas utilizadas para a correlação e desvendar parte da história sedimentar da Plataforma Araras.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A região de Tangará da Serra está localizada no sudoeste do Estado do Mato Grosso, distante 240 km da capital Cuiabá. A região apresenta relevo de topografia plana e densa cobertura vegetal, sendo as melhores exposições encontradas nas frentes de lavra pertencentes à Mina Calcário Tangará (Fazenda Alvorada) e nas margens do rio Sepotuba (afluente do rio Paraguai) e do rio Formoso, onde as rochas carbonáticas apresentam ampla continuidade lateral (Figura 1).

Foram confeccionados perfis estratigráficos das minas Tutu e Abelha, dentro da Mina Calcário Tangará, e nas margens do Rio Sepotuba, além de outras minas abandonadas. Estes perfis foram correlacionados e interpretados de acordo com as fácies deposicionais e associação de fáceis no âmbito da estratigrafia de sequências (Walker 1992, 2006, Vail *et al*. 1977, Vail 1987). Estas informações permitiram construir um arcabouço deposicional e entender a distribuição espacial dos paleoambientes em que foram gerados os depósitos carbonáticos de Tangará da Serra. Estes dados interpretativos são visualizados no mapa de fácies e em modelos esquemáticos. Durante a descrição e interpretação de fácies foram confeccionadas também seções panorâmicas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos (Wizevic 1991, Arnot *et al.* 1997) que auxiliaram no entendimento da distribuição lateral de fáceis e sua relação com as superfícies estratigráficas.

A amostragem para análise de isótopos estáveis foi realizada com base nos perfis estratigráficos confeccionados. A coleta sistemática foi feita, da base para o topo, com espaçamento de 20 cm entre as amostras, evitando zonas de deformação tectônica ou alteradas por intemperismo, totalizando 125 amostras. No laboratório as amostras passaram por nova triagem onde foram selecionadas as porções mais homogêneas, evitando as partes fraturadas, preenchidas por minerais e as partes alteradas. As amostras foram pulverizadas com o auxílio de gral e pistilo de ágata e analisadas por difração de raios-X. As amostras pulverizadas (~20g de cada amostra) foram acondicionadas em recipientes de plástico, previamente lavados com água destilada e deixados para secar ao ar livre. As análises foram realizadas no Laboratoire de Géochimie dês Isotopes Stables do Institut de Physique Du Globe de Paris (IPGP), França. As amostras foram pulverizadas num gral de ágatae peneiradas de modo a garantir um tamanho de grão inferior a 140 μm. Para as análises de isótopos de carbonato, o CO_2 foi extraído, sucessivamente, a partir da calcite e dolomite por um procedimento que passa por duas etapas de dissoluçãode 100% de H_3PO_4. A primeira etapa foi realizada a 25 °C durante 4 horas, para extrair o CO_2 de calcite. A segunda etapa foi realizada a 80 °C durante 2 horas para extrair o CO_2 da dolomite. As composições isotópicas de carbono e de oxigénio do CO_2 foram medidas usando um cromatógrafo de gás acoplado a um Analytical Instruments Precision espectrómetro de massa VG 2003. A reprodutibilidade externa com base em duplicação e triplica para medições de $\delta^{13}C_{carb}$ e $\delta^{18}O_{carb}$ é de 0,1‰ e0,2 ‰, respectivamente (1σ). Todos os resultados isotópicos são dados em notação δ calibrada para V-PDB (Vienna PeeDee Belemnite).

3. GRUPO ARARAS

A borda sudeste do Cráton Amazônico é caracterizada por uma faixa descontinua de depósitos glaciais da Formação Puga e carbonáticos do Grupo Araras e são interpretados como produto de eventos pós-glaciação Marinoana (Nogueira *et al*. 2003, 2007) ou ultima glaciação Criogeniana. Rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai (formações Raizama e Diamantino) cobrem de forma discordante os carbonatos do Grupo Araras, e assim como os diamictitos da Formação Puga, estes depósitos são descontínuos lateralmente (Silva Jr. *et al*. 2007). Estimativas de idade entre 620 e 520 Ma para as rochas sedimentares do Grupo Araras da margem SW do Cráton Amazônico foram baseadas em valores de isótopos de $\delta^{13}C$, razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e dados de paleomagnetismo (Trindade *et al*. 2003, Alvarenga *et al*. 2004, Tohver *et al*. 2006, Romero *et al*. *no prelo*). A idade mínima para a formação destas rochas carbonáticas no Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai é baseada em datações pelos métodos

de Rb/Sr (483 ± 8 Ma; Almeida & Mantovani 1975) e K/Ar (504 ± 12 Ma; Amaral 1966), obtidas do Granito São Vicente que corta os metassedimentos do Grupo Cuiabá, está unidade é o embasamento dos diamictitos da Formação Puga. Romero *et al*. (*no prelo*) utilizando isócronas de Pb-Pb obteve idade de 622±33 Ma como idade deposicional das rochas carbonáticas da base do Grupo Araras em Tangará da Serra.

O Grupo Araras com uma espessura de 1200m é formado por quatro unidades litoestratigráficas, segundo proposta de Nogueira & Riccomini (2006) estas unidades são da base para o topo: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres. O estudo da sucessão de rochas carbonáticas das formações Mirassol d'Oeste e Guia na região de Tangará da Serra é o foco deste artigo. A Formação Mirassol d'Oeste, com 15m de espessura, é constituída por dolomitos finos de coloração rosada, estromatólitos, dolomitos peloidais com megamarcas onduladas e sobrepõe-se diretamente aos diamictitos da Formação Puga. Esta unidade é interpretada como uma capa dolomítica (Nogueira *et al*. 2003), depositada logo após a glaciação Puga, que é correlata ao episódio Marinoano ou ultima glaciação Criogeniana. Representa um importante marco estratigráfico global por ser à base do período Ediacariano do final do Neoproterozóico. A Formação Guia, com aproximadamente 150 m de espessura, é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, margas vermelhas e *cementstones* ricos em leques de cristais de calcita, pseudomorfos de aragonita. A base da Formação Guia é considerada como a porção calcária da capa carbonática Puga.

O Grupo Araras na borda sudeste do Cráton Amazônico é caracterizado principalmente por dolomitos e calcários que se dispõem em camadas subhorizontais (mergulhando geralmente 3^{o} para NNW), sem indícios de metamorfismo e localmente deformados. A sucessão estudada na região de Tangará da Serra é caracterizada, da base para o topo, por dolomitos peloidais pouco deformados e sem deformação da Formação Mirassol d'Oeste. Os dolomitos são cobertos por camadas descontinuas de marga avermelhada e calcários finos com leques de cristais intercalados com folhelhos cinza pertencentes à Formação Guia.

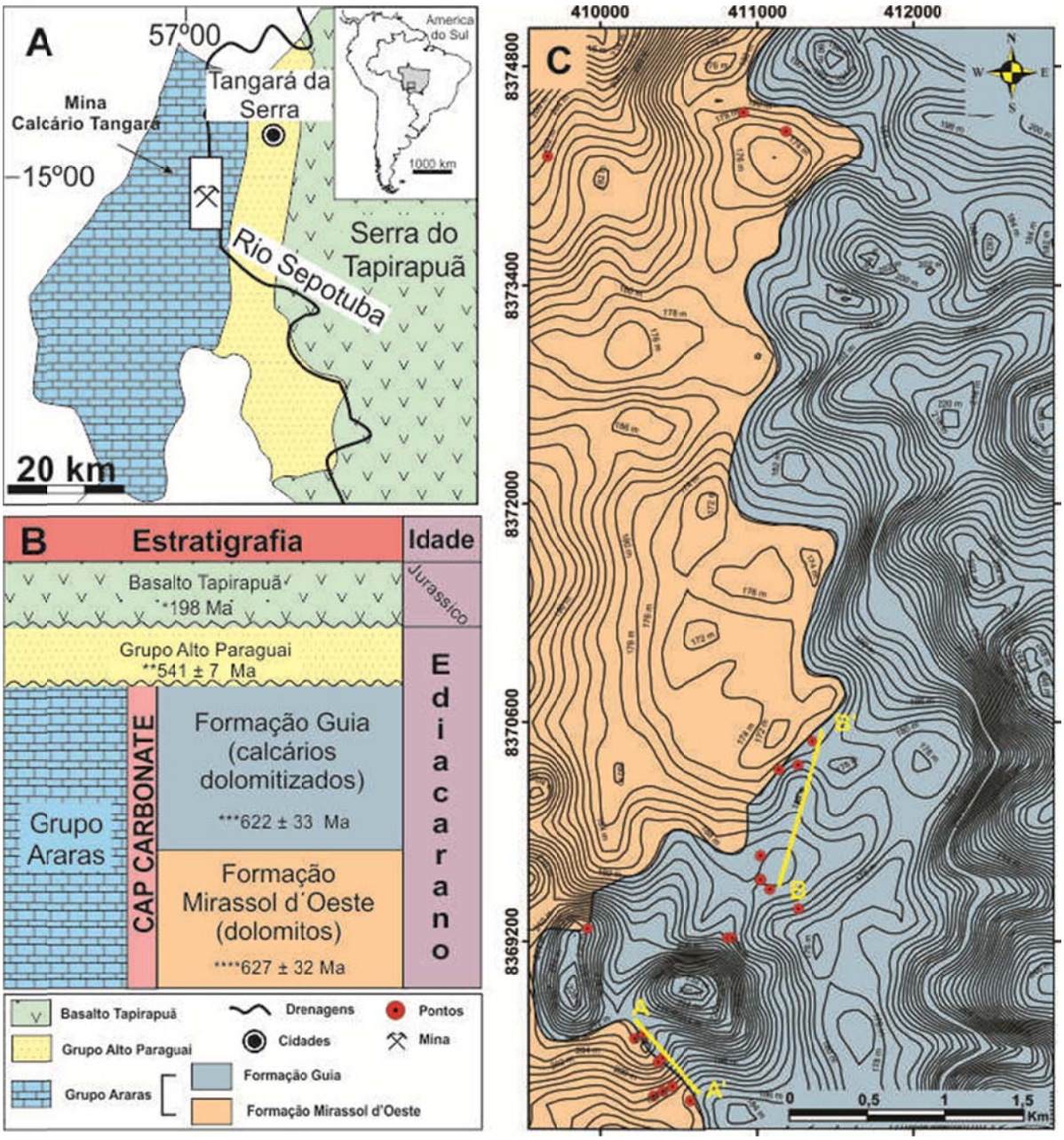

Figura 1. Mapa de Localização e geológico simplificado. A) Localização da mina Calcário Tangará, no estado de Mato Grosso; B) Coluna estratigráfica das unidades que ocorrem na região de Tangará da Serra; C) Mapa de distribuição das formações Mirassol d'Oeste e Guia com os pontos estudados. A-A' e B-B' indicam as seções confeccionadas com perfis estratigráficos. Idades baseadas em (*) Marzoli et al. (1999), (**) Bandeira et al. (2012); (***) Romero et al. (no prelo), (****) Babinski et al. (2006).

4. FÁCIES SEDIMENTARES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

A sucessão de Tangará da Serra possui aproximadamente 50m de espessura sendo caracterizada, da base para o topo, por *dolograinstones/dolopackstones* pelóidais pouco deformados e sem deformação da Formação Mirassol d'Oeste, lateralmente contínuos e com espessura de até 7m. Estes dolomitos são caracterizados por apresentarem laminação plano-paralela, quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo, laminação ondulada simétrica e

estruturas em tubo. Estruturas deformacionais sin-sedimentares como falhas lístricas e dobras métricas ocorrem localmente. Estes depósitos são recobertos por camadas descontinuas de marga dolomítica com laminação paralela, de cor vermelha, pertencente à Formação Guia, que ocorrem principalmente preenchendo sinclinais de dobras métricas, e calcários finos com acamamentos de megamarcas onduladas que passam lateralmente para calcários finos com laminação quase planar e ondulada. Sobreposto a estes depósitos ocorrem calcários finos com leques de cristais intercalados com folhelhos. A Formação Guia apresenta espessura aproximada de 58m, com camadas poucos deformados e geralmente com mergulhos baixos entre 1° a 9°. Na porção intermediária da sucessão calcária ocorrem brechas intraformacionais e camadas deformadas isoladas. O topo da sucessão é caracterizado pela ocorrência de calcários cinza a preto com laminação irregular e ricos em betume. Sobre os dolomitos e calcários ocorrem localmente calcários com estruturas de escorregamento e brechas intraformacionais. Foram descritas 12 fácies deposicionais, 3 pertencentes a Formação Mirassol d'Oeste, 6 na Formação Guia, além de 3 fácies de depósitos deformados queocorrem na Formação Guia (Fácies Bd) e sobrepostas as duas unidades (Fácies Bc e Cs) (Tabela 1).

4.1. Formação Mirassol d'Oeste

Dpt – *Dolomudstone*/*dolopackstone* peloidal com laminação planar e estruturas em tubo

Descrição

Está fácies forma camadas lateralmente contínuas por algumas dezenas de metros, é composta por intercalações de *dolomudstone* e *dolopackstone* peloidais de cor rosada. Apresenta laminação plano-paralela, que localmente passa para laminação de baixo ângulo e, estruturas em forma de tubo que cortam a laminação (Figura 2A, B e C). Variações de espessura da laminação nos dolomitos refletem os diferentes tamanhos dos pelóides de dolomicrito e a presença de cimento dolomítico. As laminações mais delgadas com espessuras de aproximadamente 1,5 mm apresentam um arcabouço formado de micropelóides (<1mm) com reduzido espaço intergranular com pouco ou nenhum cimento (*dolomudstone*). Laminações mais espessas com até 5 mm apresentam micropelóides e raros macropelóides (2-3 mm) compondo um arcabouço mais poroso (*dolopackstone*). As estruturas em forma de tubo são caracterizadas por formas verticais, com limites irregulares que cortam as laminações, em planta apresenta formas circulares (Figura 3B). Estes tubos têm vários centímetros de comprimento (comumente >10 cm) e entre 2 e 3cm de diâmetro. São preenchidos geralmente por dolomicrito e mais raramente calcita e dolomita euedral. Os tubos não apresentam espaçamentos regulares entre si, sendo comum encontrar regiões com vários

tubos e outras com poucos (Figura 2C). Estas estruturas são encontradas principalmente na base da sucessão estudada onde truncam e desloca levemente as laminações planares.

Interpretação

A laminação plano-paralela é produto de deposição em ambientes com predomínio de suspensão e esporadicamente influenciada por movimentos oscilatórios que também geraram laminações de baixo ângulo (De Raaf *et al*. 1977). Nesta fase de deposição a lama microcristalina foi inibida pelos movimentos oscilatórios permitindo a cimentação espática. A presença de pelóides é interpretada como produto de atividade biológica que induz a nucleação do carbonato produzido possivelmente por bactérias (Chafetz 1986, Riding 2000), em rochas carbonáticas neoproterozóicas estes componentes são interpretados também como de origem biológica (James *et al*. 2001). A origem das estruturas em tubo são um dos principais enigmas das capas carbonáticas neoproterozóicas. Duas hipóteses para a formação dessas estruturas são: 1) escape de gases, que defende a origem dos tubos como produto do escape de gás metano relacionados à desestabilização de hidratos de metano ou outro gás metano pós-glaciação (Kennedy *et al*. 2001); e 2) a origem dos tubos estaria relacionada com o crescimento de estromatólitos, já que essas estruturas estão sempre associadas à presença de estromatólitos (Corsetti & Grotzinger 2005). Esta última tem ganhado força com recentes analises de dados isotópicos de C e O que afirmam que a contribuição de gás metano na formação desses tubos é insignificante (Font *et al*. 2006). Porém não se pode descartar a hipótese do escape de fluidos líquidos ou gasosos para formação dos tubos (Jiang *et al*. 2003, Romero *et al*. 2011). As estruturas em forma de tubo da capa dolomítica de Tangará da Serra, não estão aparentemente ligadas a estromatólitos como ocorre em outras partes do mundo (Marengo & Corsetti 2002, Nogueira *et al*. 2003, Corsetti & Grotzinger 2005, Hoffman *et al*. 2007). Estudo detalhado destas estruturas na região de Mirassol d'Oeste por Romero *et al*. (2011) associa a ocorrência dos tubos ao topo de estromatólitos dômicos, o que explicaria a sua distribuição horizontalmente irregular, semelhante ao que ocorre em Tangará da Serra.

Dm – *Dolograinstone* peloidal com acamamento de megamarcas onduladas simétricas

Descrição

A fácies Dm ocorre localmente, é composta por *dolograinstones* peloidais com megamarcas onduladas simétricas que apresentam espessuras de até 10cm e comprimentos de onda de 40cm (Figura 2D). As laminações nas megamarcas onduladas são milimétricas e raramente maiores que 1cm, formadas por intercalações de micropelóides e macropelóides

com porosidade preenchida por cimento de dolomita. As laminações são comumente agradacionais, sendo interrompidos por laminações quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo (Fácies Dq). Contudo, em direção ao topo as laminações se tornam suavemente migratórias. As cristas apresentam uma orientação preferencial para SW-NE.

Interpretação

As megamarcas onduladas simétricas foram geradas em um ambiente com predominância de fluxos oscilatórios. O fato de estas estruturas ocorrerem de forma restrita pode ser explicado pela sua relação com a formação das laminações da fácies Dq que provavelmente as erodiram. Por apresentarem um perfil agradacional passando suavemente para migratório sugere-se que estas estruturas foram originadas em ambientes influenciados por onda. Allen & Hoffman (2005) sugerem ventos extremos na formação das megamarcas onduladas, em capas carbonáticas. Contudo, as megamarcas onduladas da Formação Mirassol d'Oeste sugerem muito mais a geração de formas de leito complexas. A orientação das cristas para SW-NE sugere que esta seja a provável orientação da linha de costa.

Dq – *Dolograinstone/dolomudstone* peloidal com laminação quasi-planar e truncamentos de baixo ângulo

Descrição

Esta fácies é composta por *dolograinstone* peloidal rosa esbranquiçado caracterizado pela presença de laminação quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo (Figura 2E e F). As laminações com truncamentos são caracterizados por sets de laminas quasi-planar que lateralmente erodem as laminações existentes. Os sets de laminas são milimétricos entre 0,1 e 0,5mm. O ângulo de truncamento entre as laminações são suaves e variam de 1º a 5º. Micro-ondulações são observadas associadas aos truncamentos, porém não existem macroformas onduladas preservadas, a não ser, megamarcas onduladas que ocorrem localmente (Fácies Dm). Estas megamarcas onduladas são nitidamente erodidas pelas laminações com truncamentos. A textura da rocha é definida por alternância de lâminas com micropelóides e macropelóides. Micropelóides consistem o componente principal da fácies com até 1mm de diâmetro e geralmente exibem um aspecto grumoso. Macropelóides constituem aglomerado de micropelóides, são esféricos e subesféricos e variam de 5 a 2 mm de diâmetro, formando lentes entre as laminações truncadas. Os macropelóides tendem a se concentrar nas escavações originadas pelos truncamentos (Figura 2F). Os espaços interpeloidais (20% a 30%

da rocha) são ocupados predominantemente por dolomita com textura xenotópica e raros cristais de dolomita romboédrica.

Interpretação

As laminações quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo indicam fluxos oscilatórios de alta velocidade que induziram eventos erosivos sobre os depósitos peloidais (De Raaf *et al*. 1977, Arnott 1993). A ocorrência de macropelóides é produto da agregação de micropelóides pela movimentação em fundo oceânico e implicam em reduzida abrasão durante sua formação, já que estas partículas são facilmente desagregadas. A preservação deste componente indica que houve pouco ou nenhum transporte o que sugere que a deposição foi *in situ* e/ou que está relacionada a uma rápida cimentação (James *et al*. 2001, Halverson *et al*. 2004). A gênese desta fácies pode estar relacionada a da fácies Dm, pois ambas ocorrem associadas. A concentração de macropelóides em áreas escavadas sugere acumulação de material em possíveis calhas formadas pela erosão.

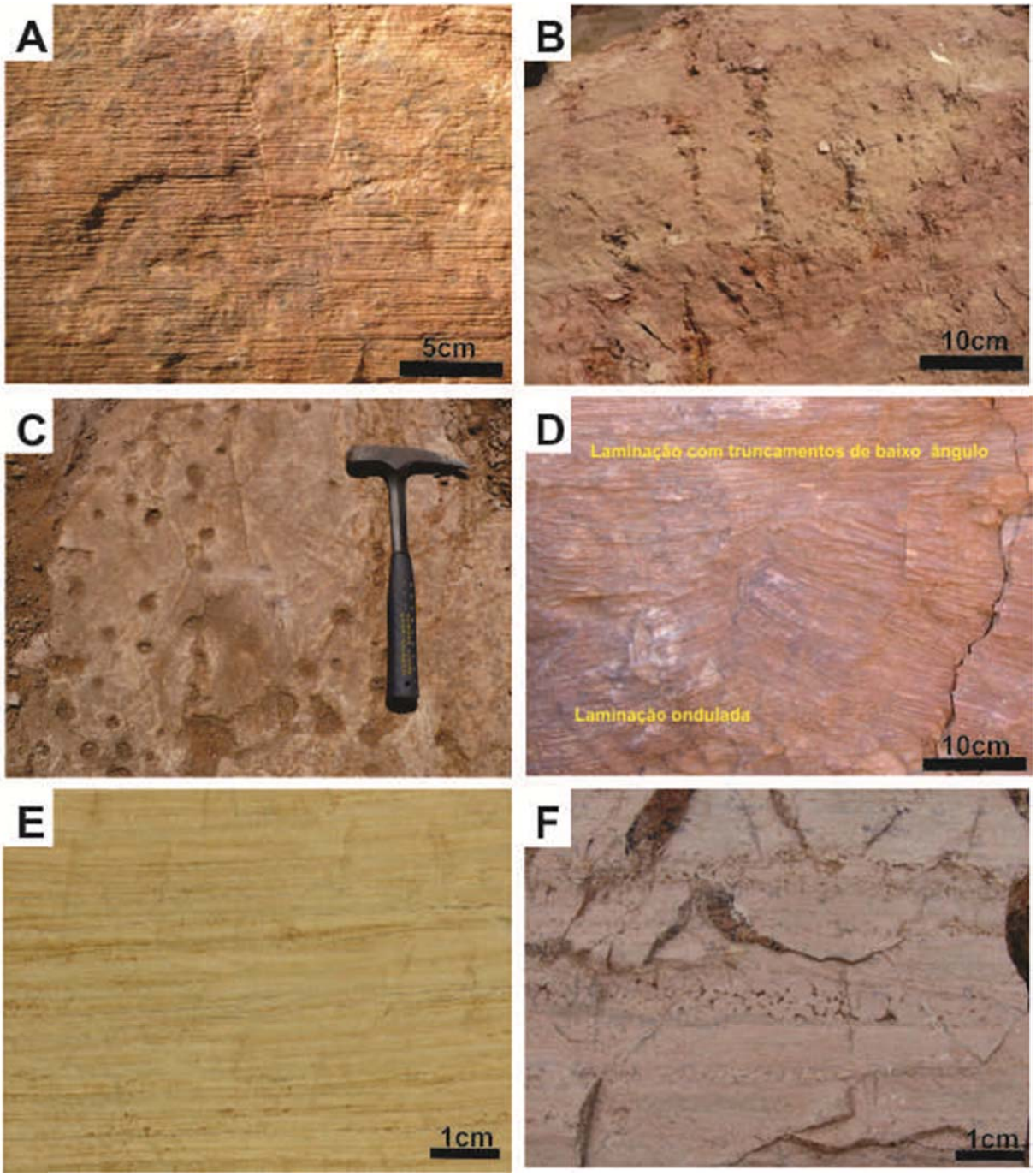

Figura 2. Fácies deposicionais da Formação Mirassol d'Oeste. A) Dolomudstone /dolopackstone peloidal com laminação plano-paralela; B e C) Estruturas em tubo que cortam laminações plano-paralelas; D) Laminação ondulada simétrica truncada por laminação quasi-planar; E) Laminação quasi-planar com truncamentos por onda; F) Macropelóides entre as laminações quasi-planar.

4.2. Formação Guia

Ml – Marga dolomítica com laminação

Descrição

Marga dolomítica vermelha com laminação planar e fissilidade pouco desenvolvida que acompanha o acamamento (Figura 3A e B). A composição mineralógica é essencialmente uma mistura de dolomita, grãos terrígenos tamanho silte a areia fina e argila. Os grãos terrígenos são comumente de quartzo e micas, e mais raramente feldspatos. Os grãos comumente apresentam as bordas corroídas. *Dissolution seams* são comuns no topo do depósito. A marga preenche as sinclinais das dobras métricas dos dolomitos em *onlap* (Figura 3A). Os depósitos são lateralmente descontínuos, com espessuras que variam entre 20 cm e 1.60m. Duas camadas de calcário maciço ocorrem intercaladas com as margas próximo do contato com os calcários da fácies Cm da Formação Guia a base destas camadas localmente apresentam estruturas de sobrecarga (Figura 3C e D).

Interpretação

A disposição em *onlap* destes depósitos indica preenchimento de depressões de um paleorelevo durante a subida relativa do mar. A ocorrência de grãos com bordas corroídas sugere que a dolomita pode ser secundária. Entretanto, não se pode descartar ainda a influencia de fluidos com alta razão Mg/Ca ainda atuantes durante a deposição dos sedimentos. A presença de grãos siliciclásticos pode estar relacionada ao primeiro pulso de influxo de terrígenos para dentro da plataforma. Assim como em toda a sucessão calcária os grãos são finos e subangulosos e provavelmente foram transportados em suspensão. A cor vermelha denuncia óxidos/hidróxidos de ferro. A presença de camadas de calcário formando estruturas de sobrecarga denota a influencia de águas mais ricas em calcita no final da deposição das margas e que estes sedimentos estavam ainda parcialmente inconsolidados.

Cm – Calcário com acamamento de megamarcas onduladas

Descrição

Calcários finos com até 30% de terrígenos (quartzo tamanho areia fina e silte) de cor vermelha com megamarcas onduladas assimétricas que apresentam localmente *muddrapes* (Figura 4A e D). Grãos terrígenos tamanho areia fina (quartzo subarredondado e mica) são disseminados e perfazem cerca de 2% e 5% do arcabouço enquanto que os de tamanho silte compõem cerca de 30%. As megamarcas onduladas tem amplitudes entre 11 e 35cm e comprimento de onda entre 1,10 e 1,3 m. Marcas onduladas assimétricas ocorrem de forma

mais isolada aparentemente associada aos topos do acamamento de megamarcas onduladas. Lateralmente está fácies apresenta uma disposição cíclica das camadas, geralmente associada a camadas de margas de até 10cm que recobrem as megamarcas onduladas (Figura 4B). As laminações que ocorrem internamente as megamarcas onduladas são concordantes com a macroforma das ondulações (Figura 4C). Laminações convolutas ocorrem localmente.

Interpretação

O acamamento de megamarcas onduladas foi gerado pela migração de formas de leito formada por correntes e induzida por ondas (De Raaf *et al*. 1977). A presença de grãos terrígenos finos e subarredondados sugerem influxo continental. O acamamento de megamarcas onduladas é geralmente individualizado por margas e *muddrapes* o que sugere deposição em uma zona de baixa energia relacionada possivelmente a *offshore* proximal (Aigner 1985, Faulkner 1988).

CMq – Calcários com laminação quasi-planar e margas betuminosas

Descrição

Esta fácies é formada por calcários finos com laminação quasi-planar que localmente apresenta uma suave ondulação com camadas de margas betuminosas intercaladas. As camadas de calcário fino apresentam espessuras entre 8 e 20 cm, enquanto as margas betuminosas têm espessura máxima de 5 cm. As laminações variam de 0,1 a 0,5mm de espessura e raramente apresentam truncamentos e apresentam agradação vertical. As laminações mergulham suavemente cerca 2º para NE. Micro-ondulações são comuns nos primeiros níveis da fácies (Figura 4F), enquanto que laminações onduladas maiores ocorrem localmente (Figura 4E).

Interpretação

Laminações quasi-planar são interpretadas como produzidas por fluxos oscilatórios de alta velocidade com um forte componente unidirecional (Arnott 1993). As camadas de margas betuminosas sugerem ainda influencia de influxos de terrígenos no inicio da deposição dos calcários da Formação Guia. O mergulho suave das laminações para sudoeste coincide com o mergulho das camadas de calcário com leques de cristais e sugere a direção de transporte para a bacia na margem da plataforma.

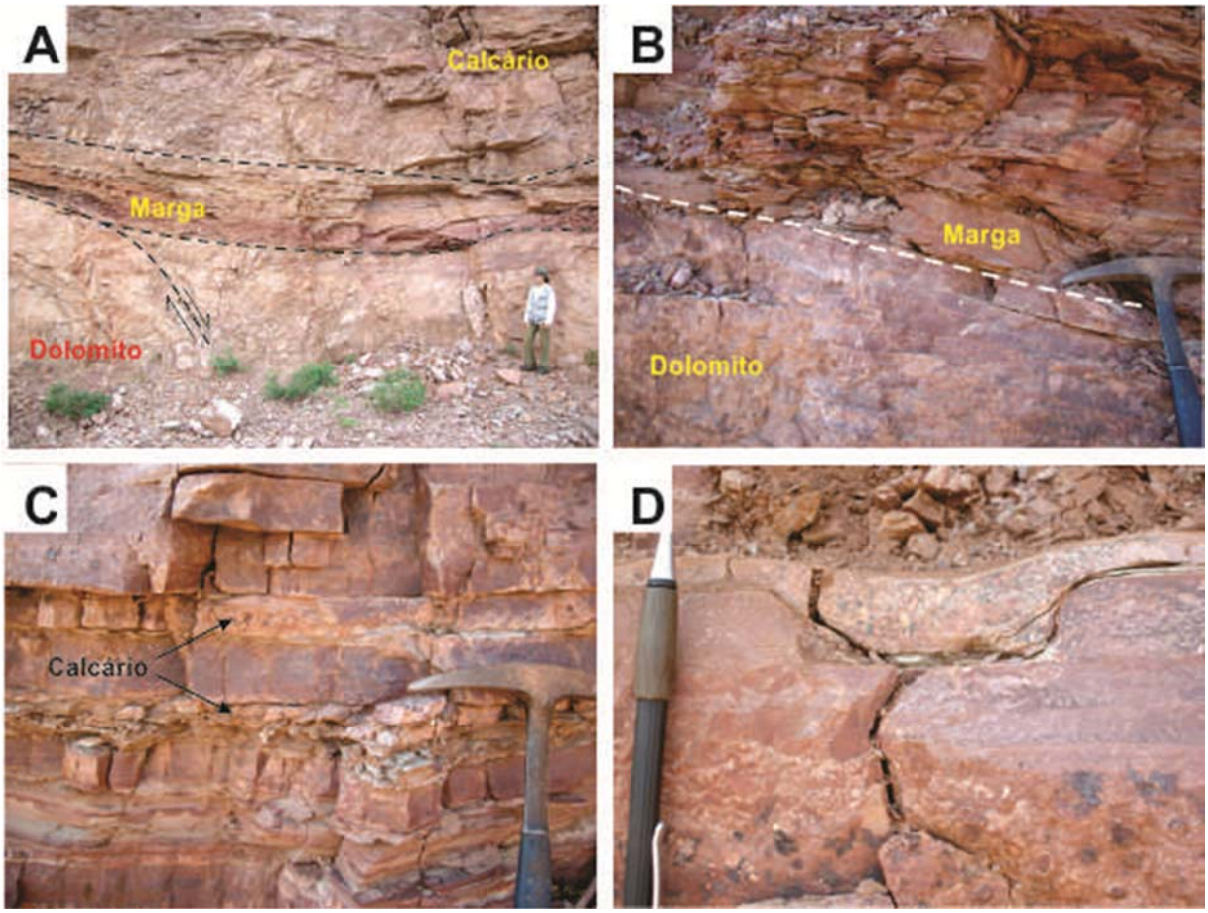

Figura 3. Margas da Formação Guia. A) Margas preenchem sinclinais de dobras sinsedimentares nos dolomitos Mirassol d'Oeste e cobertos por calcários Guia; B) Detalhe do contato entre o dolomito e a marga; C) Camadas de calcário maciço intercalado com as margas próximo ao contado com os calcários com acamamentos de megamarcas onduladas da Formação Guia; D) Camada de calcário com estrutura de sobrecarga sobre camada de marga.

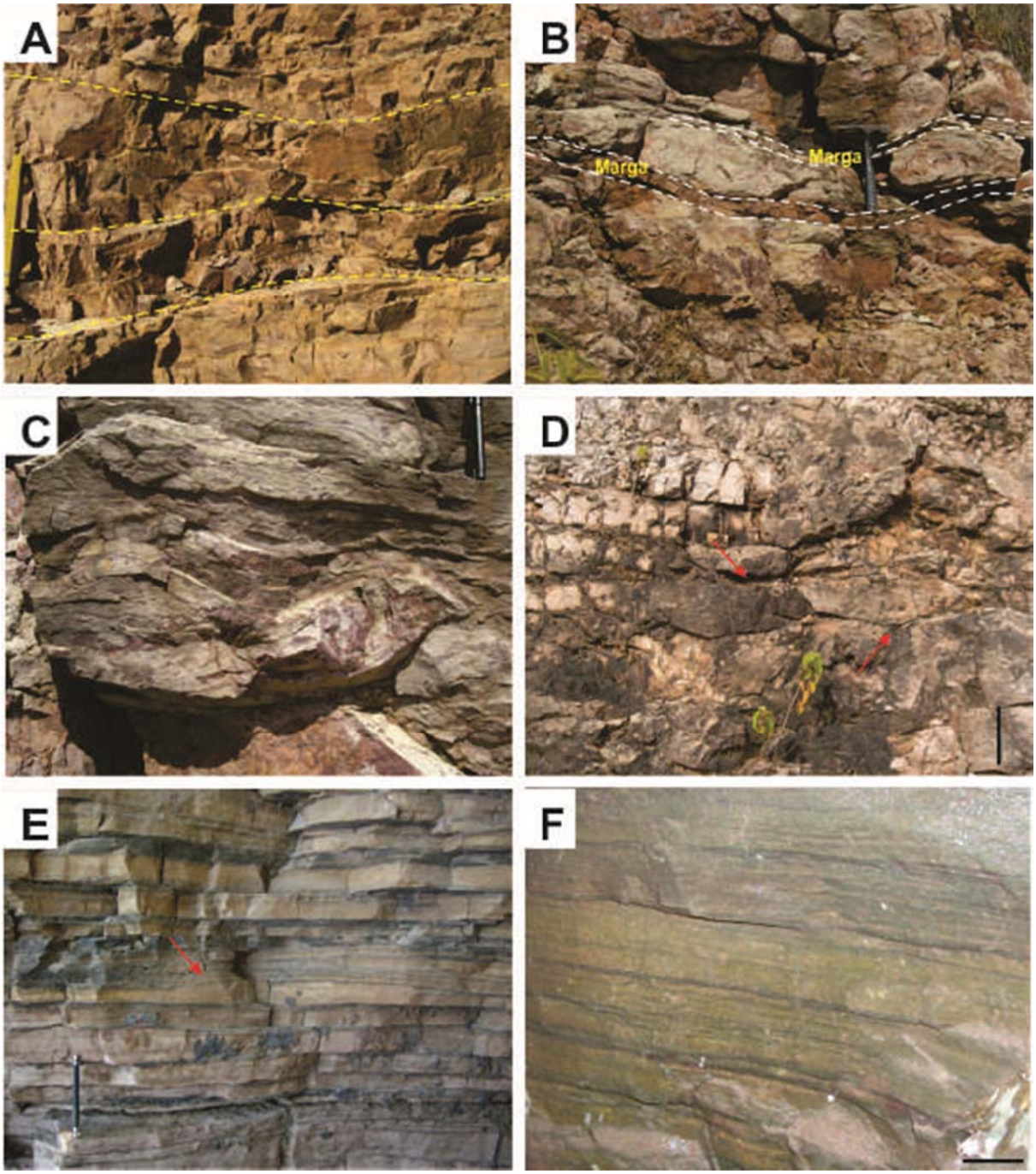

Figura 4. Fácies deposicionais da Formação Guia. A) Calcário com acamamento de megamarcas onduladas; B) Camadas com megamarcas onduladas intercaladas com camadas de marga; C) Laminação ondulada concordante as macroforma das megamarcas onduladas; D) Drapes de argila (setas) que destacam as formas suaves das megamarcas onduladas (barra = 30 cm); E) Calcário com laminação quasi-planar e localmente laminação ondulada (seta) intercalado com delgadas camadas de marga betuminosa (camadas escuras); F) Laminação quasi-planar com micro-ondulações (barra = 1cm).

Clc – Calcários com leques de cristais e marcas onduladas

Descrição

Esta fácies forma um conjunto de camadas tabulares com o topo ondulado, constituído por calcários finos cinza com leques de cristais de calcita geralmente intercaladas com os folhelhos da fácies Fl (Figura 6A e B). As intercalações são cíclicas em escala métrica. Pequenos ciclos com camadas de cristais limitadas com *muddrapes*/folhelho são mais restritas. O calcário está parcialmente dolomitizado e neomorfizado, porém a forma dos leques de cristais e laminações internas é preservada (Figura 5). Os cristais são rosados, constituídos de calcita espática, aciculares radiais em forma de leque e em planta as acículas apresentam formas hexagonais. Os leques de cristais desta fácies são muito semelhantes aos que são encontrados nas capas carbonáticas neoproterozóicas de outras partes do mundo (Clough & Goldhammer 2000, James *et al*. 2001, Hoffmann & Schrag 2002, Corsetti *et al*. 2004, Lorentz *et al*. 2004).

Os cristais são geralmente colunares isolados ou lateralmente conectados por delgados arranjos de cristais fibrosos (Figura 5). Os leques de cristais fibrosos dos primeiros níveis de ocorrência apresentam comprimentos de até 5 cm e comumente apresentam-se conectados por arranjos de cristais fibrosos perpendiculares ao acamamento (Figura 5B e 6E). Nota-se uma intensa deformação da laminação na porção superior e entre os leques, enquanto que na base dos leques a laminação é geralmente plana, porém onde a superfície é ondulada a base dos cristais é irregular. Em direção ao topo da sucessão os leques de cristais ficam mais abundantes e são cobertos por calcários com laminações onduladas. Estes leques comumente ultrapassam os 5 cm de altura. Entre os leques de cristais colunares conectados ocorrem laminações convexas que consistem de delgadas intercalações de siltito e micrito (Figura 6D). No topo das camadas com leques de cristais ocorrem localmente marcas onduladas com padrão de interferência e comprimentos de onda de até 4 cm com amplitudes de 3 mm. A quantidade de material terrígeno (quartzo e microclinas tamanho silte e folhelho) tende a diminuir em direção ao topo e proporcionalmente os leques tornam-se mais abundantes e maiores.

Interpretação

A origem aragonítica é comprovada pelo hábito acicular com topo reto dos cristais, que também apresentam acículas com formato hexagonal. A forma convexa e deformada das laminações no topo dos cristais sugere que a deposição destes sedimentos ocorreu provavelmente de forma simultânea, ou antes, da formação dos cristais, e a convexidade e

deformação seria formada através do rompimento das laminações durante o crescimento dos cristais. Pequenos ciclos de camadas com leques de cristais limitados por *muddrapes*/folhelho e laminações onduladas representam sucessivos estágios de precipitação aragonítica e sedimentação (Figura 6C).

A abundância de cristais sugere que esta fácies foi formada em um ambiente supersaturado em $CaCO_3$, com alta alcalinidade e provavelmente de águas calmas e moderadamente profundas logo abaixo da base de onda (Corsetti *et al*. 2004, Lorentz *et al*. 2004). As principais causas para a precipitação de aragonita seriam mudanças na circulação e temperatura oceânica e na CO_2 atmosférico, que juntos produziriam um rápido aumento na saturação de aragonita (Sumner 2002). A taxa de sedimentação seria outro fator importante na formação dosleques de cristais da capa carbonática do Brasil, já que são encontrados em ambientes deposicionais com baixa taxa de sedimentação e esporádico influxo de terrígenos. A forma de crescimento dos cristais ocorreu provavelmente de duas formas distintas: 1) os cristais cresceram no fundo aquosos e posteriormente foram soterrados por material carbonático e seu topo poderia ser fragmentado pela ação de correntes (Figura 5A-II), estes cristais estariam associados à rápida precipitação e pouca ou nenhuma sedimentação que favoreceria o seu crescimento até atingir tamanhos centimétricos; 2) os cristais, principalmente os conectados, cresceram após ou durante a deposição e romperam as laminações pré-existentes, estariam relacionados aos ambientes com aumento da taxa de sedimentação e a entrada de terrígenos. Estas duas formas de crescimento podem ser associadas a diferenças nas taxas de sedimentação e no influxo de material terrígeno.

A presença de pequenas marcas onduladas no topo das camadas com cristais indica esporádicos fluxos oscilatórios em um ambiente de águas tranquilas. A geração desta fácies está relacionada a mudanças cíclicas, que iniciam com a sedimentação pelitíca e carbonática, seguida do crescimento dos cristais de aragonita cujas porções mais superiores foram parcialmente destruídas pela ação de correntes. O influxo de material terrígeno parece exercer certo controle na distribuição dos leques como notado ao longo do perfil.

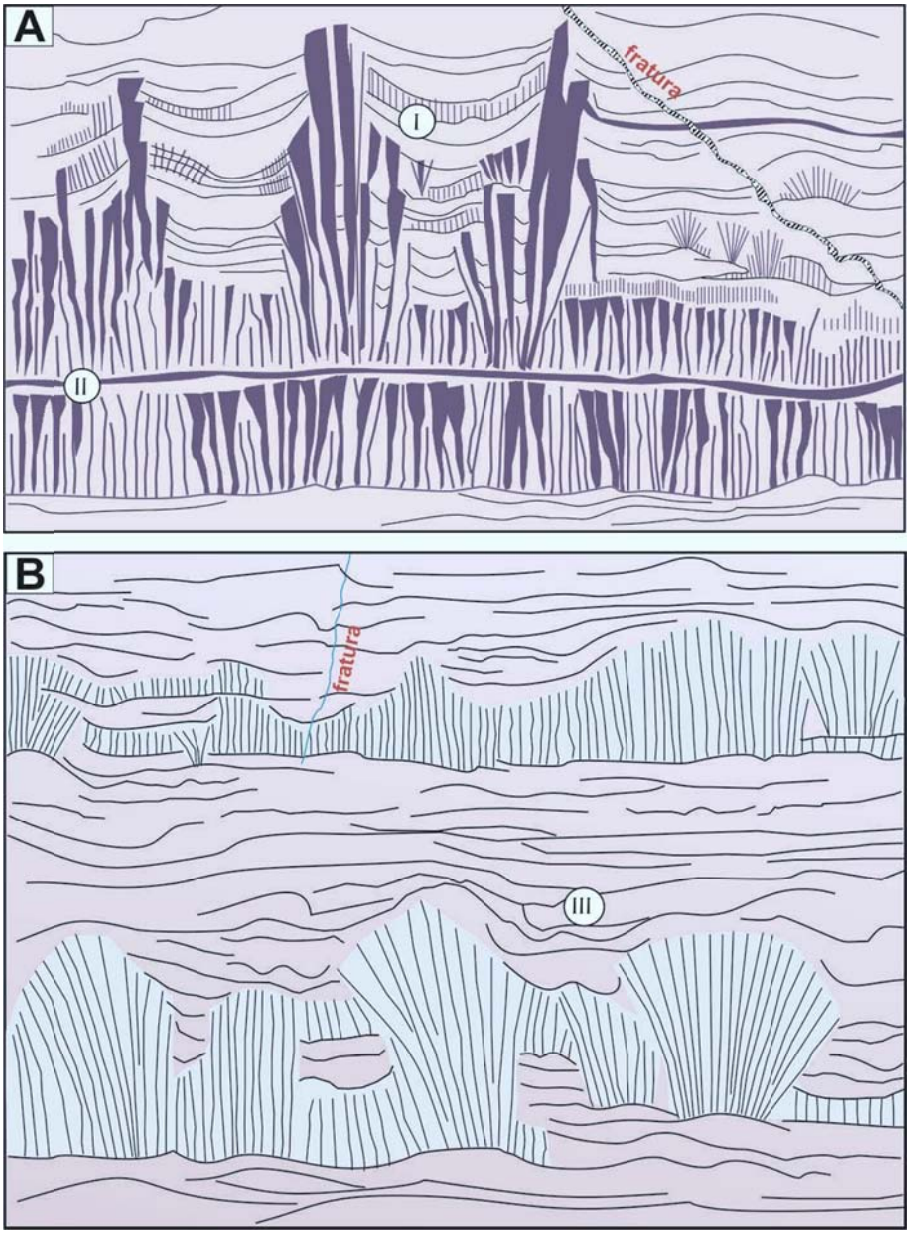

Figura 5. Tipos de leques de cristais. A) Leques de cristais do topo da seção com leques colunares e conectados por arranjos de cristais fibrosos, laminações convexas formadas pela intercalação entre calcita microcristalina e material terrígeno (I). Alguns leques de cristais são truncados por uma superfície plana erosiva caracterizada pela presença de crosta de calcita (II). B) Leques de cristais da base da seção com abundantes leques conectados e deformação da laminação no topo dos cristais (III).

Ci – Calcário com laminação irregular

Descrição

A fácies ocorre no topo da sucessão calcária, é caracterizada pela laminação irregular e escassez de leques de cristais (Figura 6F). A laminação irregular é caracterizada pela intercalação de laminas de cor cinza e de cor preta. As cores escuras dos calcários indicam a presença de matéria orgânica em forma de betume. “Bolsões” de betume são mais frequentes

nesta fácies. Nestes depósitos também são encontrados camadas de coloração vermelho a lilás que sugerem a presença de óxidos de ferro. Cristais cúbicos de pirita são raros e ocorrem geralmente disseminados. As camadas com coloração vermelhas também apresentam laminação irregular e "bolsões", ambos com betume. Nota-se que nesta fácies os leques de cristais são mais escassos e por vezes desaparecem. Os poucos leques que ocorrem são geralmente desconectados e isolados, chegando ao máximo de 2 cm de altura.

Interpretação

Os calcários finos com laminação irregular desta fácies sugerem deposição em aguas profundas e relativamente calmas. A ocorrência de betume em forma de laminações e bolsões e os cristais de pirita sugerem que havia condições de preservação de matéria orgânica, que poderia indicar um ambiente anóxico. A presença de óxidos de ferro pode estar associada a processos diagenéticos como alteração de minerais ricos em ferro como a pirita que ocorre na sucessão calcária.

Fl –Folhelho com laminação

Descrição

Folhelhos calcíticos apresentam coloração que varia do preto ao cinza e se encontram impregnadas de betume. As camadas variam de espessura, as mais delgadas apresentam 0,5 cm de espessura, enquanto as mais espessas podem alcançar até 10 cm. Estas camadas apresentam fissilidade e laminação bem desenvolvida e são geralmente muito contínuas e tabulares, intercalando-se, de forma cíclica, com camadas de calcários finos da fácies Clc (Figura 6A e B). A composição da rocha compreende principalmente calcita microcristalina e subordinadamente pirita e grãos de quartzo tamanho silte disseminados. Localmente apresenta estruturas de escape de água.

Interpretação

A formação desta fácies esta relacionada a interrupções cíclicas na sedimentação carbonática seguido de acúmulo de material pelítico em águas parcialmente estagnadas e profundas com preservação expressiva de matéria orgânica posteriormente maturada na forma de betume. A preservação de matéria orgânica e precipitação de pirita sugerem condições ambientais anóxicas durante a deposição.

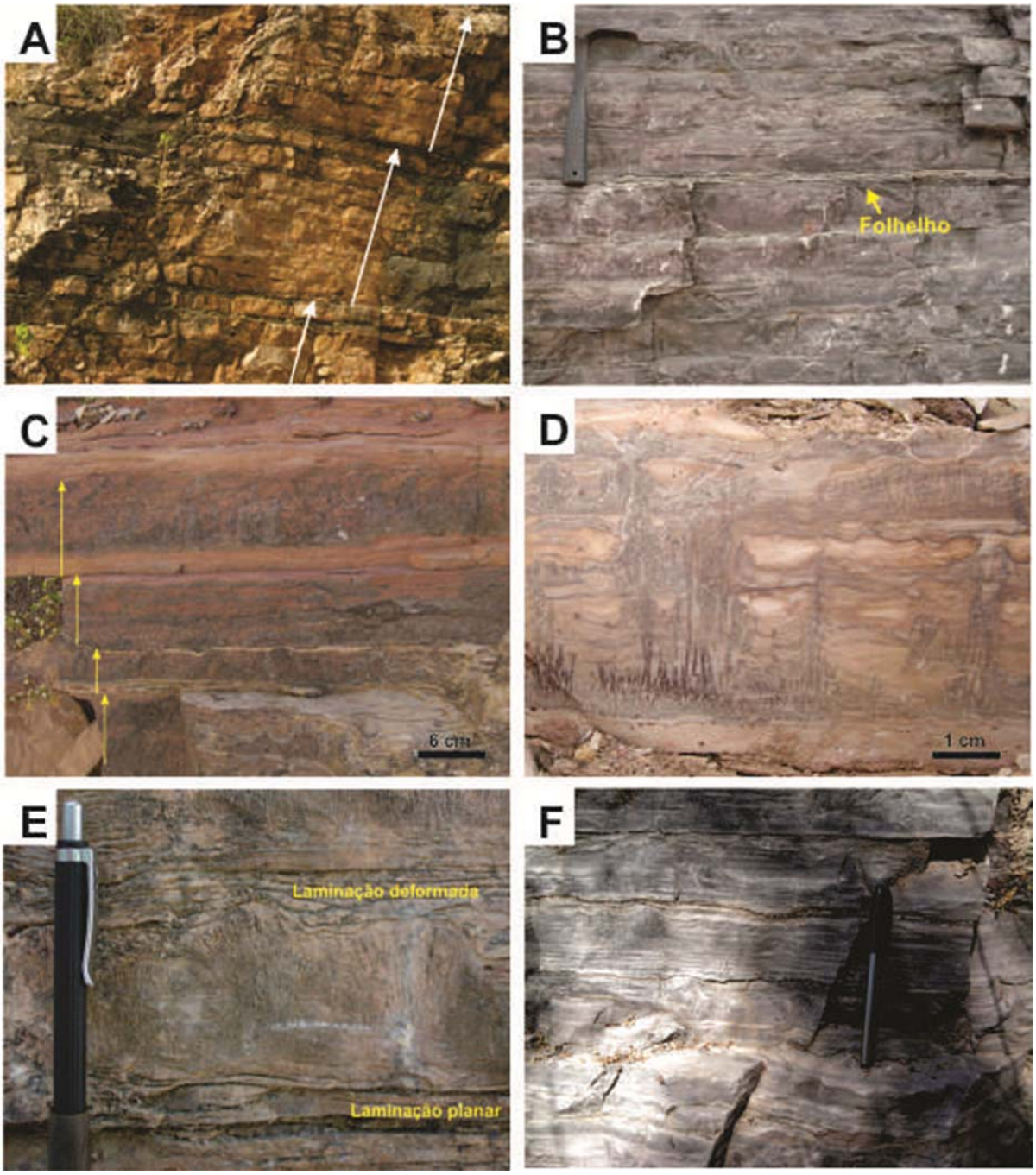

Figura 6. Fácies deposicionais da Formação Guia (continuação). A) Camadas triplas de folhelho que marcam o final dos ciclos de deposição folhelhos/calcário; B) Detalhe de finas camadas de folhelho com fissilidade; C) Ciclos menores da intercalação de mudstone e leques de cristais; D) Detalhe das camadas de calcários com leques de cristais; E) Leques de cristais com laminação quase planar na base e deformada no topo; F) Calcários cinzas a preto com laminação plana irregular do topo da sucessão.

Bd – Brecha em diques neptunianos

Descrição

Brechas calcárias de arcabouço aberto e fechado que preenchem diques neptunianos associados a falhas normais e fraturasque ocorrem lateralmente (Figura 7). Os clastos são predominantemente retangulares e ocorrem como fragmentos angulosos mal selecionados, de formas alongadas e achatadas com tamanhos centimétricos (Figura 7C). A composição dos clastos é predominantemente de fragmentos de argilitos de cores esbranquiçadas e calcários cinza da Formação Guia. A matriz intersticial é maciça, vermelha e de natureza calcítica e localmente dolomítica. Os clastos são mais abundantes na porção inferior dos diques onde comumente apresentam disposição caótica. Contudo, quando os clastos estão próximos a encaixante (Formação Guia) apresentam uma disposição paralela ao contato. Em direção ao topo do dique a quantidade de clastos diminui até desaparecerem por completo. No topo dos diques a matriz se torna mais abundante. Entre os clastos ou na matriz é comum a ocorrência de drusas e bolsões contendo cristais centimétricos de calcita e mais raramente betume.

Interpretação

Devido à relação dos diques com fraturas e falhas e de ocorreram em depósitos de aguas profundas e calmas, relaciona-se a origem das brechas que preenchem os diques neptunianos ao fraturamento e dilatação causada por abalos sísmicos. No inicio do processo de faturamento e movimentação sísmica os clastos se acumulariam de forma caótica na porção inferior do dique junto com sedimentos também carbonáticos do fundo oceânico (matriz carbonática fina). Os clastos orientados de acordo com a parede do dique sugerem um fluxo posterior de transporte em direção ao fundo do dique. A ocorrência de drusas e bolsões de calcita e em parte hidrocarboneto sugerem posterior remobilização destes elementos.

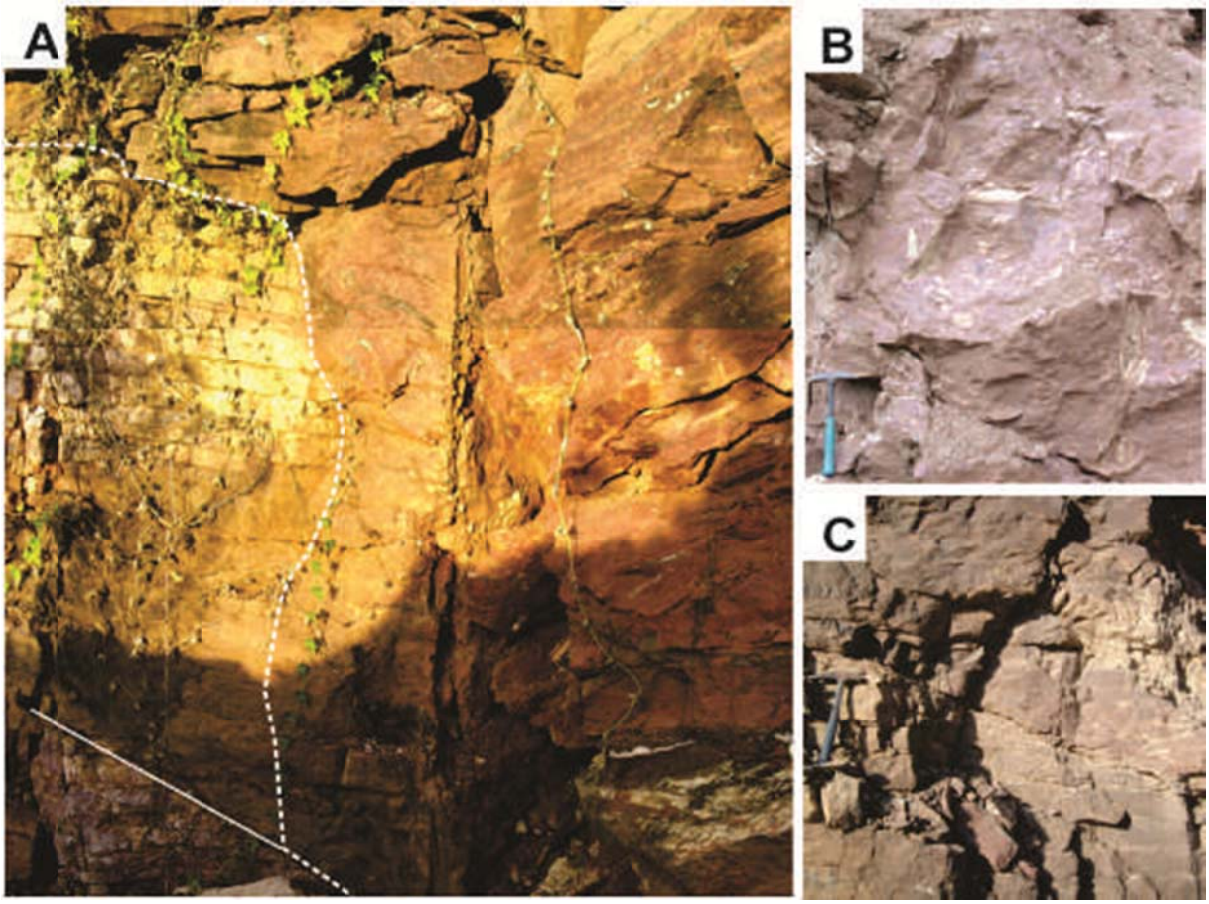

Figura 7. Diques neptunianos da Formação Guia. A) Dique neptuniano que cortaas camadas tabulares de calcário da Formação Guia; B) Brecha intraformacional com clastos retangulares e mal selecionados encontrados dentro dos diques neptunianos; C) Contato irregular entre o dique e as camadas de calcário, notar próximo ao contato os clastos orientados conforme a parede do dique.

Bs –Brecha de *slump*

Descrição

Brechas calcárias de arcabouço aberto ocorrem formando camadas descontínuas de até 2m de espessura em calcários deformados. Exibem clastos retangulares dispostos caoticamente e que ocorrem como fragmentos angulosos mal selecionados, de formas alongadas com tamanhos centimétricos (Figura 8B). A brecha é composta predominantemente de fragmentos de dolomitos de cor rosada e calcários de cor cinza a vermelha da Formação Guia das fácies Clc e Ci. A concentração maior dos clastos é próximo ao contato com os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste. A matriz intersticial é de natureza carbonática, maciça e de cor rosa avermelhado.

Interpretação

A brecha foi formada a partir do fraturamento e fragmentação dos dolomitos e calcários pertencentes à fácies sedimentares de ambientes profundas da Formação Guia, o que sugere movimentação de massas parcialmente litificadas na margem da plataforma. A intercalação dos corpos descontínuos de brecha intraformacional com as camadas de calcário deformadas indica sucessivos deslizamentos gravitacionais. A concentração de clastos próximo do contato com a Formação Mirassol d'Oeste indica erosão destes depósitos seguida de diminuição do deslocamento gravitacional dos clastos. A matriz carbonática foi depositada de forma contemporânea ao deslocamento dos clastos.

Cs – Calcários com estruturas de *slump*

Descrição

Está fácies é composta por calcários finos de cor rosa esbranquiçado com fraturas descontínuas, falhas sin-sedimentares, acamamentos de laminações convolutas e estruturas de escorregamento (*slump*), estas duas últimas constituem as feições de deformação predominantes na fácies. Os depósitos apresentam geralmente espessuras de 1m, mas localmente podem alcançar até 4m, são lateralmente descontínuos e ocorrem sempre sobre camadas sem deformações (Figura 8A, 10). O contato entre as camadas deformadas e sem deformação é comumente irregular e com planos de falha. O ângulo de mergulho do contato varia entre 2º graus nas porções mais proximais até 6º graus na porção distal. Camadas tabulares suavemente deformadas podem ser observadas nestes depósitos, assim como camadas interrompidas formando blocos métricos (Figura 8C e D). Acamamentos convolutos se desenvolvem em camadas pelíticas intercaladas com calcários laminados que ocorrem de forma mais restrita (Figura 8E) ou em espessos pacotes de calcário (Figura 8C e F). A base das camadas convolutas são comumente planas, sem ou com pouca deformação, enquanto no topo das camadas as dobras convolutas apresentam comumente orientação do eixo para NE-SW (Figura 8E). Nos espessos pacotes com acamamento convoluto as dobras estão dispostas de forma caótica (Figura 8F). Falhas sin-sedimentares de até 1m ocorrem ao longo de toda a fácies e formam lateralmente pequenas corrugações.

Interpretação

Dobras convolutas são estruturas de deformação muito complexas que podem ser geradas principalmente por processos de sobrecarga ou deslizamento (*slumping*) (Lowe 1975). Na Formação Guia o fato de as camadas convolutas ocorrerem entre camadas sem

deformação sugere que a deformação foi contemporânea à deposição, ocasionada pela liquefação e/ou sobrecarga de camadas com maior densidade (calcários) sobre camadas plásticas e de menor densidade (folhelho carbonático) (Visher & Cunningham 1981, Mills 1983). Estruturas de escorregamento são geradas por movimentos gravitacionais de massas sedimentares sobre discretos planos basais inclinados (Coleman & Prior 1988, Mulder & Cochonat 1996). Camadas deformadas de calcário fino, falhas sin-sedimentares, blocos e camadas interrompidas (associada às estruturas de escorregamento), são produtos de fraturamento e escorregamentos de massas parcialmente litificadas. O contato basal irregular entre as camadas sem deformação e as camadas deformadas sugere erosão do substrato. Esta instabilidade gravitacional pode ter sido gerada em declives de uma rampa em águas profundas devido ao acúmulo de carbonato na margem da plataforma (Coniglio & Dix 1992, Jones & Desrochers 1992).

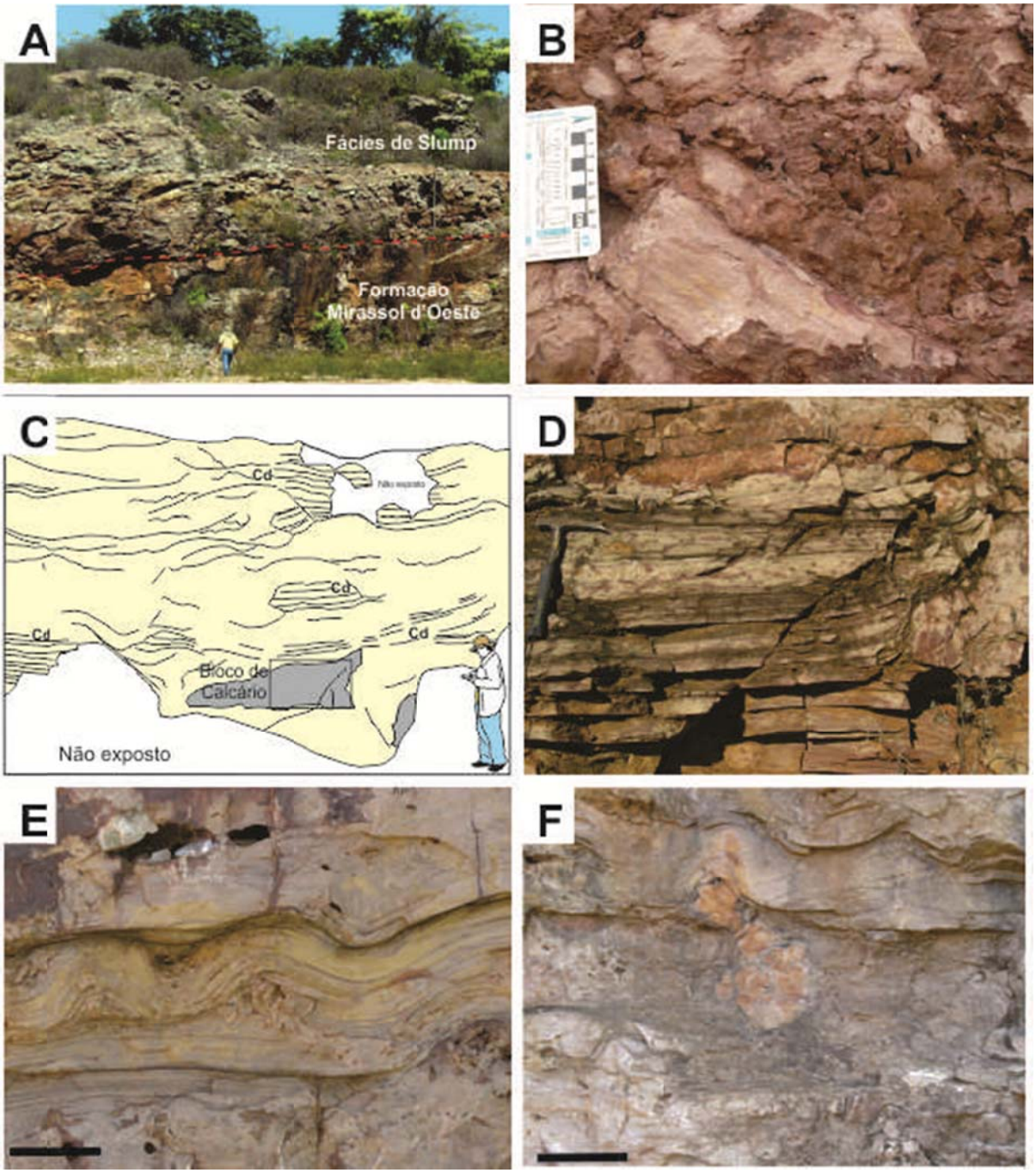

Figura 8. Depósitos de escorregamento (slump). A) Depósitos de slump sobre os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, o contato entre os dois depósitos caracteriza a superfície BS-2 que seria o plano de deslizamento da fácies slump, orientação da foto SE-NW; B) Brechas oligomíticas na porção inferior dos depósitos de slump; C) Fotointerpretação da porção superior dos depósitos de slump, com os planos de deslizamento caracterizados pelas linhas mais espessas, blocos de calcário da Formação Guia e camadas deformadas (Cd), orientação da foto NW-SE; D) Detalhe da figura C do bloca de calcário da Formação Guia, notar que dentro do bloca a camadas deformadas entre camadas sem deformação o que sugere deformação muito posterior ao quebramento do bloco; E) Camadas deformadas formando dobras convolutas entre camadas pouco deformadas com orientação axial NE-SW, orientação do corte NW-SE, escala 15 cm; F) Calcários deformados com acamamento convoluto, escala 10 cm.

Tabela 1. Resumo das fácies deposicionais, estruturas e processos das unidades estudadas.

Unidade	Nº	Fácies	Estruturas	Processo
Formação Mirassol d'Oeste	**1**	**Dm** –*Dolograinstone* Peloidal com megamarcas onduladas	Laminação ondulada simétrica, mais raramente assimétricas micro- e macropelóides.	Nucleação de carbonato e rápida cimentação durante fluxos oscilatórios.
	2	**Dpt** – *Dolomudstone*/ *dolopackston* peloidal com laminação planar estruturas em tubo	Laminação plano paralela, laminação de baixo ângulo, estilólitos, micro- e macro-pelóides, estruturas em tubo.	Predomínio de suspensão com esporádicos fluxos oscilatórios. Nucleação do carbonato seguido de rápida cimentação.
	3	**Dq** – *Dolograinstone*/ *dolomudstone* peloidal com laminação quasi-planar e truncamento de baixo ângulo	Laminação quasi-planar com truncamento de baixo ângulo, micro-ondulações, micro- e macropelóides.	Fluxos oscilatórios de alta velocidade. Nucleação de carbonato e rápida cimentação.
Formação Guia	**4**	**Bd** –Brecha em diques neptunianos	Diques neptunianos, clastos angulosos retangulares dispostos de forma caótica ou orientados. Matriz maciça.	Fragmentação dos calcários associada com fraturamento e dilatação causada por abalos sísmicos.
	5	**Bs** –Brechas de slump	Clastos angulosos retangulares dispostos caoticamente. Matriz maciça.	Fraturamento e fragmentação dos dolomitos e calcários durante movimentação de massas parcialmente litificadas.
	6	**Clc** – Calcário com leques de cristais e marcas onduladas	Leques de cristais, marcas onduladas, laminações convolutas e camadas deformadas.	Crescimento de cristais em aguas supersaturadas em $CaCO_3$, esporadicamente influenciadas por correntes.
	7	**Cm** – Calcários com acamamento de megamarcas ondualdas	Megamarcas onduladas assimétricas, marcas onduladas assimétricas, laminação convoluta e *muddrapes*.	Migração de formas de leito geradas por correntes e ondas. Periódico influxo continental de grãos terrígenos.
	8	**CMq** – Calcário com laminação quasi-planar e margas betuminosas	Laminação quasi-planar e camadas de margas betuminosas.	Precipitação de calcita com esporádicos fluxos unidirecionais de alta velocidade e impregnação por hidrocarboneto.
	9	**Ci –** Calcário com laminação irregular	Laminação irregular, raros e esparsos leques de cristais e "bolsões" de betume.	Precipitação de calcita em aguas profundas, relativamente calma e anóxico. Impregnação por hidrocarboneto.
	10	**Cs**– Calcários com estruturas de *slump*	Estruturas de escorregamento, fraturas, blocos métrico, falhas sin-sedimentares, acamamentos e laminações convolutas.	Movimento gravitacional de massas. Fraturamento e escorregamento causado por abalos sísmicos.
	11	**Ml** – Marga dolomitica com laminação	Laminação plana, fissilidade, estruturas de sobrecarga e *dissolution seams*.	Deposição por suspensão.
	12	**Fl** – Folhelho com laminação	Laminação plano paralela, fissilidade e estruturas de escape de agua.	Deposição a partir de suspensão.

4.3. Associação de Fácies

As fácies sedimentares foram agrupadas em quatro associações de fácies que indicam ambientes de plataforma carbonática em rampa. A plataforma é caracterizada por dolomitos com fácies de águas relativamente rasas que sugeri uma plataforma influenciada por ondas que evolui para uma plataforma mista influenciada por ondas e corrente na base da sucessão. Espessos pacotes de calcário intercalado com folhelho caracterizam a porção superior da plataforma e registra um ambiente moderadamente profundo associado com uma supersaturação em $CaCO_3$ com influxos de terrígenos. O top da sucessão carbonática é caracterizado por delgados depósitos de calcário finamente laminado, estruturas de *slump* e brechas que sugerem uma plataforma com *slope* e anóxica. As associações de fácies são descritas de forma resumida na Tabela 2 e sua distribuição na região estudada é visualizada na figura 9.

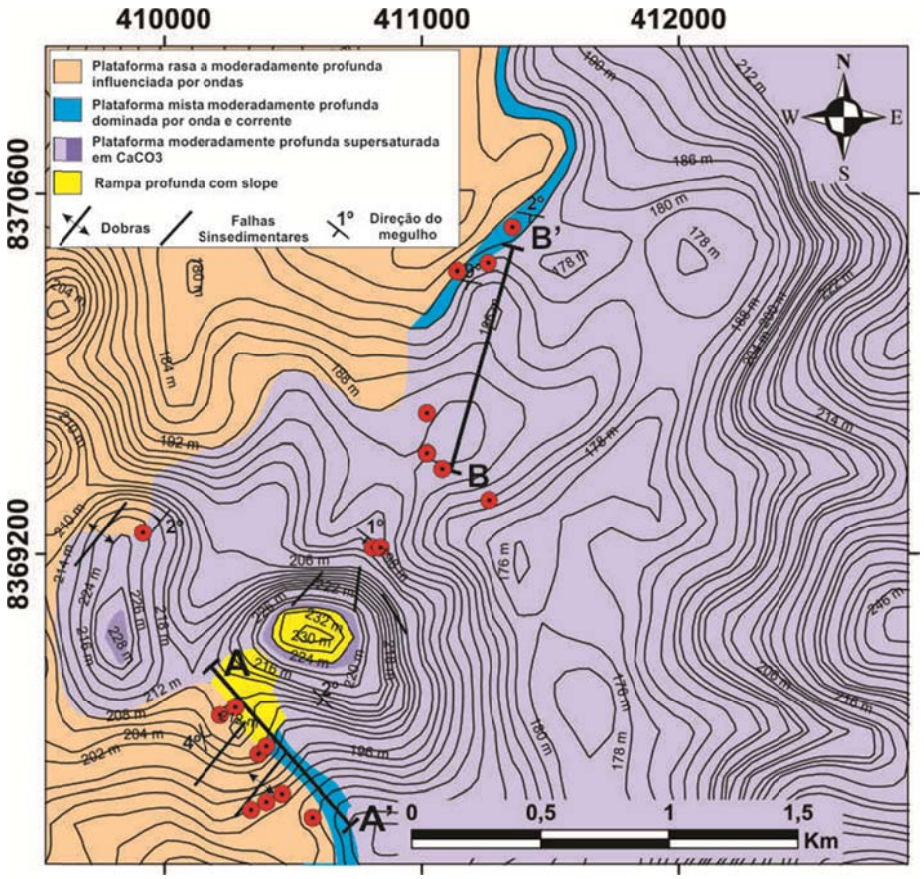

Figura 9. Mapa de distribuição das associações de fácies das unidades estudadas em Tangará da Serra. A-A' e B-B' correspondem às seções estratigráficas confeccionadas com perfis colunares das melhores exposições das formações Mirassol d'Oeste e Guia. A-A' = figura 10 e B-B' = figura 11.

Plataforma rasa a moderadamente profunda influenciada por ondas – A1.

Está associação de fácies é composta predominantemente por *dolograinstones* peloidais finos a grossos e *dolomudstones*/*dolopackstones* peloidais, ambos de cor rosada dispostos em camadas lateralmente contínuas por algumas dezenas de metros e com até 7m de espessura (Figuras 10 e 11). A base desta associação é formada por *dolomudstones*/*dolopackstones* com laminação plano paralela e truncamento de baixo ângulo produzidas, respectivamente, por alternância de suspensão e fluxos oscilatórios. Estruturas em tubo ocorrem localmente e podem estar associados ao escape de fluidos. A presença abundante de peloides nesta associação é interpretada como intensa atividade microbiana que induziu a nucleação do carbonato. Localmente ocorrem *dolograinstones* com megamarcas onduladas simétricas produzidas por fluxos oscilatórios. A orientação preferencial das cristas das megamarcas onduladas simétricas para SW-NE sugere a possível orientação da paleocosta. Megamarcas onduladas são geralmente relacionadas à atuação de tempestades causadas por ventos extremos como tempestades ou a condições climáticas comuns no Neoproterozóico, porém sem análogos modernos (Hoffman & Schrag 2002, Lamb *et al*. 2012). As megamarcas onduladas são truncadas por *dolograinstones*/*dolomudstones* com laminação quasi-planar com truncamentos de baixo ângulo indicam fluxos oscilatórios de alta velocidade que erodem os depósitos dolomíticos. Estruturas produzidas por onda podem representar uma maior proximidade com a base da onda normal. A preservação de macropelóides associado às laminações com truncamentos sugere rápida cimentação em um ambiente de águas relativamente agitadas. Estruturas de deformação sin-sedimentar como falhas lístricas e dobras métricas ocorrem lateralmente a camadas sem deformação e podem estar associadas à *rebound* pós-glacial já que efeitos do *rebound* (soerguimento isostático) podem ser sentidos durante milhares de anos após a retirada da capa de gelo o que também explicaria as águas moderadamente rasas em que os dolomitos se formaram. Outra possibilidade é sismicidade relacionada à abertura da bacia, pois as deformações são restritas a um intervalo estratigráfico.

Plataforma mista moderadamente profunda dominada por onda e corrente – A2.

A associação de fácies A2 é caracterizada por margas dolomíticas laminadas, calcários finos cristalinos com megamarcas onduladas e localmente intercalada com margas betuminosas (Figuras 4, 10 e 11). As camadas de marga ocorrem no limite com a A1 e forma um pacote lateralmente descontínuo que preenche as sinclinais de dobras métricas dos

dolomitos em *onlap* (Figura 10). A espessura e a forma dos estratos neste local indicam deposição posterior ao deslocamento sin-sedimentar que gerou um paleorelevo e, portanto um maior espaço para acumulação, durante a subida relativa do nível do mar. A marga registra o primeiro influxo de terrígenos para dentro da plataforma. Sobre estes estratos surgem calcários finos cristalinos com até 30% de grãos terrígenos, que apresentam acamamento de megamarcas onduladas com continuidade lateral de algumas dezenas de metros e indicam formas de leitos migratórias formadas por corrente e induzida por ondas. Ocorrem associadas com estas macroformas marcas onduladas que sugere intervalos de retrabalhamento por fluxos oscilatórios. Em direção ao topo desta associação, camadas de 10 cm de margas se intercalam de forma cíclica com os calcários formando uma sucessão granocrescente de ~3 m de espessura (Figura 10). Acamamentos de megamarcas com *muddrapes* ocorrem lateralmente e logo acima estes ciclos representam rápida mudança na energia de fluxo. Fácies dominadas por calcário com megamarcas onduladas e margas organizadas em sucessões granocrescentes e a abundância de terrígenos sugere uma zona de deposição influenciada por ondas e com influxo de terrígenos de águas moderadamente profundas e numa zona abaixo da base de atuação de ondas. Calcários com laminação quasi-planar sugerem episódios fluxos oscilatórios de alta velocidade com forte componente unidirecional. Camadas de margas betuminosas sugerem condições anóxicas favoráveis à preservação de matéria orgânica. A associação de fácies A2 passa gradativamente para a associação de fácies A3.

Plataforma moderadamente profunda supersaturada em $CaCO_3$ – A3.

Esta associação é caracterizada por uma sucessão lateralmente contínua e com 55m de espessura de camadas tabulares de calcários finos cristalinos com topo ondulado intercalados com folhelhos betuminosos (Figura 4B, 10 e 11). As camadas de calcários são compostas por cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita) centimétricos que ocorrem isolados ou conectados, estes são cobertos por laminações onduladas de micrito parcialmente dolomitizado. Cristais desconectados são mais comuns na base da associação enquanto no topo eles se tornam mais abundantes e conectados. Laminações plano paralelas e onduladas comumente ocorrem entre e sobre os cristais e são respectivamente produtos de sedimentação em ambiente de águas calmas esporadicamente modificado pela ação de fluxos oscilatórios. Intercalações de micrito e grãos terrígenos que formam laminações convexas entre os cristais no topo da sucessão sugerem deposição provavelmente de forma simultânea, ou antes, da

formação dos cristais. A abundância de cristais é resultado do aumento da alcalinidade, mudanças na circulação e temperatura oceânica e no CO_2 atmosférico e, principalmente, a baixa taxa de sedimentação (Sumner 2002).

Ao longo da associação camadas mais espessas de folhelhos betuminosos se intercalam com os calcários finos de forma cíclica (Figuras 6A e B, 10). As camadas de calcário variam de 8 a 50 cm de espessura e os folhelhos entre 1 e 0.5 cm, porém a cada 1.5 m, aproximadamente, as camadas de folhelho se espessam alcançando de 8 a 15cm. Estas variações regulares são comuns ao longo da sucessão e apresentam continuidade lateral de algumas centenas de metros semelhantes a ciclos deposicionais. Os ciclos são caracterizados na base por predominância de calcário com leques de cristais e delgadas lâminas de folhelhos descontínuas. Para o topo as camadas de folhelho se espessam e as camadas de calcário apresentam espessuras regulares de 10cm. O topo dos ciclos geralmente é marcado por três ou duas camadas de folhelho. A presença de marcas onduladas no topo das camadas sugere influencia de fluxos oscilatórios que são comuns em águas rasas, porém a ocorrência de cristais nestas camadas sugere águas moderadamente profundas. A abundância dos leques é geralmente controlada pela diminuição do conteúdo de material terrígeno e supersaturação em $CaCO_3$. A composição dos terrígenos e altos valores de Sr (Romero *et al*. *no prelo*) sugerem influencia continental para o material siliciclástico. Estes influxos podem estar relacionados a águas de degelo ou transporte pelo vento durante períodos de maior aridez. Estes fatos sugerem que os ciclos correspondem a variações climáticas em regiões continentais próximas a plataforma que controlavam o aporte sedimentar para dentro da plataforma. Diques neptunianos, preenchidos por brechas intraformacionais, e camadas deformadas entre camadas sem deformação são comuns nesta associação. Os diques neptunianos se formaram a partir do fraturamento e dilatação dos calcários da Formação Guia. A presença de diques neptunianos associados a camadas deformadas isoladas sugerem que abalos sísmicos possam ter afetado a plataforma carbonática (Winterer & Sarti 1994, Obermeier 1996, Montenat *et al*. 2007).

Rampa profunda com *slope*– A4.

O topo da sucessão é marcado por calcários finos betuminosos sem ou com poucos leques de cristais, pirita e laminação irregular que sugerem deposição em ambiente profundo anóxico. Calcários com estruturas de escorregamento (*slump*) e brechas intraformacionais (formando camadas métricas) que ocorrem discordantemente sobre os outros depósitos

carbonáticos caracterizam esta associação (Figura 10). Os depósitos com estruturas de *slump*, camadas deformadas e fraturadas apresentam uma distribuição mais ampla que as restritas brechas intraformacionais que ocorrem localmente próxima ao contato com a Formação Mirassol d'Oeste. As brechas são produtos de fragmentação e fraturamento ocasionado durante o deslocamento vertical de massas parcialmente litificadas sobre rochas calcárias e dolomíticas. Este processo ocasionou erosão parcial dos dolomitos e calcários. Falhas normais sin-sedimentares, camadas deformadas da Formação Guia, blocos e camadas interrompidas, encontradas junto às estruturas de escorregamento e dobras convolutas, indicam movimentos verticais de massas sedimentares associados com instabilidade gravitacional em uma rampa submarina profunda. Esta interpretação é reforçada pela variação no ângulo de mergulho da superfície de deslizamento. Esta instabilidade poderia ser gerada pelo acúmulo de carbonato relacionado a uma produção de sedimentos que excederia a taxa de aumento relativo do mar (Jones & Desrochers 1992).

Tabela 2. Associação de fácies com suas respectivas fácies componentes e interpretação.

Nº	Associação de Fácies	Fácies	Interpretação
1	Plataforma rasa a moderadamente profunda influenciada por ondas	**Dpt, Dm** e **Dq**	Alternância de precipitação química, suspensão e fluxos oscilatórios. Intensa atividade biológica é indicada pela abundância de pelóides. Estruturas produzidas por onda podem representar uma maior proximidade da base da onda normal.
2	Plataforma mista moderadamente profunda dominada por onda e corrente	**Cm, CMq** e **Ml**	Migração de formas de leito geradas por corrente seguido de retrabalhamento por fluxos oscilatórios. Rápida mudança na energia de fluxo é indicada por intercalações de margas e calcários. A presença de megamarcas onduladas e a abundância de terrígenos sugerem deposição influenciada por ondas e com influxo de terrígenos numa zona abaixo da base de atuação de ondas de tempo bom.
3	Plataforma moderadamente profunda supersaturada em $CaCO_3$	**Clc**, **Fl** e **Bd**	Supersaturação de $CaCO_3$ em águas profundas relacionada ao aumento da alcalinidade, mudanças na circulação e temperatura oceânica e CO_2 atmosférico, além de uma baixa taxa de sedimentação. Marcas onduladas e folhelhos sugerem ação de ondas e intervalos de sedimentação pelítica. A disposição cíclica das fácies Cfc e Fl sugerem variações climáticas em regiões continentais próximas a plataforma. Diques neptunianos e camadas deformadas isoladas sugerem atividade sísmica durante a deposição.
4	Rampa profunda com *slope*	**Bs**, **Cr** e **Cs**	Movimentos verticais associados à instabilidade gravitacional em uma rampa submarina profunda, gerada pelo acúmulo em excesso de carbonato.

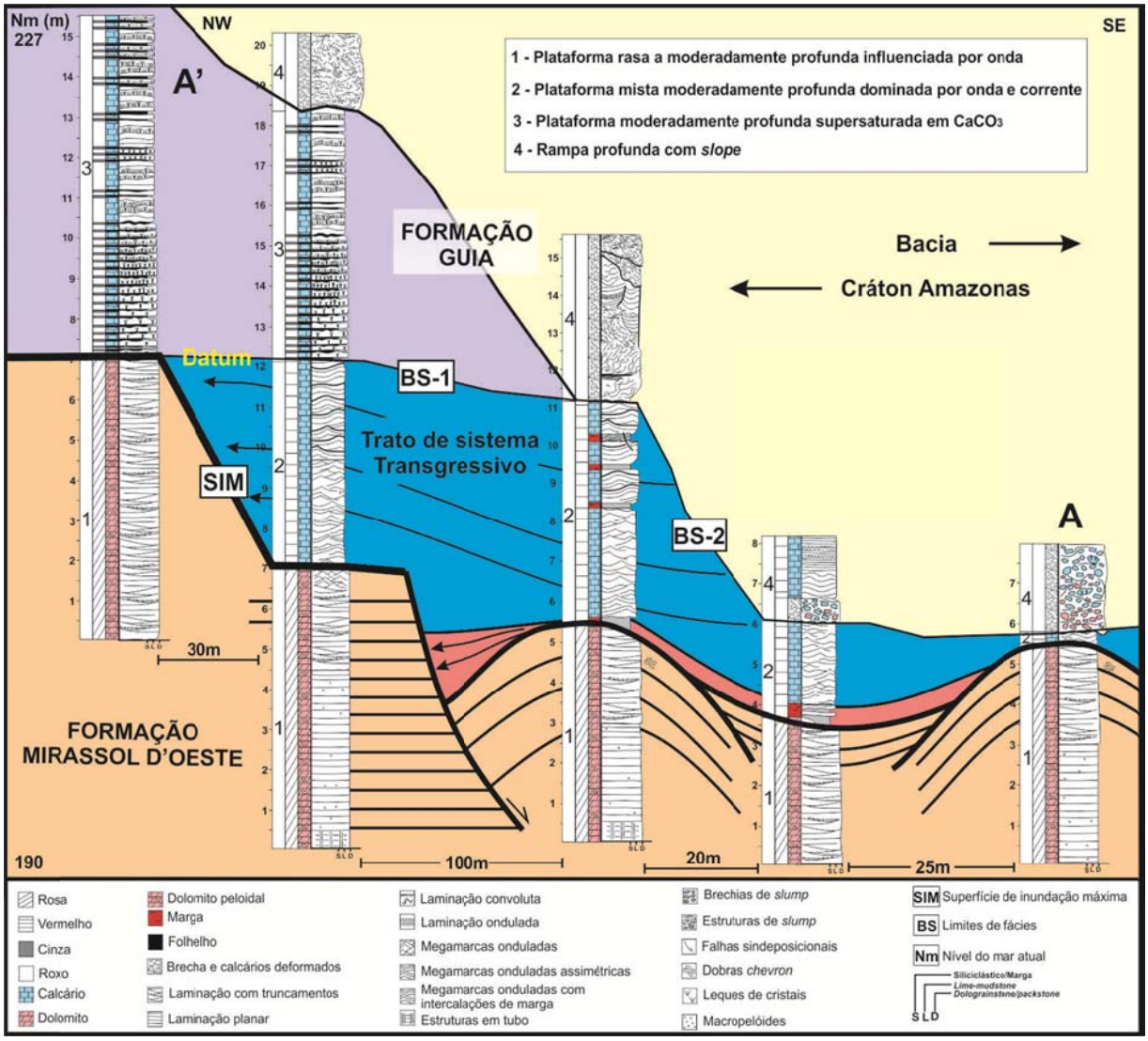

Figura 10. Perfis da Mina Tutu na seção A-A' do mapa de fácies. Nestes afloramentos é observado o contato entre as formações Mirassol d'Oeste e Guia interpretado como uma superfície de máxima inundação (SIM). Notar o caráter onlapante dos depósitos da Formação Guia sobre os dolomitos deformados da Formação Mirassol d'Oeste (setas onduladas). Falha sin-sedimentares limita zona com deformações representadas por dobras métricas de zonas sem deformação com camadas planas nos dolomitos da Formação Mirassol d'Oe0ste. Depósitos de slope caracterizado por calcários deformados e brechas intraformacionais na base formam um superfície irregular (BS-2) e continua que cobre os calcários e dolomitos. A superfície BS-1 é brusca e representa o datum.

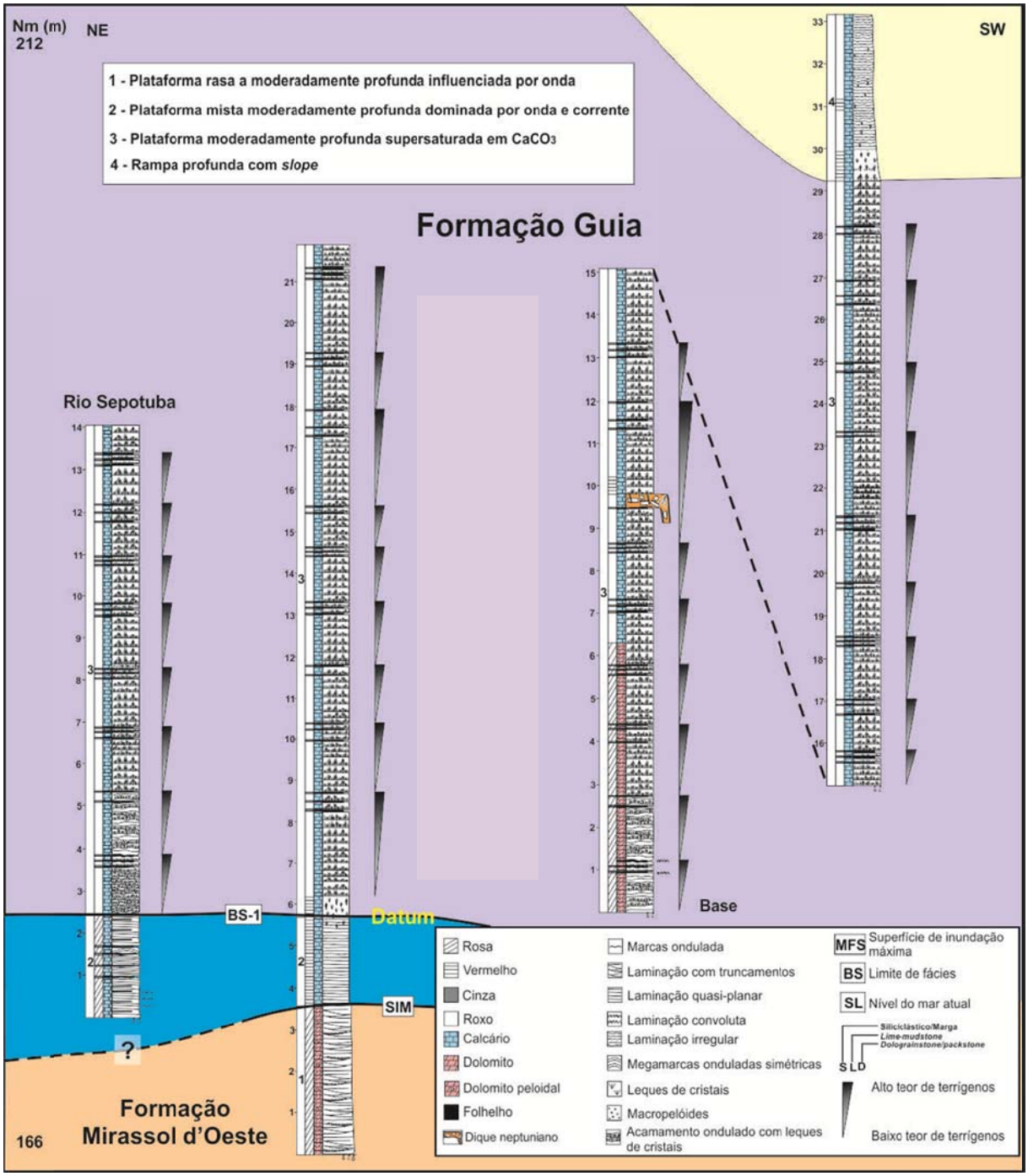

Figura 11. Perfis da Mina Abelha e do Rio Sepotuba na seção B-B' do mapa de fácies. Nestes afloramentos ocorre o contato entre as formações Mirassol d'Oeste e Guia localmente. Os depósitos de aguas profundas da Formação Guia são os predominantes e é possível observar a forma cíclica de intercalações entre calcários e folhelhos. A superfície BS-1 (datum) apresenta um caráter brusco e localmente gradacional.

5. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

Três superfícies estratigráficas foram identificadas na sucessão carbonática estudada definidas com base principalmente em mudanças verticais abruptas de fácies, evidências de erosão e planos de deslizamentos gravitacionais marcados por fácies deformadas, correlatas àquelas encontradas na capa carbonática de Mirassol d'Oeste (Figura 12). As superfícies foram denominadas de SIM (Superfície de Inundação Máxima) e BS (superfícies limites de fácies).

A superfície SIM é o contato entre as unidades Mirassol d'Oeste e Guia (Figura 10 e 12). Apresenta distribuição lateral por centenas de metros em Tangará da Serra e pode ser correlacionada até a região de Mirassol d'Oeste distante cerca de 200 km. A superfície SIM, em Tangará da Serra, é marcada por dobras e falhas sin-sedimentares que ocorrem nos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste seguido por recobrimento em *onlap* de margas e calcários da base da Formação Guia. A camada de marga pode ser interpretada como depósito de inundação marinha em águas moderadamente profundas, marcando o início da maior inundação da plataforma comumente encontrada no limite entre as capas dolomítica e calcária em outras partes do mundo (James *et al*. 2001, Hoffman & Schrag 2002, Allen & Hoffman 2005).

As superfícies BS-1 e BS-2 são limites de fácies dentro da Formação Guia. A superfície BS-1 marca a passagem brusca de calcários com megamarcas onduladas e laminação quasi-planar localmente intercalados com margas para camadas tabulares de calcários finos intercalados com folhelhos (Figura 10 e 11). Esta superfície é planar a suavemente irregular. A superfície BS-1 é considerada o *datum*, pois tem uma ampla distribuição nos afloramentos estudados e não se apresenta deformada como a superfície SIM. Esta superfície registra a passagem de um ambiente de aguas moderadamente profundos influenciado por ondas e corrente para ambiente de aguas moderadamente profundas supersaturados em $CaCO_3$ em diferentes porções da plataforma. Portanto a superfície marca uma mudança brusca no regime de fluxo e na profundidade. Está mudança está relacionada ao aumento do nível do mar associada à subsidência da plataforma possivelmente ocasionada por processos tectônicos e/ou glacioeustáticos. Nota-se que há predominância de calcários com acamamentos de megamarcas onduladas na porção mais proximal da plataforma principalmente quando associados às dobras e falhas sin-sedimentares da unidade inferior, nestes casos a passagem para a fácies posterior é brusca (Figura 10). Enquanto que nas fácies mais distais encontram-se apenas calcários com laminação quasi-planar intercalado com margas betuminosas e localmente megamarcas onduladas, neste caso a passagem para a fácies

posterior varia de brusca a gradacional (Figura 11). Estes tipos de relação da superfície em diferentes porções da plataforma podem estar associados à profundidade em que foi formada, abaixo da base de atuação de ondas de tempestade. Em águas relativamente mais rasas a superfície é truncada pelas fácies mais profundas devido à rápida subida do nível do mar, enquanto que em águas mais profundas o efeito do aumento do nível do mar abaixo da base de onda de tempestade é menor (Munnecke *et al*. 2010).

A superfície BS-2 é brusca e irregular e ocorre sobre os dolomitos e calcários da sucessão, caracterizado por calcários finos com estruturas de escorregamento e localmente brechas (Figura 10). Está superfície tem uma distribuição apenas local e está associada a uma instabilidade gravitacional na margem da plataforma ocasionado possivelmente por um excesso de acumulo de carbonato de cálcio ou atividade tectônica.

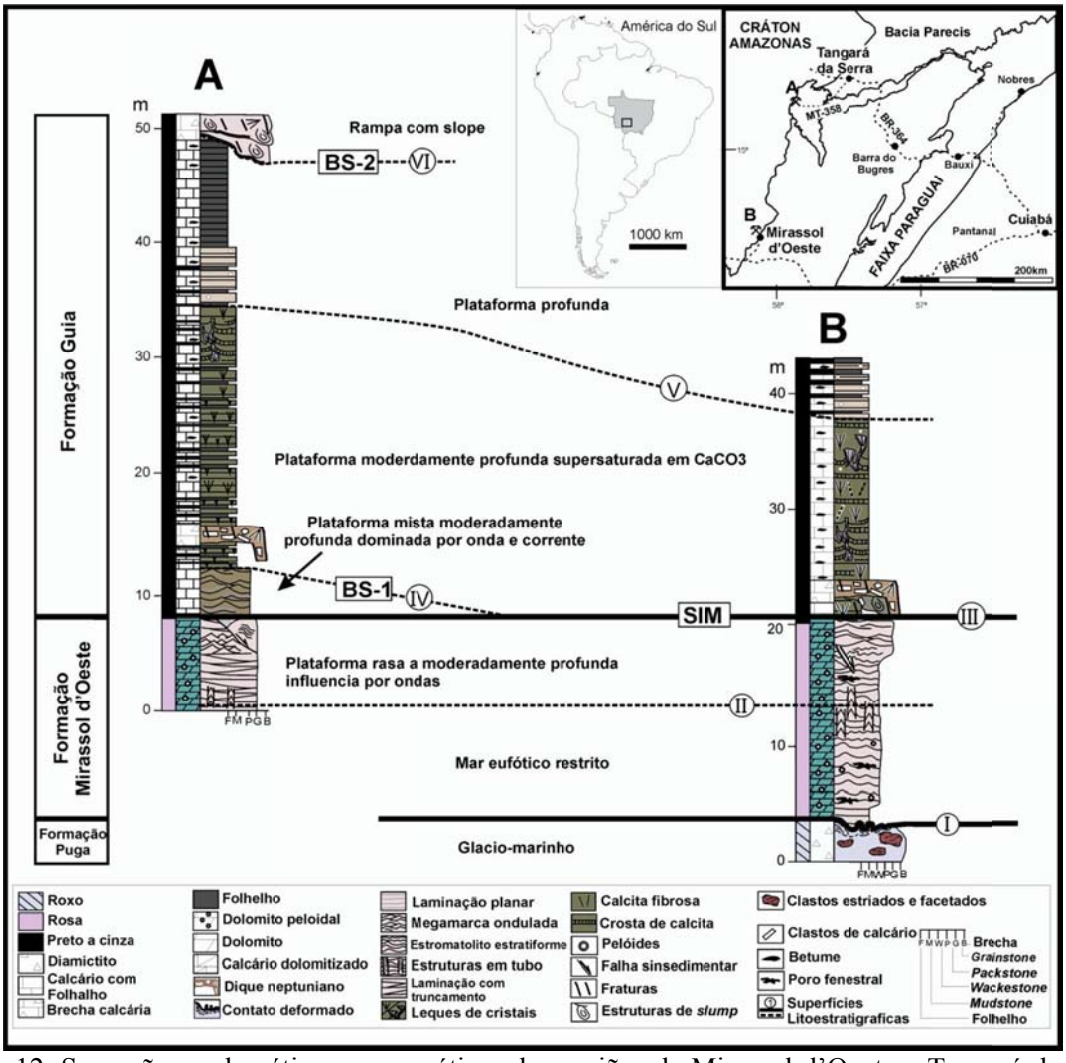

Figura 12. Sucessões carbonáticas esquemáticas das regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, com suas superfícies estratigráficas em comum (II, III e V) e as que só ocorrem em uma sucessão (I, IV e VI) (Nogueira & Riccomini 2006, Soares & Nogueira 2008).

6. ISÓTOPOS DE C E O

A capa carbonática de Tangará da Serra é semelhante em características faciológicas e estratigráficas com a da região de Mirassol d'Oeste. Apresentam feições anômalas como os leques de cristais, dolomicritos primários, estruturas em tubo e macropeloides, encontrados em outras capas carbonáticas de diferentes partes do mundo (James *et al*. 2001, Hoffmann & Schrag 2002, Xiao *et al*. 2004, Pruss *et al*. 2008). Uma ferramenta muito utilizada na correlação das capas carbonáticas é a curva de isótopos estáveis de C e O (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Melezhik *et al*. 2001, Hoffmann & Schrag 2002, Halverson *et al*. 2005, Frimmel 2010). Além de guiar estudos de correlação estratigráfica, esta técnica tem sido utilizada com o objetivo de desvendar a provável composição isotópica de carbono das águas dos mares pré-cambrianos (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999). Contudo, trabalhos mais recentes têm discordado deste ponto de vista, afirmando que alguns dos dados isotópicos estão alterados principalmente por diagênese e metamorfismo ou são registros de mares restritos e estratificados (Ader *et al*. 2009, Knauth & Kennedy 2009).

Curvas detalhadas das variações de isótopos de $\delta^{13}C$ já foram confeccionadas para a capa carbonática na região de Mirassol d'Oeste (Font *et al*. 2006, Nogueira *et al*. 2007, Sansjofre *et al*. 2011). O que torna possível uma comparação e correlação entre as duas regiões. Na região de Tangará da Serra apenas um estudo foi realizado com $\delta^{13}C$, porém sem uma amostragem detalhada (Alvarenga *et al*. 2008). Os dados de isótopos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ deste trabalho foram posicionados em um perfil estratigráfico de 50 m de espessura (Figura 1 e 13).

Os principais modelos para explicar as excursões isotópicas negativas de C do Neoproterozóico são: 1) desestabilização do gás hidrato de metano durante a transgressão pós-glacial (Kennedy *et al*. 2001); 2) final da produtividade primária (Hoffman *et al*. 1998b, Hoffman & Schrag 2002); 3) águas profundas de ressurgência, com valores depletados de $\delta^{13}C$ misturando-se com as águas rasas (Grotzinger & Knoll 1995); 4) oxidação de do carbono orgânico em grandes massas oceânicas (Rothman *et al*. 2003, Fike *et al*. 2006) .

6.1. Capa dolomítica

Os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste apresentam sinais isotópicos de $\delta^{18}O$ entre -6.1 ‰ e -4.8 ‰ com um valor médio de -5.4 ± 0.4 ‰. Os valores de $\delta^{13}C$ variam entre -6.4 ‰ e -5.2 ‰ com um valor médio de -5.85 ± 0.4 ‰. Somente uma amostra (TS1-4) coletada próxima a superfície MFS mostrou valores anômalos de $\delta^{13}C$ (-8,3‰) e $\delta^{18}O$ (-3,0‰) mais depletados que os encontrados nas outras amostras de dolomito (Tabela 3).

Valores anômalos de isótopos de C são comumente encontrados em superfícies estratigráficas de outras sucessões carbonáticas neoproterozóicas na Faixa Paraguai (Alvarenga *et al*. 2004, Nogueira *et al*. 2007). A curva de $\delta^{18}O$ tende a ter oscilações nos valores ao longo da unidade mais se pode ver uma progressiva diminuição geral dos valores (valor máximo de -4,8 ‰ e mínimo de -6,1 ‰) da base até o topo da seção. Enquanto que a curva de $\delta^{13}C$ apresenta um padrão mais gradacional; nota-se que há um predomínio dos valores -6.0 ‰ nos primeiros 3,20m e a partir dai começa a aumentar para valores de -5.0 ‰ (Tabela 3). Em um diagramo $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ essas dois valores evoluem de forma diferente o que se traduz em uma correlação negativa (Figura 14). As variações no $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ não apresentam uma covariância positiva como temos durante processos diagenéticos (Derry 2010).

6.2. Capa calcária

Os calcários da Formação Guia apresentam sinais isotópicos de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ que mostram mais variabilidade do que na Formação Mirassol d'Oeste. Os valores de $\delta^{18}O$ variam de -8.1 ‰ a -1.4 ‰ com um valor médio de -6.6 ± 0.8 ‰. Os sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ variam entre -7.5‰ e -4.8‰, com um valor médio de -5.4 ± 0.4 ‰. A curva de $\delta^{18}O$ apresenta muitas variações ao longo da unidade calcária. Enquanto que a curva de $\delta^{13}C$ apresenta-se quase sem oscilações. No entanto, na tendência geral é observado o aumento nos valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ para a parte superior da seção. Note que, as maiores anomalias de $\delta^{13}C$ ocorrem próximos ao contato com os dolomitos Mirassol d'Oeste (-7,5‰ e -7,4‰) e na zona intermediária deformada (diques neptunianos, dobras e falhas) da unidade (-7,5‰ e -7,3‰). Coincidentemente, os sinais de $\delta^{18}O$ são menos depletadas nas amostras que apresentam as anomalias de $\delta^{13}C$ (-1,45‰ e -3,36‰, -2,06‰ e -1,83‰, respectivamente). No diagramo $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ uma correlação não positiva é identificada (Figura 14).

Tabela 3. Valores de isótopos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ das amostras da capa carbonática de Tangará da Serra.

Associação	Amost.	Pos. (m)	Litologia	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Plataforma Rasa a moderadam. Profunda influenciada por onda	TS-001	1,20	Dolomito	-6,3	-5,0
	TS-002	1,40	Dolomito	-6,0	-5,2
	TS-003	1,60	Dolomito	-6,4	-5,1
	TS-004	1,80	Dolomito	-6,3	-5,3
	TS-005	2,00	Dolomito	-6,4	-4,8
	TS-006	2,20	Dolomito	-6,3	-4,7
	TS-007	2,40	Dolomito	-6,0	-5,1
	TS-008	2,60	Dolomito	-5,9	-5,2
	TS-009	2,80	Dolomito	-6,0	-5,2
	TS-010	3,00	Dolomito	-6,2	-5,3
	TS-011	3,20	Dolomito	-6,1	-5,4
	TS-012	3,40	Dolomito	-5,9	-5,3
	TS-013	3,60	Dolomito	-5,6	-5,7
	TS-014	3,80	Dolomito	-5,8	-5,7
	TS-015	4,00	Dolomito	-5,8	-5,6
	TS-016	4.20	Dolomito	-5,4	-5,9
	TS-017	4,40	Dolomito	-5,2	-5,8
	TS-018	4,60	Dolomito	-5,1	-6,1
	TS-019	4,80	Dolomito	-5,6	-6,1
	TS-020	5,00	Dolomito	-5,3	-6,0
	TS-021	5,20	Dolomito	-5,7	-5,6
	TS-022	5,40	Dolomito	-5,4	-5,0
	TS-023	5,60	Dolomito	-5,1	-4,9
	TS1-4	5,80	Dolomito	-8,3	-3,0
Plataforma mista moderadam.	TS1-5	7,00	Calcário	-7,5	-1,4
	TS1-6	9,20	Calcário	-7,3	-3,3
Plataforma moderadam. Profunda supersaturada em $CaCO_3$	TS-028	39,4	Calcário	-6,4	-6,5
	TS-029	39,6	Calcário	-6,2	-6,4
	TS-030	39,8	Calcário	-5,5	-7,4
	TS-031	40,0	Calcário	-5,8	7,9
	TS-032	40,2	Calcário	-6,1	-7,0
	TS-033	40,4	Calcário	-5,8	-6,4
	TS-034	40,6	Calcário	-5,5	-8,0
	TS-035	40,8	Calcário	-5,6	-6,3
	TS-036	41,0	Calcário	-5,6	-6,3
	TS-038	41,4	Calcário	-5,3	-7,6
	TS-039	41,6	Calcário	-5,3	-6,7
	TS-040	41,8	Calcário	-5,4	-7,0
	TS-041	42,0	Calcário	-5,5	-7,0
	TS-042	42,2	Calcário	-5,7	-7,1
	TS-043	42,4	Calcário	-5,5	-7,5
	TS-044	42,6	Calcário	-5,5	-6,6
	TS-046	43,0	Calcário	-5,4	-6,7
	TS-047	43,2	Calcário	-5,6	-6,8
	TS-048	43,4	Calcário	-5,3	-7,3
	TS-049	43,6	Calcário	-5,5	-6,6
	TS1-7	44,2	Calcário	-7,5	-2,0
	TS1-8	44,8	Calcário	-7,2	-1,8
	TS-050	45,3	Calcário	-5,7	-6,6
	TS-051	45,5	Calcário	-5,4	-6,9
	TS-052	45,7	Calcário	-5,4	-7,2
	TS-053	45,9	Calcário	-5,3	-6,8
	TS-054	46,1	Calcário	-5,4	-7,3
	TS-055	46,3	Calcário	-5,5	-7,0
	TS-056	46,5	Calcário	-5,5	-6,7
	TS-057	46,7	Calcário	-5,4	-6,7
	TS-058	46,9	Calcário	-5,3	-7,0
	TS-059	47,1	Calcário	-5,3	-6,8
	TS-060	47,3	Calcário	-5,0	-7,7
	TS-062	47,7	Calcário	-5,6	-6,7
	TS-063	47,9	Calcário	-5,3	-7,2
	TS-064	48,1	Calcário	-5,4	-6,7
	TS-065	48,3	Calcário	-5,4	-6,7
	TS-066	48,5	Calcário	-5,5	-6,5
	TS-067	48,7	Calcário	-5,5	-6,9
	TS-068	48,9	Calcário	-5,5	-6,8
	TS-069	49,1	Calcário	-5,4	-6,5
	TS-070	49,3	Calcário	-5,3	-7,6
	TS-071	49,5	Calcário	-5,4	-7,2
	TS-072	49,7	Calcário	-5,5	-6,8
	TS-073	51,3	Calcário	-5,6	-6,6
	TS-074	51,5	Calcário	-5,4	-6,8
	TS-076	51,9	Calcário	-5,8	-6,4
	TS-077	52,1	Calcário	-5,6	-6,6
	TS-078	52,3	Calcário	-5,4	-6,4
	TS-079	52,5	Calcário	-5,7	-6,8
	TS-080	52,7	Calcário	-5,6	-6,7
	TS-082	53,1	Calcário	-5,6	-6,9
	TS-085	53,7	Calcário	-5,6	-6,3
	TS-086	53,9	Calcário	-5,6	-6,4
	TS-088	54,9	Calcário	-5.5	-6,6
	TS-089	55,1	Calcário	-5,5	-6,5
	TS-090	55,3	Calcário	-5,5	-6,2
	TS-091	55,5	Calcário	-5,4	-6,8
	TS-092	56,0	Calcário	-5,2	-6,7
	TS-093	56,2	Calcário	-5,0	-7,3
	TS-094	56,8	Calcário	-5,1	-7,0
	TS-095	57,8	Calcário	-4,9	-6,7
	TS-096	58,0	Calcário	-5,4	-7,3
	TS-097	58,2	Calcário	-4,9	-7,3
	TS-098	58,4	Calcário	-5,1	-6,6
	TS-099	58,6	Calcário	-5,1	-6,1
	TS-100	58,8	Calcário	-5,2	-6,3
	TS-101	59,0	Calcário	-5,2	-6,0
	TS-102	59,2	Calcário	-5,1	-6,3
	TS-103	59,4	Calcário	-5,0	-5,9
	TS-104	59,6	Calcário	-5,1	-6,0
	TS-105	59,8	Calcário	-5,0	-5,9
	TS-106	60,0	Calcário	-5,1	-6,1
	TS-107	60,2	Calcário	-5,0	-6,3
	TS-108	60,4	Calcário	-5,0	-6,3
	TS-109	60,6	Calcário	-5,3	-6,4
	TS-110	60,8	Calcário	-5,2	-6,3
	TS-111	61,0	Calcário	-5,1	-6,0
	TS-113	61,4	Calcário	-5,2	-5,9
	TS-114	61,6	Calcário	-5,0	-5,9
	TS-115	61,8	Calcário	-5,0	-6,1
	TS-116	62,0	Calcário	-5,1	-6,1
	TS-117	62,2	Calcário	-5,1	-5,9
	TS-118	62,4	Calcário	-5,2	-6,0
	TS-119	62,6	Calcário	-5,2	-6,1
Rampa profunda com *slope*	TS-120	62,8	Calcário	-5,2	-6,3
	TS-121	63,0	Calcário	-5,1	-6,3
	TS-122	63,8	Calcário	-4,8	-6,6
	TS-123	64,1	Calcário	-5,0	6,2
	TS-124	64,4	Calcário	-5,4	6,3
	TS-125	64,8	Calcário	-4,7	6,5

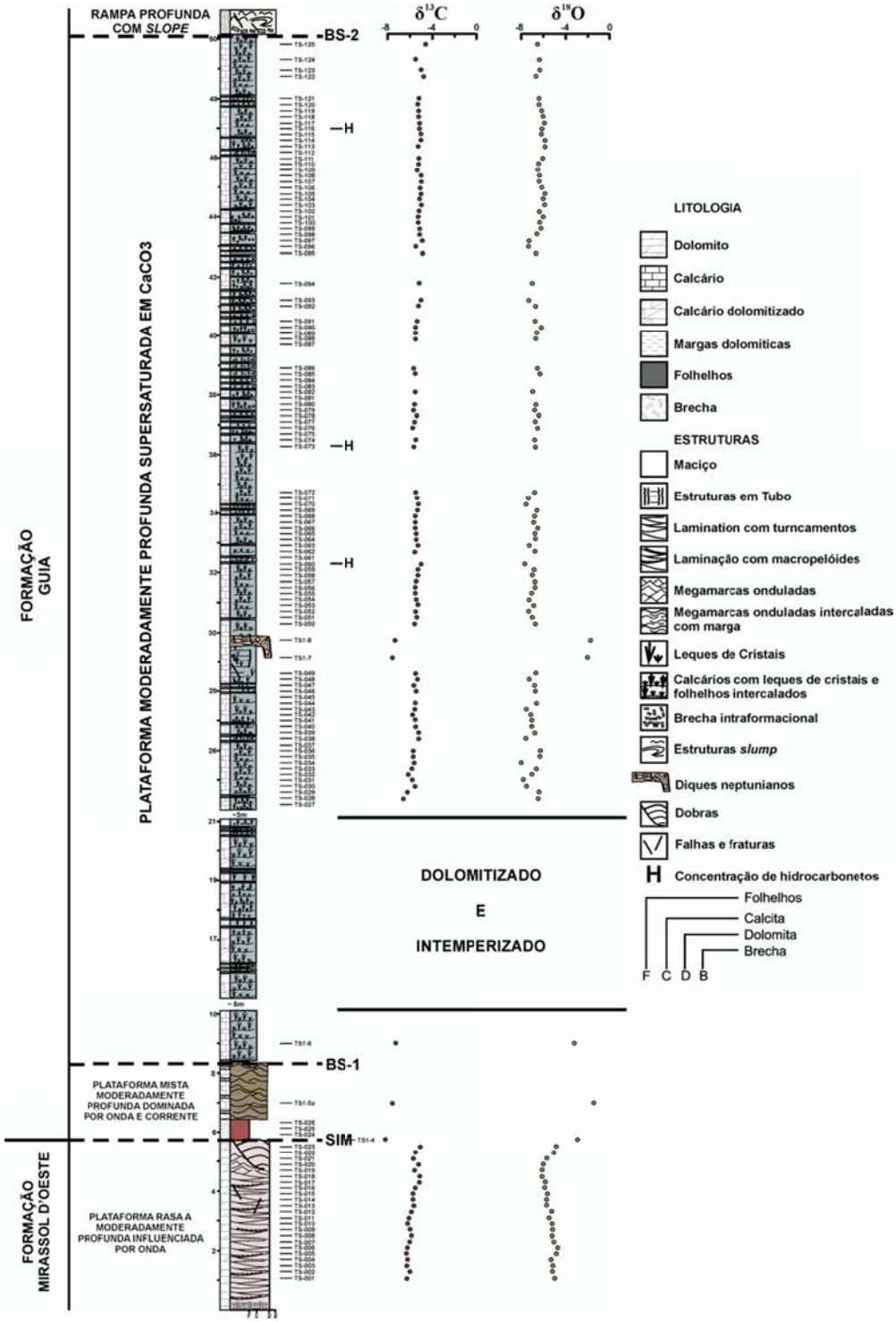

Figura 13. Perfil composto da mina Calcário Tangará com os paleoambientes e a variação dos valores isotópicos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$.

6.3. Evidências de alterações diagenéticas

Alterações diagenéticas em rochas pré-cambrianas são comuns, principalmente porque estas rochas geralmente passaram por extenso soterramento e metamorfismo de baixo grau (veja uma revisão realizada por Frimmel 2010). Portanto, no estudo de rochas neoproterozóicas é imprescindível determinar o quanto processos diagenéticos ou metamórficos alteraram a composição isotópica original dos carbonatos. As composições isotópicas dos carbonatos são afetadas por interações pós-deposicionais fluido-rocha como diagênese meteórica, dolomitização e metamorfismo (Brand & Veizer 1981, Jacobsen & Kaufman 1999). Diversos parâmetros já foram utilizados para determinar o grau de alteração pós-deposicional de carbonatos antigos (Brand &Veizer 1981, Jacobsen & Kaufman 1999). A interação entre a rocha e fluidos intersticiais durante a diagênese leva ao aumento das razões Mn/Sr, Fe/Sr, $^{87}Rb/^{86}Sr$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ e diminui os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ (Brand & Veizer 1980, Banner & Hanson 1990, Jacobsen & Kaufman 1999). Baseado nestes parâmetros a composição isotópica de C em rochas carbonáticas pode ser considerada inalterada quando as razões de Mn/Sr< 10, Fe/Sr< 50 e valores isotópicos de $\delta^{18}O$ forem maiores que -10‰ na escala VPDB. Esta ultima é amplamente utilizada visto que os isótopos de O são mais facilmente alterados pela diagênese, enquanto os isótopos de C tendem a preservar os valores originais (Derry *et al.* 1992, Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Melezhik *et al*. 2001). Este fato se deve porque os fluidos aquosos diagenéticos e metamórficos apresentam baixo conteúdo de C quando comparados as rochas carbonáticas (Frimmel 2010).

Todas as amostras analisadas apresentaram valores de isótopos de $\delta^{18}O$ negativos que não variam sistematicamente com os valores, também negativos, de $\delta^{13}C$, o que sugere preservação do sinal isotópico original, além dos valores de $\delta^{18}O$ serem maiores que -10‰ (Jacobsen & Kaufman 1999). As amostras analisadas neste trabalho apresentam texturas sedimentares primárias preservadas, o que indica que foram pouco afetadas por processos diagenéticos ou metamórficos que poderiam alterar o sinal isotópico original.

Os dolomitos apresentam estruturas primárias preservadas (laminações e peloides) e são em maioria microcristalinos, o que sugere que foram pouco afetados por processos diagenéticos (Soares & Nogueira, *inédito*). Contundo, segundo Tucker (1983) a boa preservação pode estar relacionada alteração eodiagenética de calcita high-Mg ou aragonita nos sedimentos. Font *et al*. (2006) e Nogueira *et al*. (2007) interpretam a ocorrência de dolomita como primaria ou eodiagenética. A não-covariância dos valores de C e O também sugerem que alterações posteriores foram insipientes (Figura 14). A predominância de

amostras com $\delta^{18}O > -6‰$ e a falta de variações isotópicas de C significativas na sucessão dolomítica, exceto próximo à superfície estratigráfica SIM, são indícios de que pouco foi alterado da composição isotópica original dos dolomitos (Figura 14). Valores isotópicos de $\delta^{13}C$ próximos a superfícies estratigráficas podem representar um sinal primário ou diagenético relacionado a processos de recristalização em superfícies de inundação, transgressão ou erosão. Em resumo, as amostras referentes à capa dolomítica apresentam registro isotópico aparentemente primário e provavelmente representam a composição isotópica original da água do mar neoproterozóico.

Analise petrográfica indica que os calcários foram afetados principalmente por processos eodiagenéticos como o neomorfismo e dolomitização e mesodiagenéticos como precipitação de dolomita ferrosa, compactação química e dissolução. Estas alterações podem ter contribuído para a homogeneização do sinal isotópico da unidade (predominância de valores de $\delta^{13}C$ próximos a -5‰). Contudo, no gráfico de $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ nota-se que as amostras de dolomito, assim como as de calcário dolomitizados, apresentam expressivos agrupamentos, o que sugere que o sinal isotópico de carbono é primário (Figura 14). Acredita-se que a dissolução e substituição de aragonita poderia ocorrer ainda próximo a superfície, pela percolação de fluidos meteóricos, porém em sequências de plataformas carbonáticas em que o nível do mar esteja estável ou subindo, como ocorre na capa carbonática Marinoana do Brasil, pode-se esperar que os poros ainda contenham água marinha e a aragonita poderia então se preservar mesmo após o soterramento (Tucker 1986) o que sugere que os sinais isotópicos dos calcários poderiam estar preservados.

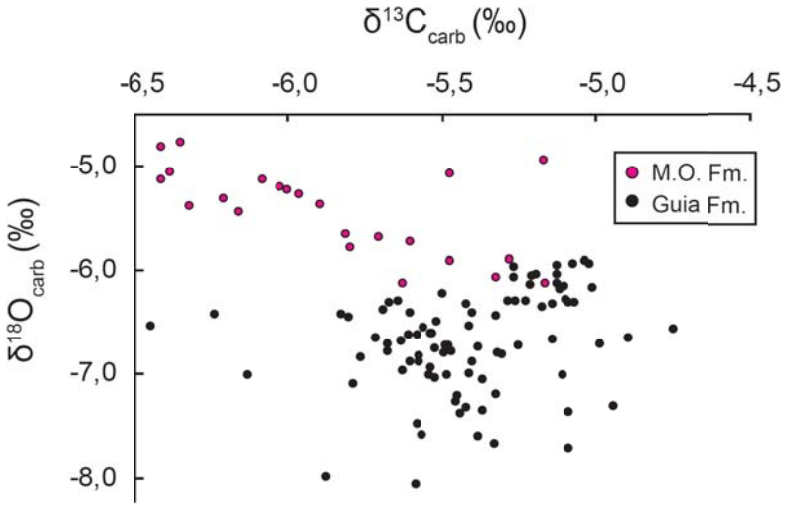

Figura 14. Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{18}O$ dos dolomitos e calcários. Três amostras que mostraram valores suspeitados de alteração diagenética na transição dolomito-calcário foram excluídas do diagrama.

6.4. Excursões de isótopos de carbono

As variações isotópicas de $\delta^{13}C$ podem ser associadas a mudanças faciológicas e não necessariamente representa a composição da agua do mar na época de deposição (Melezhik *et al*. 2001, Frimmel 2010). Na capa carbonática do Brasil os valores de $\delta^{13}C$ nas fácies de dolomitos com laminação planar e estruturas em tubo e, em parte, os com truncamentos de baixo ângulo apresentam-se geralmente entre -6‰, enquanto que na fácies com megamarcas onduladas e laminação quasi-planar os valores sobem para -5‰. Ambas as fáceis representam ambientes de águas relativamente rasas e a variação isotópica pode estar relacionada à mudança de energia do ambiente. Na capa carbonática os valores de $\delta^{13}C$ associados com fácies de águas moderadamente profundas influenciada por correntes e onda apresenta os sinais de -7‰. Os depósitos de águas profundas com supersaturação de $CaCO_3$ apresentam uma repetição monótona de fácies, exibem sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ frequentes de -5‰ com pequenas mudanças para -6 e -7‰ relacionadas a zonas de deformação e dolomitização. No topo da sucessão que apresentam fácies mais profundas, os valores de $\delta^{13}C$ chegam a -4‰. Segundo Frimmel (2010) a variação da linha de costa poderia ter papel importante nas excursões negativas de $\delta^{13}C$, e estaria relacionado à acumulação e subsequente degelo de grandes geleiras.

Nota-se certa relação dos sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ com a curva de profundidade da sucessão baseadas na análise de fácies (Figura 13). Esta mudança fica bem registrada abaixo e acima da superfície SIM que separa depósitos de aguas relativamente rasas e de aguas moderadamente profundas, o que sugeri uma tendência a mudar o sinal isotópico de $\delta^{13}C$ de acordo com a profundidade, tornando-se cada vez menos depletado.

Os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ na capa dolomítica apresentam sinais entre -6 e -5‰ que são semelhantes aos encontrados em outras capas carbonáticas do mundo e podem ser associados ao inicio do evento transgressivo pós-glaciação (Kennedy *et al*. 2001, Jiang *et al*. 2003, Xiao *et al*. 2004, Shen *et al*. 2005, Ader *et al*. 2009). Na região de Mirassol d'Oeste, distante 200 km, Font *et al*. (2006) e Nogueira *et al*. (2007) encontraram valores que ficam menos depletados para topo. Nesta região os valores de $\delta^{13}C$ começam -8‰ no primeiro metro e passam para valores de -5 e -4‰ e o topo é caracterizado por valores de -3‰. Os últimos 7 metros dessa capa correspondem estratigraficamente a capa dolomítica de Tangará da Serra e as diferenças podem estar associadas a condições ambientais diferentes como mudança no processo deposicional e profundidade da plataforma. Em oceanos modernos aguas profundas tendem a ser mais depletadas que águas mais rasas (Kroopnick 1985), neste caso o responsável pelo fracionamento do isótopo de C é a fotossíntese ou um aumento da

bioprodutividade. O processo responsável pela formação dos dolomitos nas diferentes regiões deve-se a atuação de bactérias redutoras de sulfato em ambiente anóxico eufótico (Font *et al*. 2006, Elie *et al*. 2007). Contudo, a proposta de Grotzinger & Knoll (1995) de sinais isotópicos negativos de carbono estaria relacionada a inundações do continente por águas profundas anóxicas que tornariam os oceanos estratificados condiz com as variações isotópicas encontradas em diferentes profundidades, por tanto relacionada a uma anoxia associada à transgressão marinha.

Os valores isotópicos de C apresentam-se muito homogêneos ao longo da sucessão calcária e suavemente ficam mais positivos em direção ao topo. Este aumento dos valores em direção ao topo da sucessão calcária poderia estar relacionada a produtividade primária e ao aumento do soterramento da matéria orgânica (Nogueira *et al*. 2007, Sansjofre *et al*. inédito). Esta relação é consistente com o aumento do conteúdo de matéria orgânica nos sedimentos, evidenciado pela ocorrência de carbonatos cinza e ricos em betume. Conforme Sansjofre *et al*. (inédito), utilizando metais traços conclui que os sedimentos somente se tornaram anóxicos por causa do aumento da bioprodutividade. Este aumento estaria relacionado ao aumento da vida após a glaciação global do final do Criogeniano que consumiria o ^{12}C enriquecendo o sedimento em ^{13}C.

7. EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA PLATAFORMA ARARAS

A distribuição e geometria das fácies sedimentares da capa dolomítica e calcária indicam deposição em uma rampa distalmente escarpada (distally steepened ramp) que inicia com fácies de aguas rasas e passam gradualmente para fácies de *mid-slope* (Read 1985, Burchette & Wright 1992). As principais evidências para este tipo de plataforma são a ocorrência de características típicas de rampas *unrimmed* (depósitos de águas rasas a profundas sujeitas à atuação de ondas e tempestades) e algumas de *rimmed* (fácies de escorregamento e brechas na porção mais distal da plataforma). É descartada a hipótese de a plataforma ser somente *rimmed* por causa do baixo ângulo da superfície de deslizamento e a predominância de clastos de calcários da fácies mais profundas da plataforma (Read 1985). As fácies dolomíticas inicialmente podem ter se formado em uma rampa homoclinal que evoluiu para *distally steepened* (Figura 15).

A plataforma de Tangará da Serra é caracterizada por um aprofundamento das fácies em direção ao topo, onde a plataforma passa lateralmente e verticalmente de *inner-ramp* para *mid/slope ramp*. A plataforma é dividida em rasa a moderadamente profunda influenciada por onda que evolui para uma plataforma mista (componentes siliciclásticos e carbonáticos)

moderadamente profunda dominada por correntes e onda. Esta ultima passa gradacionalmente para plataforma moderadamente profunda supersaturada em $CaCO_3$. As camadas dos últimos dois estágios evolutivos apresentam mergulho suave que varia de 1º a 9º graus para sudoeste que sugere a direção de transporte para a bacia na margem da plataforma (Figura 9). Lateralmente a plataforma evolui para uma plataforma profunda anóxica. Fácies com brechas e *slumps* caracterizam um ambiente de *slope*/rampa distal que ocorre localmente e retrabalha os sedimentos carbonáticos de águas profundas e erode parcialmente o topo da unidade inferior dolomítica.

Os depósitos de plataforma rasa a moderadamente profunda são caracterizados por peloidal *sand-shoals* de águas de baixa energia que podem formar franjas ou barreiras complexas como ocorrem nas proximidades da Ilha Eleuthera, nas Bahamas. A acumulação nestas franjas ocorre paralela a linha de costa e apresentam formas de leito onduladas, acamamentos planos e grãos de pelóides e macropelóides. A orientação preferencial das cristas das megamarcas onduladas simétricas nestes depósitos sugere a possível orientação da paleocosta ao longo de SW-NE. Na região de Mirassol d'Oeste abaixo desta zona ocorrem dolomitos com laminação fenestral e estromatolítica que foram interpretados como mares restritos eufóticos (Nogueira *et al*. 2007). A forma estratiforme da maioria dos estromatólitos sugere condições de baixa energia com moderadas ação de correntes (Nogueira *et al*. 2007). A única associação com estromatólitos entre as duas regiões é a presença de estruturas em tubo que Romero *et al*. (2011) interpreta como escape de fluidos que ocorrem no topo dos estromatólitos dômicos. Ambos os depósitos (*sand shoals* peloidais e estromatólitos) sugerem a formação deste dolomitos em uma zona nerítica de águas quentes onde a vida poderia prolifera. A manutenção de condições neríticas por um longo tempo pode estar associado ao *rebound* pós-glacial que pode perdurar por milhares de anos após a retirada da capa de gelo. O final dos efeitos do *rebound* esta associado a um aumento do nível do mar que ocasiona uma inundação marinha (superfície SIM). A subida do nível do mar glacio-eustática é acompanhada por mudanças no sinal isotópico de $\delta^{13}C$ em ambas as capas (dolomítica e calcária) e um desaparecimento dos dolomitos precipitados mediante ação de bactérias (cianobactérias e redutoras de sulfato) o que sugere uma anoxia no fundo marinho relacionada a transgressão.

O inicio da máxima inundação marinha é registrado pela deposição de margas dolomíticas, acima dos dolomitos, em águas moderadamente profundas anóxicas onde os carbonatos poderiam estar parcialmente dissolvidos. Já no começo da inundação marinha a plataforma evolui para depósitos influenciados por correntes e onda com formas de leito

migratórias que originam a megamarcas onduladas, em ambiente abaixo da base da onda. A rápida subida do nível do mar (clímax do evento transgressivo) propiciou o aumento da alcalinidade que associada à redução da taxa de sedimentação e energia em águas supersaturadas em $CaCO_3$ tornou possível a deposição de lama carbonática e precipitados arborescentes de aragonita. A contribuição de terrígenos pode ser vir de áreas fontes soerguidas relacionadas à colisão de crátons (Amazonas e Rio de La Plata) ou áreas expostas pós-glaciação. O influxo de terrígenos para dentro da plataforma pode estar associado a uma maior proximidade da zona costeira, porém ainda em águas relativamente profundas. Estes influxos podem estar relacionados a águas de degelo ou transporte pelo vento durante períodos de maior aridez o que sugere que variações climáticas nas regiões continentais próximas a plataforma podem ter tido papel importante no aporte de sedimentos. Em períodos mais secos ou de fortes chuvas (tempestades) a quantidade de terrígenos para dentro da plataforma foi maior. Diques neptunianos e camadas deformadas entre camadas sem deformação que ocorrem na plataforma moderadamente profunda supersaturada em $CaCO_3$ são interpretados como produtos de abalos sísmicos que afetaram a Plataforma Araras no Ediacarano.

A transgressão chega ao seu máximo registrado para a região quando depósitos de águas anóxicas e profundas, ricos em matéria orgânica e com estruturas de *slump* são formados. Estes depósitos registram os maiores valores de $\delta^{13}C$ que podem estar associados à maior anóxia do fundo oceânico e aumento da bioprodutividade. A presença de betume, cristais de pirita e laminação muito fina comprovam o fundo oceânico anóxico. Estruturas de escorregamento e de deformação sin-sedimentar indicam movimentos gravitacionais descendentes associados à declividade da rampa e ao acúmulo excessivo de carbonato em águas profundas. O transporte de sedimentos em direção as regiões mais baixas promoveu a progradação e expansão da margem da plataforma.

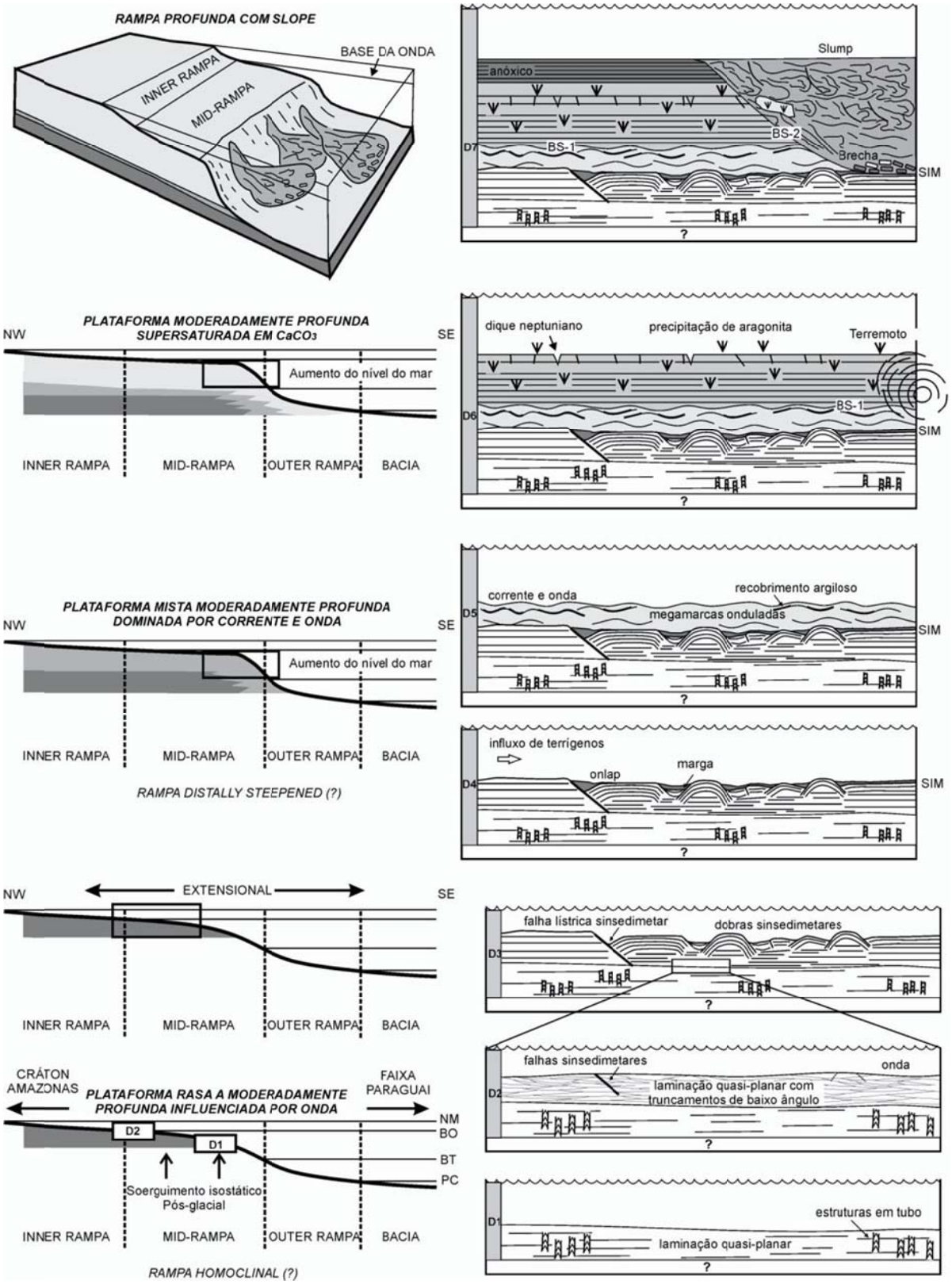

Figura 15. Modelo deposicional para a capa carbonática de Tangará da Serra.

8. CONCLUSION

A capa carbonática de Tangará da Serra e de Mirassol d'Oeste são depósitos transgressivos que representa o termino da ultima glaciação do Criogeniana (~635 Ma). As duas regiões apresentam características faciológicas, estratigráficas e isotópicas semelhantes, apenas com algumas variações que indicam mudança na profundidade da lamina d'água e condições energéticas diferentes.

Foram descritas 12 fácies deposicionais, 3 pertencentes à Formação Mirassol d'Oeste, 6 na Formação Guia, além de 3 fácies de depósitos deformados que ocorrem na Formação Guia e sobrepostas às duas unidades. Estas fácies foram agrupadas em 4 associações de fácies que caracterização uma plataforma distalmente escarpada. A plataforma inicia com águas rasas a moderadamente profundas na zona nerítica e passa para plataforma de águas moderadamente profundas influenciadas por correntes e ondas. Esta passagem é marcada pela anoxia do fundo, termino da precipitação dolomítica e inicio da calcítica e máxima inundação marinha. Forma-se então a superfície SIM que se instala muito após o termino da glaciação devido ao soerguimento isostático pós-glacial (*rebound*) que pode ter durado milhares de anos. Após a instalação de condições transgressivas a sucessão carbonática se torna mais profunda e supersaturada em $CaCO_3$. O ápice do aumento do nível do mar na região de Tangará da Serra é a deposição de calcários finos, ricos em betume e com cristais de pirita que sugerem uma plataforma profunda possivelmente anóxica e com *slope*. Depósitos de *slump* são formados pelo acumulo excessivo de carbonato na margem da plataforma e instabilidade gravitacional da rampa.

Os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste apresentam sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ que variam geralmente entre -6‰ na base e aumentam para -5‰ no topo. Os calcários da Formação Guia apresentam sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ entre -7‰ e -4‰, mas a predominância é de valores próximos de -5‰. No geral os sinais de $\delta^{13}C$ dos dolomitos tendem a ficarem mais positivos em direção ao topo da unidade, enquanto os dos calcários apresentam uma homogeneização do sinal isotópico, mas também tendem a ficar mais positivos para o topo.

Alterações diagenéticas aparentemente pouco modificaram o sinal isotópico de carbono tanto de calcários como dos dolomitos. Valores de $\delta^{18}O$ maiores que -10‰, preservação das estruturas primárias e algumas evidências de eodiagênese confirmam a preservação em parte do sinal isotópico. As excursões negativas de $\delta^{13}C$ estariam relacionadas a aumento da subsidência e soterramento, variação faciológica e aumento da bioprodutividade que causaria um maior consumo de ^{12}C enriquecendo o sedimento em ^{13}C.

CAPÍTULO 6

6. ARTIGO 2.

MICROFACIES, DIAGENESIS AND HYDROCARBON POTENTIAL OF THE NEOPROTEROZOIC CAP CARBONATE OF THE SOUTHERN AMAZON CRATON

Joelson Lima Soares[1] & Afonso César Rodrigues Nogueira[1]

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP 1611, 66.075-900, Belém, PA, Brazil, jlsoares@ufpa.br, anogueira@ufpa.br

*Corresponding Author: Joelson Lima Soares, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP 1611, 66.075-900, Belém, PA, Brazil, jlsoares@ufpa.br

Abstract

The 50 m-thick carbonate succession in the Tangará da Serra region, Central Brazil, represent a new occurrence of post-Marinoan (635 Ma) cap carbonate in the southern Amazon Craton. This occurrence is correlated to the top of the most described cap carbonate of Brazil, exposed in the Mirassol d'Oeste region, 200 km to the west to Tangará da Serra. The cap carbonate in Mirassol d'Oeste overlies "Marinoan" Puga Formation glacigene sediments and belongs to the lower portion of the Araras Group. The studied carbonate succession consists of two distinctive stratigraphic units. The lower unit Mirassold'Oeste Formation comprises 5m-thick pinkish microcrystalline dolostone, laterally extensive for hundreds of meters, exhibiting even parallel to low angle lamination locally truncated by tubes structures, mm-laminated peloidal dolostone and megaripple bedding with straight crests elongated to NW-SE. The peloidal dolograinstone and peloidal dolomudstone/packstone microfacies are interbedded and form the most pronounced stratification of cap dolomite. The Mirassol d'Oeste Formation is unconformably overlain by Guia Formation, comprising terrigenous limestone and subordinately bituminous shale, dolomitic marls and intraformational breccias. Cementstone and lime-mudstone are the main microfacies of this upper unit. Cementstone is characterized by abundant calcite crystal fans and crusts, generally interbedded with laminated lime-mudstone rich in silt-size terrigenous grains (quartz). Crystal fans occur isolated and in decimetre-scale arrays, considered as pseudomorphous of aragonite. Both units were submitted to early to late diagenetic processes. The primary precipitation of dolomite, crystal fans and micrite are related to depositional processes. Apparently, tube structures can be also considered as depositional. Mirassol d'Oeste Formation was affected by: neomorphism of pristine dolomicrite, development of vug and intercrystalline porosity, euhedral dolomite precipitation, synsedimentary fracturing, precipitation of calcite and quartz, chemical compaction, substitution and precipitation of Fe-oxide and hydrocarbon migration. In the Guia Formation the diagenetic processes were: pyrite precipitation, calcite cementation, neomorphism of crystal fans and micrite, partial dissolution of crystal fans, dolomitization, chemical compaction, fracturing, precipitation of ferrous dolomite and calcite, hydrocarbon maturation and migration, pyrite and micrite replaced by Fe-oxide and dolomite rhombs replaced by Mn-oxides. Hydrocarbons are very rare in dolostone and are restricted to a few pores (~2%) and some fractures. The low permeability of dolostone is due to poorly connected vuggy pores. Hydrocarbons in limestone generally occur in intercrystalline pores, but they can also fill fractures or porosity in crystal fan. The preserved organic matter indicates an anoxic environment also confirmed by the occurrence of pyrite and the lime

muddy facies which suggest restricted water circulation. The association of hydrocarbons with calcite and ferrous dolomite suggests that impregnation probably was the last diagenetic event of the studied succession. This diagenetic information confirms the shallow to moderately deep platform interpretation to the Mirassol d'Oeste Formation, as well as, the deep and CaCO3-oversaturated platform to the Guia deposits. Dolostone is a product of post-Marinoan sea-level rise while the limestone indicates an aragonitic sea installed during a maximum flooding, preceding the return to the ocean chemistry equilibrium. The cap carbonate succession described here is similar to most other coeval Marinoan caps worldwide. This deposits is putatively associated an extraordinary and non-recurring global precipitation event in the geological history. In contrast, the cap carbonate diagenesis is regional, completely dependent of the tectonic, thermal and burial history of the basin in which was deposited.

Keywords: Cap carbonate; microfacies; diagenesis sequence; hydrocarbon potential; Marinoan; Neoproterozoic.

1. Introduction

Carbonate rocks of the Neoproterozoic are generally characterized by dolomite and carbonates which were subject to significant burial, and which present features without modern analogs. Neoproterozoic carbonate rocks directly overlying glacial diamictites, called cap carbonate, is the primary candidate for these examples. Cap carbonates are interpreted as post-glacial record of the Neoproterozoic low-latitude glaciations associated with anomalous paleoceanographic and atmospheric changes that partly influenced the evolution and diversification of biota (Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2002; Halverson et al., 2005; Moczydlowska, 2008). These pinkish dolostone are found in several cratonic regions of the world which differ only slightly in their sedimentary features, and generally display negative $\delta^{13}C$ excursions (Hoffman & Schrag, 2002; James et al., 2001; Lorentz et al., 2004; Halverson et al., 2005; Nogueira et al., 2007). This dolostone is generally peloidal with 3–30 m thick (Hoffman et al., 2007) and exhibittypical features as plumb stromatolites, tubes structures, megaripple beddingand crystal fans (pseudomorphs of aragonite) that occur in the dolostone and limestones (Nogueira et al., 2003; Allen and Hoffman, 2005; Shields, 2005; Hoffman et al., 2007; Hoffman, 2011).Calcite crystal fans are found in the carbonate succession and the base of limestone. The impressive correspondence of these cap carbonates worldwide seems suggests similar processes of global proportions. The primary precipitation of dolomicrite and aragonite crystal fans was not restricted to the Neoproterozoic Era, also occurring in the Archean and the terminal Permian (Grotzinger and Knoll, 1995; Sumner, 2002).

The most widely accepted hypothesis explaining these important changes, recorded in cap carbonates, is the establishment of the *snowball/slushball Earth* conditions, when the planet was covered in ice, which exception of the equatorial zone, for millions of years (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998; Hyde et al., 2000).The sudden disappearance of these conditions was followed byfast ice-melting, over a few hundred years, culminating in the appearance of greenhouse effects triggered by volcanic eruptions. Such global events occurred at least twice with widespread glaciations during the Cryogenian (~725 Ma and ~635 Ma). The younger glaciation called Gaskiers (~580 Ma) is neither globally distributed and is not overlain by cap carbonate, therefore your deposits are correlated laterally with carbonate successions displaying negative $\delta^{13}C$ anomaly (Halverson et al., 2005).

Neoproterozoic cap carbonates were found in the southern Amazon Craton as well as the São Francisco Craton (Vieira et al., 2007; Babinsky et al., 2007; Caxito et al., 2012). While the Marinoan age (~635 Ma) of cap carbonates in the Amazon Craton is a consensus (Nogueira and Riccomini, 2006; Nogueira et al., 2007; Babinsky et al., 2006; Romero et al., 2012), but in the San Francisco Craton the Sturtian age have been contested (Babinsky et al., 2007; Caxito, et al. 2012).The Marinoan cap carbonate exposed in the southern Amazon Craton is considered the most complete for exhibiting all typical features described in the other occurrences in the world (Nogueira and Riccomini, 2006; Soares and Nogueira, 2008). The occurrences of these cap carbonate are found in the Mirassol d'Oeste and Tangará da Serra regions, central part of Brazil. In this work we describe the cap carbonate succession of the Tangará da Serra region, exposed in open pit of the Calcário Tangará quarry and in the margins of Formoso and Sepotuba rivers, the main affluents of the Paraguai River (Fig. 1). In spite of this area be characterized by a flat topography with relative dense vegetation cover, carbonate rocks have a wide lateral continuity that favors the stratigraphic correlation (Fig. 1).

The studied carbonate succession corresponds to the Mirassol d'Oeste and Guia formations, which belong to the lower part of the Araras Group according to the stratigraphic proposal by Nogueira and Riccomini (2006). The aim of this study was to classify the dolomite and limestone of the carbonate succession, as well as to provide information about the main physical, chemical and biological processes that influenced their lithification. Also, a diagenetic sequence was drafted as well as to evaluate the hydrocarbons potential ofthese rocks.

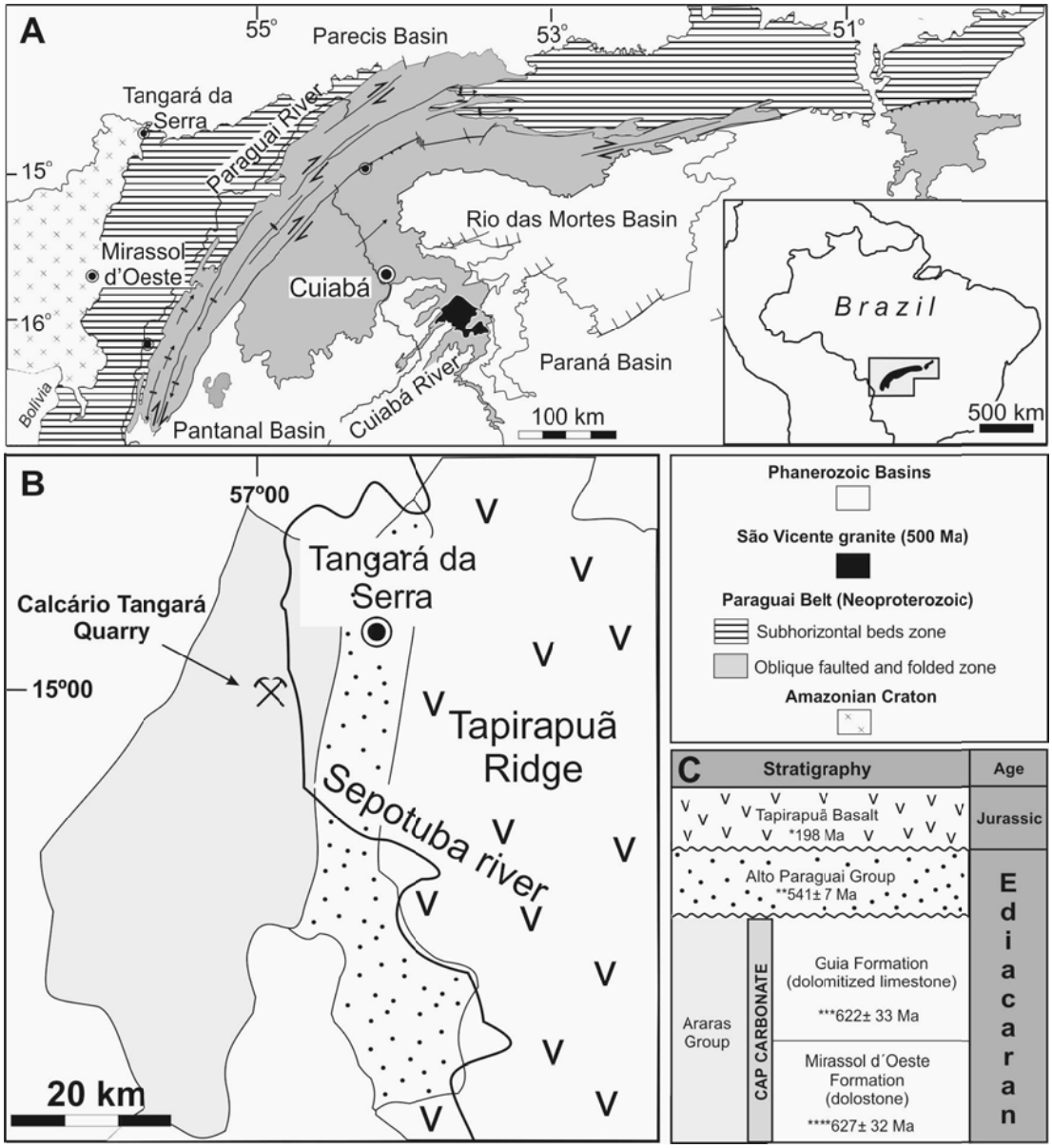

Fig.1. Lithostratigraphy and tectonic of Southern Amazon Craton and Paraguay Belt. A) Tectonic setting. B) Geology of Tangará da Serra region. C) Stratigraphic column of Araras Group in the Tangará da Serra region. Ages based on (*) Marzoli et al. (1999), (**) Bandeira et al. (2012), (***) Romero et al. (2012) e (****) Babinski et al. (2006).

2. Geological setting

The Tangará da Serra region is inserted in western Tocantins and southern Tapajós provinces, edging the south border of the Amazon Craton and the Paraguay Belt (Almeida, 1984). Paraguay Belt was formed by collision of continental blocks during the Brasilian-Pan African Tectonic that reach the Cambrian to lower Ordovician (540-490 Ma) also called Paraguay Orogenesis (Basei and Brito Neves, 1992). Distensive event in the final phase was responsible by granite emplacements dated 500 Ma (Almeida and Mantovani, 1975). Afterwards, in the Paleozoic, occurred the installation of Paraná and Parecis basins (Fig.1).

The sedimentary rocks in the southeastern of the Amazon Craton, differently of these found in Paraguay Belt generally deformed, is characterized by subhorizontal beds, dipping approximately 3^{o} to northwest, without indications of metamorphism. The Neoproterozoic glaciogenic diamictites of Puga Formation and carbonate rocks of Araras Group are exposed in a discontinuous and narrow belt edging of the Amazon Craton (Nogueira et al., 2003; 2007). These rocks are unconformably covered by siliciclastic rocks of the Alto Paraguai Group (Raizama, Sepotuba and Diamantino formations) (Silva Jr. et al., 2007).

The age of the sedimentary rocks of the southern edge of the Amazon Craton was estimated between 630 and 520 Ma based on $\delta^{13}C$ isotopes, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and paleomagnetic data (Trindade et al., 2003; Alvarenga et al., 2004; Tohver et al., 2006). Romero et al. (2012) using Pb-Pb isochrones obtained depositional ages of 622±33 Ma for limestone in the base of the Guia Formation in Tangará da Serra (Fig. 1). These authors also suggest ages between 620 and 630 Ma based in $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. Detrital zircon ages from fine-grained sandstone of the Diamantino Formation provide a maximum depositional age of 541 Ma (U-Pb method) for sedimentary succession exposed in the Southern Amazon Craton and Paraguay Belt (Bandeira et al., 2012).

According to Nogueira and Riccomini (2006) the Araras Group, which is 1,200 m thick, is formed by four lithostratigraphic units: Mirassol d'Oeste (dolostones and stromatolites), Guia (limestones and shales), Serra do Quilombo (dolostones and breccias) and Nobres (dolostones, stromatolites and sandstones). On the southern edge of the Amazon Craton, are exposed only the Mirassol d'Oeste and Guia formations, the subject of this study. The Mirassol d'Oeste Formation is 15 m thick, and contains fine pink dolostone, stromatolites and peloidal dolomite which directly overlies the Puga diamictite. This unit together with the basal Guia Formation is interpreted as a cap carbonate (Nogueira et al., 2003), deposited immediately after the Puga glaciation correlate to the last Cryogenian (Marinoan) event. The Guia Formation, which is approximately 150m thick, consists of fine bituminous limestone, bituminous shale, marls and cementstones rich in tufts of calcite radial-fiber crystals considered to be pseudomorphs of aragonite.

3. Materials and Methods

Forty eight thin sections from the carbonate succession were analyzed, with seven from the dolomitic portion and 41 from the calcareous portion. Approximately 300 points were counted using a point counter, to characterize the proportions of constituents. All thin

sections were stained using a combination of Alizarin Red S and potassium ferrocyanide (Adams et al., 1984). This procedure allowed the identification of dolomite and calcite and the presence of magnesium (Mg)-rich and ferrous calcites. Some samples were dissolved to determine the proportion of insoluble (siliciclastics) components.

The petrographic analysis made use of scanning electron microscopy-energy dispersive spectroscopy (SEM/EDS), x-ray diffraction and cathodoluminescence. Using SEM techniques, the morphology of crystals which constitute the micrite and carbonate cements can be observed three-dimensionally, and the use of EDS allowed the determination of the chemical composition of the observed minerals. X-ray diffraction was useful in the identification of other mineral phases which are difficult to identify using transmitted light, such as clay minerals and Fe oxides and hydroxides. The cathodoluminescence analysis was carried out at the Cathodoluminescence Laboratory in Recife, Federal University of Pernambuco, Northwestern Brazil, and provided data on the spatial distribution of Fe^{+2} and Mn^{+2} in calcite, dolomite and cement (cf Gaft et al., 2005). The use of cathodoluminescence microscopy on carbonate rocks allowed the observation and interpretation of diagenetic phases (e.g. zoning within crystals which reflects changes in the chemical environment and/or growth stages), and an assessment of the chemistry of interstitial water was reflected in the zoning of calcite crystals. Also, this technique contributed for the interpretation of the diagenetic history, reconstruction of diagenetic events and identification of the provenance of silicate materials (Zinkernagel, 1978; Augustsson and Bahburg, 2003).

4. Carbonate succession

The succession studied here is approximately 50 m thick and includes the upper part of the Mirassol d'Oeste Formation and the base of the Guia Formation (Fig. 2). The Mirassol d'Oeste Formation is characterized by peloidal dolostone, while the Guia Formation contains terrigenous limestone with crystal fans, bituminous shale, dolomitic marls and intraformational breccias. Retrogradational facies, facies architecture and negative values of $\delta^{13}C$ (-4‰ to -7‰) of cap carbonate in Tangará da Serra are similar to those found in the Mirassol d'Oeste region. In the succession, intervals with synsedimentary deformation are indicated by meter-scale folds, synsedimentary faults, fractures, neptunian dykes, deformed layers and convoluted laminations. Three stratigraphic surfaces were identified (Fig. 2). Surface 1 (contact between Mirassol d'Oeste and Guia units) is interpreted as a transgressive surface, and surfaces 2 and 3 are facies limits within the Guia Formation (Fig. 2).

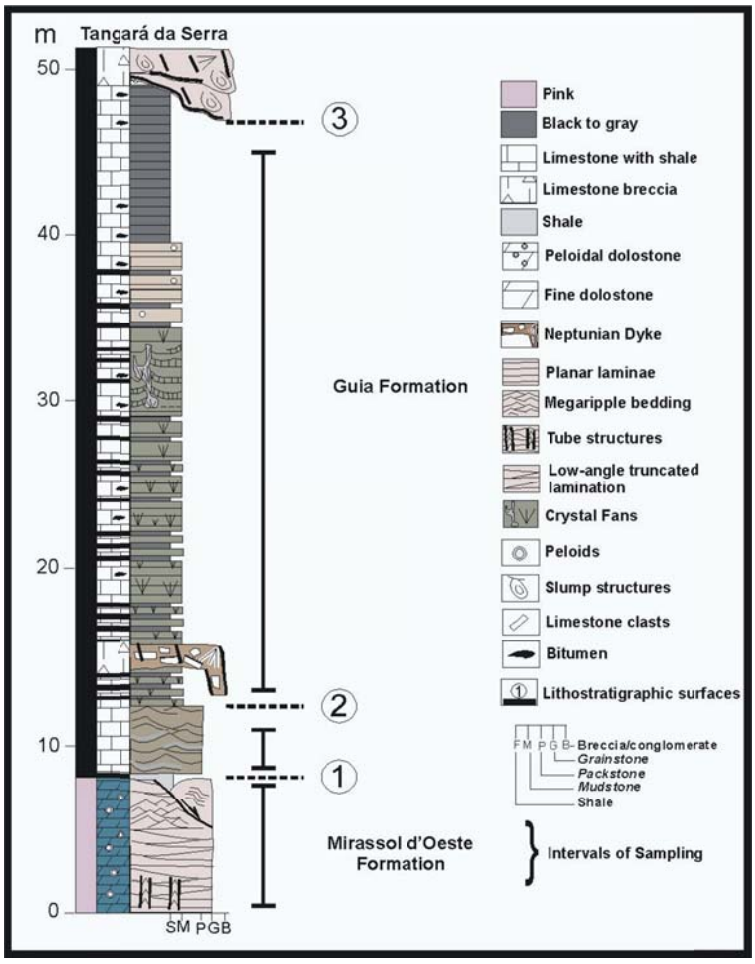

Fig. 2. Measured section of the Tangará da Serra carbonate succession, showing the intervals of sampling.Key-surfaces 1, 2 and 3are coincident with lithostratigraphic limits. Surface 1 is the limit of the Mirassol d'Oeste and Guia Formations and represents the base of maximum flooding zone in the transgressive system tract. Surfaces 2 and 3 are facies limits within the Guia Formation.

5. Depositional facies

5.1. Mirassol d'Oeste Formation

The Mirassol d'Oeste Formation consists predominantly of pink peloidal dolostone with well-preserved structures including even parallel and quasi-planar laminations which pass laterally to lowangle truncation and locally occur symmetrical wave lamination (Figs 3B, C). Tube-like structures are found at the base of the unit and are characterized by straight and discontinuous vertical tubes truncated the even parallel lamination (Fig. 3A). Synsedimentary deformational structures with meter-scale listric faults and centimetric en chevron folds occur locally.

The even parallel and low angle laminationswere resulted from deposition where suspension prevailed, with sporadic influence of oscillatory flow (De Raaf et al., 1977). The

quasi-planar lamination with low angle truncations were formed by high velocity oscillatory fluxes which produced erosion of the peloidal deposits (De Raaf et al., 1977; Arnott et al., 1995). The symmetrical wave laminations were generated by oscillatory fluxes. Syndepositional deformation was associated to the sub-horizontal displacement of listric faults. These deposits are interpreted as records of shallow to moderately deep carbonate platform environments.

5.2. Guia Formation

The Guia Formation is mainly characterized by limestone with crystal fans interbedded with shale. The base of the succession is composed of discontinuous layers of red, massiveto laminated marl that onlap metric fold synforms of the Mirassol d'Oeste Formation (Fig. 3D). Above these deposits, occurs limestone with megaripple bedding which laterally pass to asymmetrical wave lamination (Fig. 3E). Upsection, fine-grained laminated limestone with calcite crystal fans are interbedded with grey to black shale (Fig. 3F). Limestone forms tabular beds with centimetric thickness, and are laterally continuous for hundreds of meters (Figs. 3, 5C). The crystal fans are similar to those found in Neoproterozoic cap carbonates elsewhere in the world (Clough and Goldhammer, 2000; James et al., 2001; Hoffmann and Schrag, 2002; Corsetti et al., 2004; Lorentz et al., 2004). Deformed beds in the succession are represented mainly by presence of brittle structures like neptunian dykes (unpublished data by Soares). These dykes cut the limestone/shale beds and are filled by calcareous breccia composed of predominantly rectangular argillite and limestone clasts, occurring as poorly sorted, elongated and flattened fragments. The interstitial matrix is massive, red and composed by clay and carbonate. Locally, calcite druses and hydrocarbons occur sparsely in the breccias. Deformed beds occurred between undeformed beds and are characterized by convolute bedding, fractures, slump structures, blocks of Guia limestone\shale and intraformational breccias. These beds has thickness up to 2 m, are found near the middle and the top of the limestonesuccession. Breccias composed by dolomite and limestone clasts occurs filling deep depressions that reach downward in the succession the contact with Mirassol d'Oeste Formation.

The deposition in onlap of marl deposits on the synforms in the dolostones indicates that filling succeeded immediately the deformation. Limestone with megaripple bedding and wave lamination indicate the migration of bedforms for currents and waves with sporadic influx of terrigenous. The alternation of marl and rippled limestone suggests variation in the energy flow in moderately deep waters environment, with presence of oscillatory flow. The

formation of limestone interbedded with shale is related to cyclical changes. Carbonate sedimentation is followed by input of siliciclastic rich in organic matter. The growth of aragonite crystals fans is predominantly associated with carbonate precipitation. These deposits are interpreted as records of a deep, $CaCO_3$-oversaturated platform with sporadic influx of terrigenous sediments. Neptunian dykes and isolated deformed beds in the Araras cap carbonate generally sandwiched by undeformed beds have been interpreted as seismically influenced deposits in marine platform environments (unpublished data by Soares). Deformed beds and breccias would result from the movement of partially lithified masses produced by gravitational instability in a deep ramp resulted to the increase of carbonate accumulation at the edge of the platform (Coniglio and Dix, 1992; Jones and Desrochers, 1992).

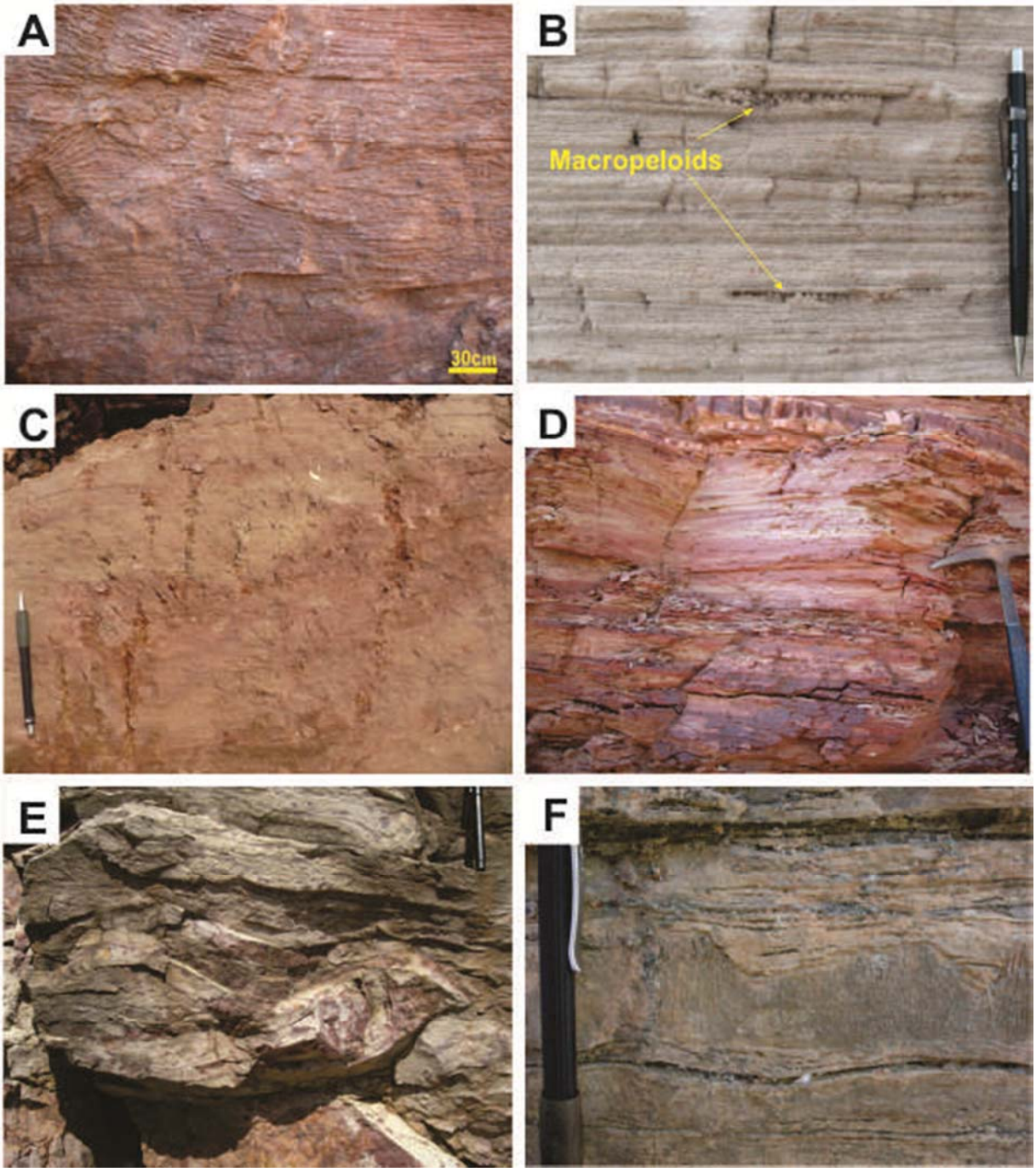

Fig. 3. Depositional facies of the carbonate succession in the Tangará da Serra region. A) Symmetrical wave lamination truncated by quasi-planar lamination. B) Macropeloids between quasi-planar laminations with low-angle truncation. C) Tube-like structures which cut even parallel lamination. D) Red marl of the base of the calcareous succession. E) Limestone with megaripple bedding. F) Crystal fans on an undulated surface and covered by carbonate mud/terrigenous grains. Note that towards the top, laminations become more planar. A to C represent facies of Mirassol d´Oeste Formation and D to F are facies of Guia Formation.

6. Microfacies

6.1. Mirassol d'Oeste Formation

6.1.1. Peloidal dolograinstone and peloidal dolomudstone/packstone

The dolostone of the Mirassol d'Oeste Formation displays two microfacies: peloidal dolograinstone and peloidal dolomudstone/packstone. Both microfacies are finely interbedded displaying quasi-planar lamination (Fig. 4A). The milimetric variation in thickness of these laminations reflects different peloid sizes (Fig. 4A, B). The dolograinstone microfacies is characterized by thick laminations consisting of micro- and macropeloids with dolomite cement. In contrasts, the peloidal dolomudstone/packstone microfacies form thin laminations containing micropeloids locally exhibiting grumose texture.

6.1.1.1. Peloids

Peloids are abundant in dolostone of the Mirassol d'Oeste Formation, representing approximately 52% of the rock. Peloids are composed of microcrystalline dolomite without internal structure, and were divided into micro- and macropeloids according to size. Micropeloids with diameters up to 1 mm are the most common, with generally elliptical, well rounded, well sorted and with grain margins that can be well defined or diffuse, the latter resulting in a grumose texture and precluding their individual characterization (Fig 4A, C). Macropeloids are spherical to elliptical, well rounded, moderately sorted, and with diameters between 2 and 5 mm. They usually form discontinuous lenses between laminations with low angle truncations (Figs. 3C and 4B). Micropeloids are found inside macropeloids surrounded by clear dolomite crystals (Fig. 4B). Micropeloids generally form the thinnest lamination (1-2 mm thick) but can also occur as isolated grains within thicker lamination. These thin laminations have a reduced interpeloidal space with little or no cement, and a fabric supported by grains. Macropeloids occur only in thicker laminations (up to 5 mm thick), although often occurs of discontinuous form. Apart from the presence of macropeloids, thicker laminations are characterized by the occurrence of pores and abundant subhedral dolomite crystals, which indicates lamination with a fabric sustained by crystals up to grains (Fig. 4A).

Peloids are common in various ancient and recent carbonate environments, including mostly warm, shallow marine environments. Exist a consensus that the peloids are formed by biological activity which induces the *in situ* nucleation of carbonate, with little or no transport (Chafetz, 1986; Tucker, 1991; Riding, 2000; Adachi et al., 2004; Flügel, 2004). In the Neoproterozoic carbonate rocks, peloids are often interpreted as originating from bacterial activity (Riding, 2000; James et al., 2001). Micropeloids in the Araras cap carbonate are

interpreted as products of organic activity, indicated by the sorted degree, rounded and potential of preservation, suggesting*in situ* formation of peloids with minimal transport (Flügel, 2004). Overall, fossil records are rare in these rocks. Fossils are usually restricted to a few acritarchs, algal filaments and possibly cyanobacteria remains toward the top of the unit (Hidalgo, et al., 2008). Macropeloids are the product of micropeloids aggregation associated with weak oscillatory flow in the ocean bottom with reduced abrasion. Their preservation and irregular distribution in thick laminations also indicate *in situ* deposition with little or no transport, likely associated to fast cementation, also indicated by the presence of dolomitic cement linked some micropeloids (Fig. 4B; James et al., 2001; Halverson et al., 2004).

6.1.1.2. Dolomite

Dolomite crystals are the main component throughout the Mirassold'Oeste Formation, generally representing 34% of the rock excluding those microcrystals that form the peloids. Dolomite occurs mostly as microspar crystals (on average 23% of the structure, Fig. 4C, F). Dolomite crystals also occurs filling interpeloidal pores, as isolated rhombs or pore-lining (Fig. 4D, E).

Microsparitic dolomite is characterized by subhedral crystals with a generally "dirty" aspect, varying between 0.02 and 0.05 mm in size and with a unimodal distribution. Contacts between crystals are generally planar. Dolomite rhombs which occur inside and on the edge of pores (~11% of the structure) are characterized by clear euhedral crystals varying in size between 0.05 and 0.08 mm (Fig. 4D, E). The largest rhombs (0.08 mm) usually occur as isolated crystals, while crystals between 0.05 and 0.06 mm can occur isolated or grouped with planar crystal-crystal contacts. Dolomite crystals between 0.03 and 0.04 mm rarely occur within pores. Under cathodoluminescence, microcrystalline dolomite usually exhibit dark red luminescence. Crystals which constitute the cement on the edge of pores and between peloids exhibit dark reddish-orange luminescence in the center and bright yellowish edges (Fig. 5A).

Primary dolomite generally consists of small crystals which favor the preservation of primary structures, be them depositional or biogenic in origin (Füchtbauer and Richter, 1988). According to Sibley and Gregg (1987) and Warren (2000), crystals of small size and subhedral shape indicate, respectively, rapid precipitation and temperatures generally between 35^{o} and 40°C. A unimodal distribution of crystal sizes can result from a single nucleation event (Sibley and Gregg, 1987). While the dolomite can also result from early diagenetic alteration of Mg-rich limestone (Tucker, 1983; Font et al., 2006). In this study we suggest that microsparitic dolomite is the product of early diagenetic alterations, while dolomite which

constitutes peloids (microcrystalline dolomite) would result from the activity of sulphate-reducing bacteria. The fact that original structures (laminations and peloids) were preserved and that crystals are very small indicates that the diagenetic alteration was not very important. The mechanism which leads to the direct precipitation of dolomite in the Neoproterozoic Sea is not yet well understood. This may be due to the fact that this process is rare in modern environments, and that it is only replicated under controlled conditions in the presence of sulphate reducing bacteria (Van Lith et al., 2003). The sulphate contents in normal sea water inhibits the precipitation of dolomite, and this has been shown by laboratory studies that show greater dolomite precipitation rates with a lowering of sulphate contents (Baker and Kastner, 1981, Van Lith et al., 2003). The model by which the activity of sulphate reducing bacteria is the main catalyst for the precipitation of dolomite directly at the bottom of the sea has been supported by microscopic observations of dolomite in modern environments like Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro (Vasconcelos and McKenzie, 1997) and the Coorong Lakes in southern Australia (Wright, 1999). The applicability of this model to Neoproterozoic dolomite is demonstrated by the abundance of stromatolites in the first levels of several cap dolomites of the world (James et al., 2001; Corsetti and Grotzinger, 2005; Nogueira et al., 2003; Font et al., 2006; Nogueira et al., 2007), and the fact that these structures are almost always related to the activity of cyanobacteria (Tucker, 1991; Wright, 1999). Also, molecular fossils were recently discovered in the bitumen intercalated with dolomite of the Mirassol d'Oeste region (Eli et al., 2007). Another set of evidence which supports this interpretation is the negative values of $\delta^{13}C$ (-5‰; unpublished data by Soares), which are consistent with modern dolomite formed in sulphate reduction zones (Mazzullo, 2000). The dark red-orange luminescence suggests the presence of Fe^{+2} and Mn^{+2} in pore solution, which is common in more anoxic conditions (Adams and MacKenzie, 1998).

The dolomite rhombs which partially fills pores (as pore-lining cement) precipitated immediately after the development of the porosity, and thus favored the preservation of the latter. The pore-lining behavior of the cement indicates the syntaxial growth of euhedral dolomite on fine dolomite and peloids. The size and euhedral shape of crystals, and their Fe content (approximately 6,000 ppm) respectively suggest slower nucleation and precipitation in relatively low temperature (between 50 and 60°C) and anoxic environments, close to the surface (Sibley and Gregg, 1987). This is also supported by cathodoluminescence microscopy data of dolomite crystals, where dark reddish-orange core suggest anoxic conditions and bright yellowish edges suggest that Mn^{+2} (a luminescence activator) occupies the place of Ca instead of Mg as usually occurs, which indicates early diagenetic processes (Adams and

MacKenzie, 1998). The precipitation of clear rhombs occurring in isolation inside pores would mostly result from a good flow of interstitial fluids supersaturated with respect to dolomite or with a high Mg/Ca ratio. The formation of different types of dolomite would occur over short time intervals, which means that few significant diagenetic alterations would occur in the precipitation of any dolomitic phase.

6.1.1.3. Pores

Dolostone of the Mirassol d'Oeste Formation is composed of approximately 8% effective porosity. Pores are rarely partially filled with dolomite, calcite, iron oxides and hydroxides and hydrocarbons. Pores are abundant in thicker laminations, while they are rare or absent in thin laminations (Fig. 4A). It seems the original porosity was not affected by compaction; rather it is cementation and mostly early cementation which caused a reduction in porosity. Four types of pores were observed in Mirassol d'Oeste dolostone, which differ in their distribution and morphology: 1) vug, 2) interpeloidal, 3) intercrystalline and 4) intracrystalline. Vug pores have a good distribution, mainly in thicker laminations, and are characterized by irregular shapes with sizes greater than the grains, usually between 0.4 and 0.8 mm (Fig. 4A, F). These pores are delimited by pore-lining cements (euhedral dolomite crystals), and some isolated dolomite rhombs can occur within the cavities. Interpeloidal pores have a more restricted distribution and occur in significant amounts in thin laminations. In thick laminations the pores are more common when associated with macropeloids (Fig. 4B). The shape and size of interpeloidal pores varies according to peloid geometry and their edges were lined with syntaxial rim dolomite cement. Intercrystalline pores are restricted to thicker laminations, where the dolomite crystal should reach a size above of 0.1 mm. However, they are usually very small and the intercrystalline pore edges are lined with sub- and euhedral dolomite crystals. Intracrystalline pores occur exclusively within dolomite crystals which formed on the edge of vug pores. They can only be observed by SEM and have irregular or at times rhomb shapes (Fig. 4E).

There is no evidence of subareal exposition or of the presence of stromatolites, which precludes the traditional interpretations for the origin of secondary porosity in carbonate rocks (Choquette and Pray, 1970). However, dissolution cannot be ruled out as a mechanism resulting in the formation of some pores, especially the largest one (vug). In this work we consider that vug pores originate from dissolution associated with the irregular distribution of peloidal grains in the rock structure. The concentration of pores in thicker laminations where there is abundant cement and peloids are irregularly distributed supports that the formation of

pores and cement can be associated to greater rock permeability. The low connectivity of vug pores could have afterwards hindered the efficient percolation of fluids (Lucia, 1995; Choquette and Pray, 1970). Porosity and permeability would be reduced in thin laminations, mostly due to the compaction of peloidal grains resulting predominantly in the formation of small interpeloidal pores. The distribution and geometry of vug and cements were originated after the precipitation of primary dolomite. Afterwards, occur the precipitation of dolomite rhombs, spar calcite and hydrocarbon impregnation (Fig. 4F). Inter- and intracrystalline pores respectively result from void spaces between crystals after the nucleation of dolomite, and the partial dissolution of dolomite crystals by organic acids associated to the percolation of hydrocarbons or meteoric fluids.

6.1.1.4. Cements

Cements of calcite spar, Fe oxide and hydroxide, clay mineral and authigenic quartz were also found to occur in trace amounts (~1% of the rock structure). The spar calcite cement is characterized by coarse, clear anhedral crystals, which completely fill vug pores and fractures (Fig. 5B, D). It is common for a single crystal to completely fill pores. Fe oxide and hydroxides are widely disseminated, and are characterized by crystals of various sizes (or small crystal conglomerates) with often irregular morphology. This Fe cements fill partially and completely interpeloidal pores, growth in pores edges, or replaced microcrystalline dolomite (Fig. 5E). Clay minerals are usually impregnated for iron oxides and are restricted to stylolite planes (Fig. 5C). Authigenic, eu- to subhedral quartz crystals with size between 0.05 and 0.1 mm are rarely observed and usually disseminated within vug pores or associated to stylolites (Fig. 5C, F).

The fact that spar calcite cement be restricted to fractures and a few pores near of them suggests precipitation after the formation of porosity. This is supported by the pore-filling characteristics of calcite cements, and the pore-lining nature of dolomite rhombs which clearly indicate that the calcite succeeded the precipitation of dolomite. Precipitation in fractures likely occurred before extensive burial, as suggested by the perpendicular relationship between fractures and stylolites (which are associated to chemical compaction after excessive burial). Indeed it was clearly observed that in some cases fractures are limited by stylolites. Synsedimentary deformations (fractures, faults and folds) in studied deposits corroborate that fracturing would have occurred before chemical compaction. Indeed, fractures would have been the more efficient conduit than vug pores for the percolation of $CaCO_3$-supersaturated fluids. Fe oxide and hydroxide cement may represent a subproduct of

precipitation in anoxic environments, or replacing iron-bearing minerals. Clay minerals are restricted to stylolite planes, and as such they are interpreted as insoluble material resulting from chemical compaction. Authigenic quartz crystals are the product of early diagenesis, perhaps associated to saline fluids.

6.1.1.5. Tube structures

Tube structures of dolostone of the Tangará da Serra succession are characterized by vertical shapes, with irregular limits that cut laminations, and in plan view they display rounded shapes (Fig. 3C). These tubes are several centimetres long (usually >10 cm) and between 2 and 3 cm in diameter. They are generally filled with fine dolomite and less frequently calcite and euhedral dolomite. Spaces between tubes are not regular, and it is common to find a high concentration of tubes in a place and other regions they arescarce.

The origin of tube-like structures is one of the great enigmas of Neoproterozoic cap carbonate. Two hypotheses for their formation include 1) gas escape, whereby the tubes would result from the venting of methane gas related to the destabilization of methane hydrates or other post-glaciation methane (Kennedy et al., 2001); and 2) the tubes would be related to the growth of stromatolites, since both are always found together (Corsetti and Grotzinger, 2005). Recent C and O isotope analyses have favored the latter hypothesis, since they show that the contribution of methane in the formation of tubes is insignificant (Font et al., 2006). However, the methane gas escape hypothesis cannot be discarded (Jiang et al., 2003).Tube structures have been related to the growth of stromatolites (Kennedy et al., 2001; Corsetti and Grotzinger, 2005; Font et al., 2006). By the other hand, the tubes found in Mirassol d'Oeste, correlate to succession of Tangará da Serra, were associated with the upper part of stromatolitic domes and related to escape of fluids linked to degradation of microbial mats (Romero et al., 2011). Although, stromatolites we are not observed in Tangará da Serra, the similar tubes occurrence,truncate and slightly displace quasi-planar lamination, seems corroborate with the escape fluid hypothesis.

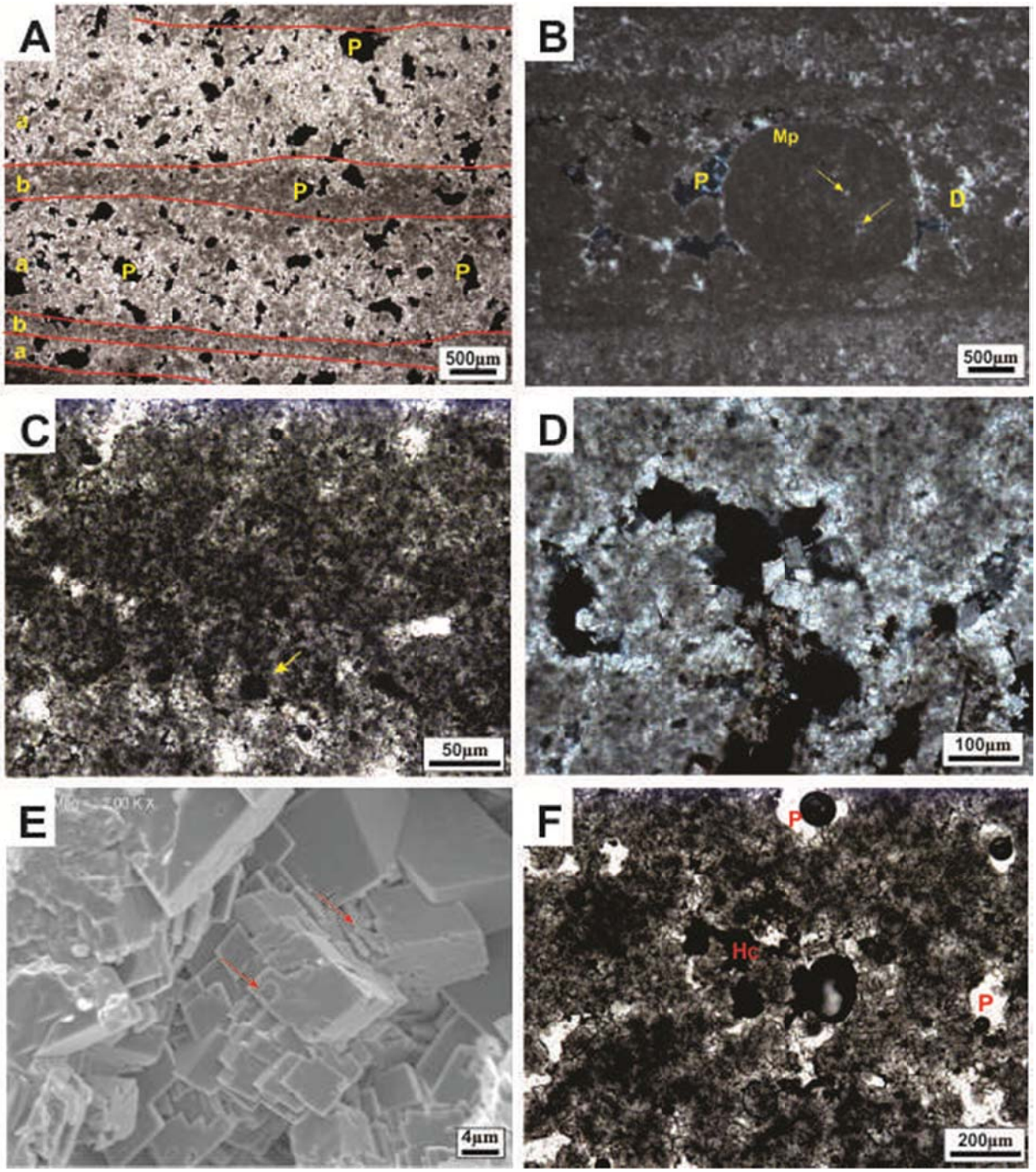

Fig. 4. Mirassol d'Oeste Formation constituents. A) Thick laminations characterized by abundant dolomite cement (a) and vug pores (p) and thin laminations (b) composed of micropeloids and few pores. B) Macropeloids (Mp) with interpeloidal dolomite cement (d) and interpeloidal pores (p), yellow arrows indicate cement between micropeloids which form macropeloids. C) Detail of lamination with abundant micropeloids and some subrounded peloids (yellow arrow). D) Dolomite rhombs inside and on the edges of a vug pore. E) Intracrystalline pores (red arrows) in dolomite rhombs which formed on the edge of vug pores. F) Vug pores partially filled with hydrocarbons (Hc).

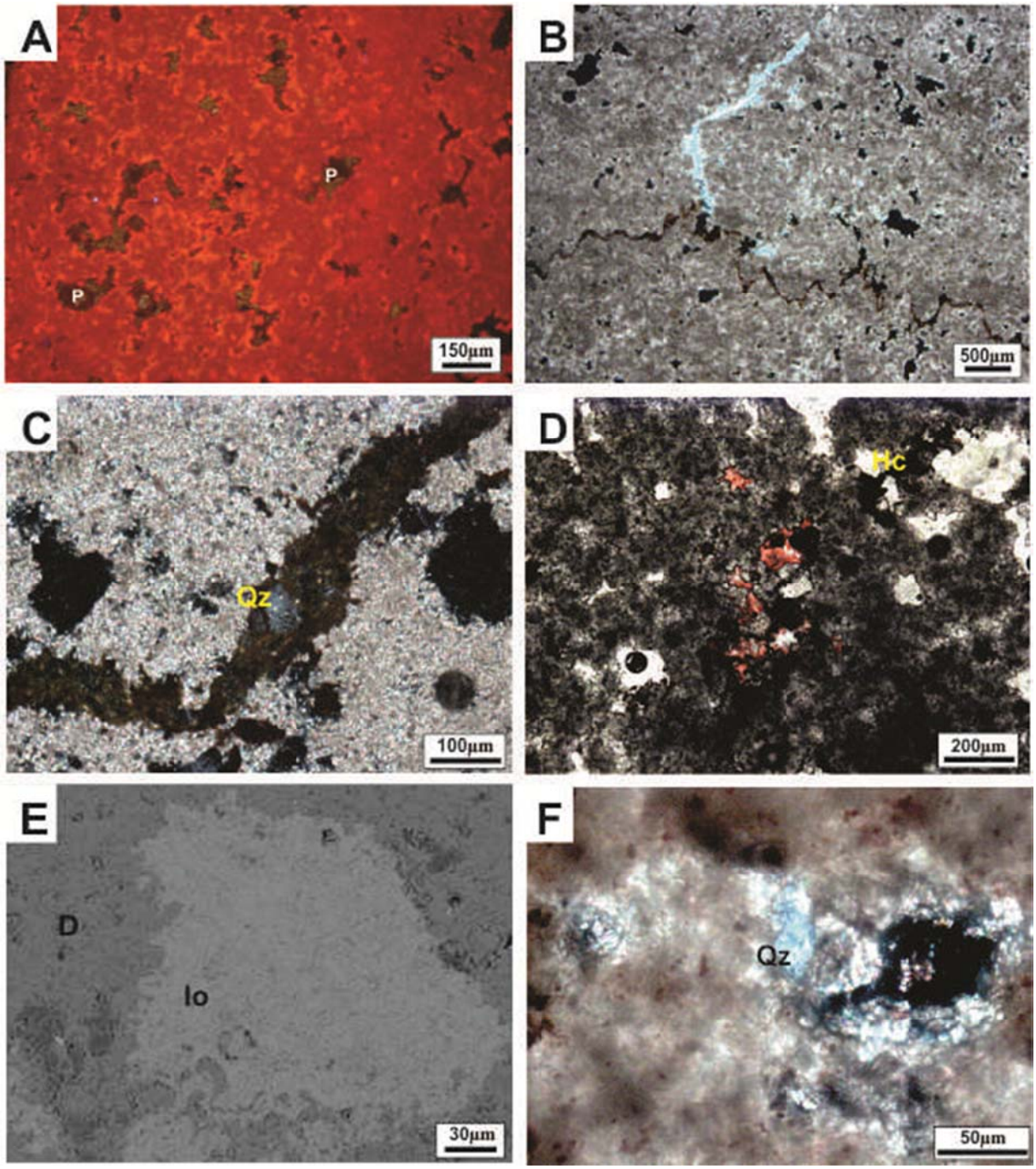

Fig. 5. Mirassol d'Oeste Formation constituents (continuation). A) Dolomite cathodoluminescence in pores (p) with the core of crystals exhibiting dark red-orange and bright yellow edges, peloids are entirely dark red-orange, note silicates in blue shades. B) Fracture filled with calcite and limited by stylolites. C) Stylolite detail with clay minerals and quartz (Qz). D) Vug pores partially filled with spar calcite (red stained) and hydrocarbons (Hc). E) Fe oxide and hydroxide (Io) replacing dolomite (D). F) Euhedral crystal of authigenic quartz (Qz).

6.2. Guia Formation

Limestone of the Guia Formation display two microfacies: cementstone and lime-mudstone, which form distinct layers, therefore, intimately associated (Figs 7 and 8A). Marl, shale and breccias are subordinate litotypes in the Guia succession. Shale is predominantly calcitic (microcrystalline calcite) with well developed fissility, and for this reason wasconsidered as belonging to the lime-mudstone facies. Marl is mostly dolomitic and occurs at the contact between the Mirassol d'Oeste and Guia Formations (Fig. 3D). The lime-mudstone microfacies is characterized by the presence of microcrystalline calcite and locally interbedded with terrigenous grains. The cementstone microfacies is characterized exclusively by the occurrence of arborescent calcite crystals nucleated in the base of layer of thin, millimetric cement-crusts, forming upward-radiating fans.

6.2.1. Dolomitic marl

Marl occurs only at the base of the section, in contact with the dolostone of the Mirassol d'Oeste Formation. They are mainly composed of a mixture of dolomite, terrigenous grains and, subordinately, iron-impregnated clay (Fig. 6A, B, C). Dolomite occurs as microspatic rhomb crystals (0.02 – 0.03 mm), with a hypidiotopic texture and "dirty" aspect (Fig. 6D). Terrigenous grains are composed mainly of quartz with feldspar (microcline, orthoclase and plagioclase, ~1%) and subordinate micas (muscovite) (Fig. 6B, C). Grain sizes vary from fine sand to silt, and they are angular to subangular and well sorted. Terrigenous grains are frequently arranged in discontinuous laminations and rarely occur disseminated (Fig. 6A). The edges of some grains appear corroded or replaced by dolomite. Clay forms dissolution seams together with dolomite (Fig. 6C). The dolomite is locally replaced by Fe oxide and hydroxide.

The corroded edges of some grains and the dirty aspect of dolomite indicate that the dolomite is later, replacing clay or other material of carbonate origin. The terrigenous material originates from the first terrigenous influxes into the platform. The grain size and texture of terrigenous material suggests transport by suspension load to the platform. Clays were concentrated as an insoluble residue in dissolution seams. The red color of the rock is mostly due to Fe oxide and hydroxides which substitute dolomite and impregnate clay minerals.

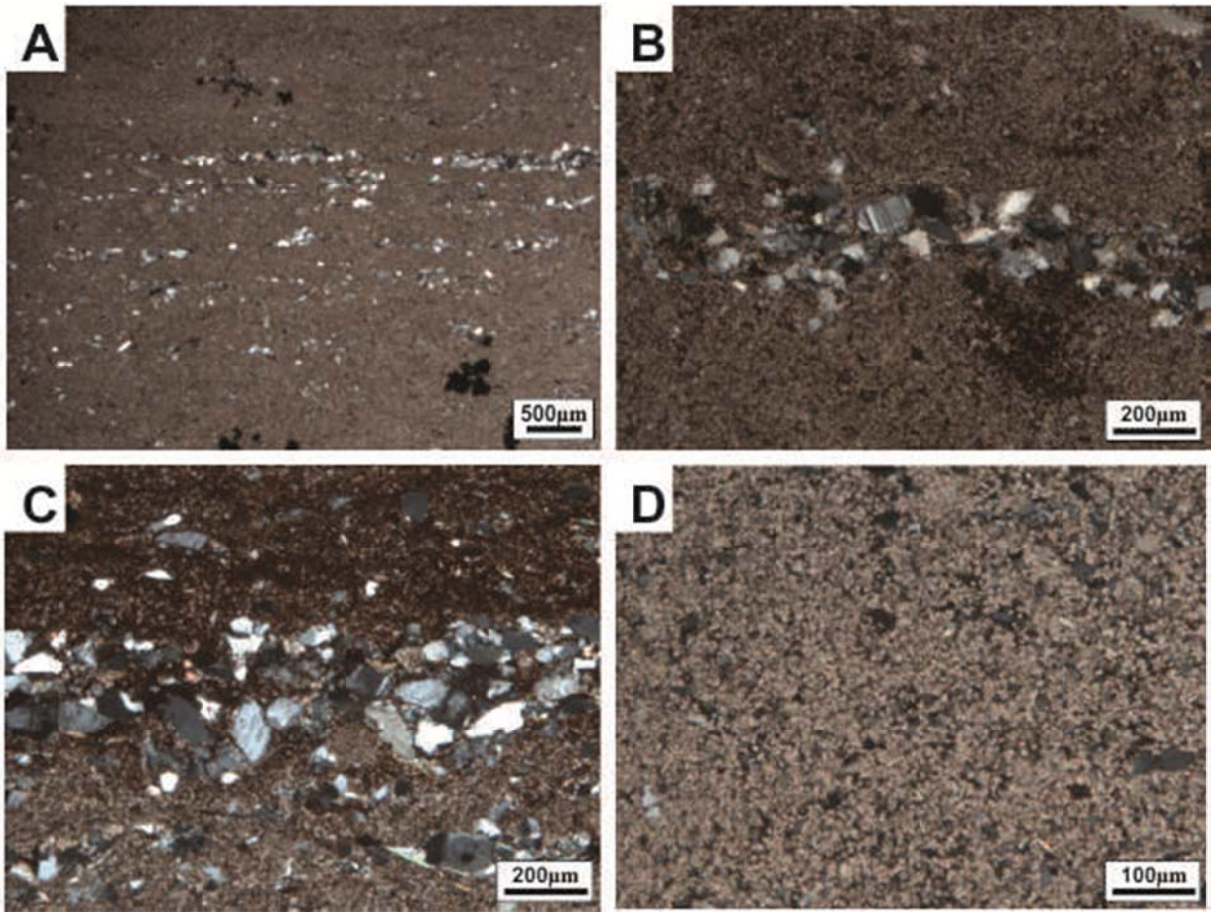

Fig. 6. Dolomitic marl. A) Planar lamination formed by the accumulation of terrigenous grains of fine sand to silt sizes. B) Lamination detail with quartz and microcline grains. C) Dissolution seam with concentration of grains and ferruginous clay. D) Microspar dolomite rhombs.

6.2.2. Cementstone

6.2.2.1. Crystal fans

Crystal fans are abundant throughout the calcareous succession. Crystals appear in acicular radial configurations in the shape of a fan; they are disposed in columnar crystal tuffs, either isolated or laterally connected by thin arrangements of fibrous crystals (calcite crusts). Acicular terminations are generally straight and when observed in plan view they show hexagonal shapes (Figs. 7, 8A, B). Crystal fans vary in size between 0.5 and 5 cm, however some are smaller than 5 mm. Fan diameters generally increase from base to top, in smaller fans the base measured approximately 100 µm and the top 300 µm, while larger fans have a diameter of approximately 200 µm at the base and up to 500 µm at the top. Crystal fans are more abundant and larger between the middle and the top of the succession, and in the first levels they are generally small and isolated. Smaller fans are generally connected (except in the first levels where they occur), while greater fans usually occur in isolation and

are more rarely connected (Fig. 7). Smaller fans are generally composed of mosaics of anhedral subcrystals of ferrous calcite, and locally of dolomite (Figs. 8A, B and 9A). Hydrocarbons rarely occur within needles of some crystals (Figs. 8B, 10). In larger fans the calcite subcrystals have subhedral to anhedral shapes, with a general trend for increasing size from the edge to the center. The borders of some fans are lined with calcite and the center with dolomite, and more rarely hydrocarbons (Figs. 8B, 9A). Some acicular subcrystals display rounded or corroded edges. Anhedral and subhedral calcite crystal crusts are found between or at the base of crystal fans (Fig. 7). Under cathodoluminescence microscopy the fans show zoned subcrystals in the center with luminescence between red and orange, while some found locally non-luminescent. Edges have yellow luminescence (Fig. 9B, C).

The base of crystals usually follows the form of the substrate. At the base of the succession, crystals attach to a lightly undulated substrate (Fig. 8C), while in the reminder of the succession they occur on planar and at times irregular substrates. Between fans, convex laminations of intercalated micrite and terrigenous grains are found (Fig. 8D). Undulated, synoptic laminations consisting of thin intercalations of micrite and terrigenous grains with spar calcite cement are found on crystal fans (Fig. 8E).

The acicular hexagonal shape of crystals and their straight terminations suggest that their original mineralogy was aragonite (Sandberg, 1975). The predominantly calcitic composition of crystal fans would be the product of the neomorphism of aragonite crystals. The original aragonite fans could have been modified through two processes: 1) direct inversion of aragonite to calcite followed by dolomitization. Direct inversion is suggested by the presence of a mosaic of calcite crystals of equal sizes filling the needles, commonly associated to the inversion of aragonite to calcite (Sandberg, 1985; Wilkinson et al., 1985); 2) Dissolution followed by precipitation of calcite and dolomite at different times. This is indicated by the size differences between subcrystals found on the edges and the center of some needles and by their different luminescence. Edge subcrystals are red, which suggests subsurface precipitation in anoxic conditions. Fan subcrystals with non-luminescent centers suggest conditions where Mn^{+2} and Fe^{+2} were in solution (Adams and MacKenzie, 1998), and these non-luminescent crystals are generally composed of ferrous dolomite. Central, zoned calcite subcrystals indicate geochemical changes during burial. In both processes the original shape of crystals is preserved. It is believed that the dissolution and substitution of aragonite can occur near the surface, after the percolation of meteoric fluids. However, in carbonate platform sequences where sea level is stable or rising it can be expected that pores would still contain sea water and aragonite could be preserved even after burial (Tucker, 1986).

Intercrystalline pores could have formed inside some needles during neomorphism brought about by differences in the size of crystals. The later dissolution of calcite crystals near these pores in the center of needles formed intracrystalline pores (Fig. 10). Such pores are filled with spar calcite, dolomite and hydrocarbons.

Crystal fans occurring in the first levels and which are locally associated to ripples precipitated on an undulated substrate (Fig. 7). Currents potentially influenced this process which generated the limestone with megaripples of the base of the calcareous succession. Other crystals of the succession precipitated in relatively calm and deep waters, which allowed precipitation on a planar surface. The irregular shape of the base of some crystals is related to the covering of underlying fans. The convex shape of laminations between crystal fans suggests that the layout of these sediments occurred simultaneously to the formation of crystals, and the convex shape would have resulted from the breakage of laminations during crystal growth. The calcite crystals which form crusts between and at the base of crystal fans are likely direct precipitates in the substrates composed of small fibrous crystals originally of aragonite and later subjected to neomorphism (Fig. 7).

The abundance of crystals suggests a $CaCO_3$supersatured environment, strongly alkaline, likely in calm and moderately deep water (below the fair weather wave base) and directly below the water-sediment interface (Corsetti et al., 2004; Lorentz et al., 2004). The main causes for the precipitation of aragonite include changes in ocean circulation and temperature and in atmospheric CO_2, which together would create a rapid increase in the saturation of aragonite. The presence of micrite inhibitors such asFe^{2+} and Mn^{2+}, which are more abundant in anoxic water (Sumner, 2002), could justify the precipitation of aragonite. The sedimentation rate is also an important factor, since crystal fans are found in depositional environments with low sedimentation rates. In the Tangará da Serra succession, the formation of crystal fans was strongly influenced by sedimentation rate and the influx of terrigenous grains. In intervals where depositional components (terrigenous grains and mud) are more abundant, the size and amount of crystal fans is reduced. Indeed, in intervals where the size and abundance of fans is greater, the terrigenous grain content is considerably reduced while the mud content remains constant. The unusual relationship between the contemporaneous precipitation of crystal fans and mud can be explained by the resurgence model of Grotzinger and Knoll (1995), which suggests an interaction of deep, anoxic water masses and shallow, oxygenated water masses. According to Corsetti et al. (2004), crystalfans form in deep water masses and mud in mixtures of deep and shallow water, without necessarily greater alkalinity levels.

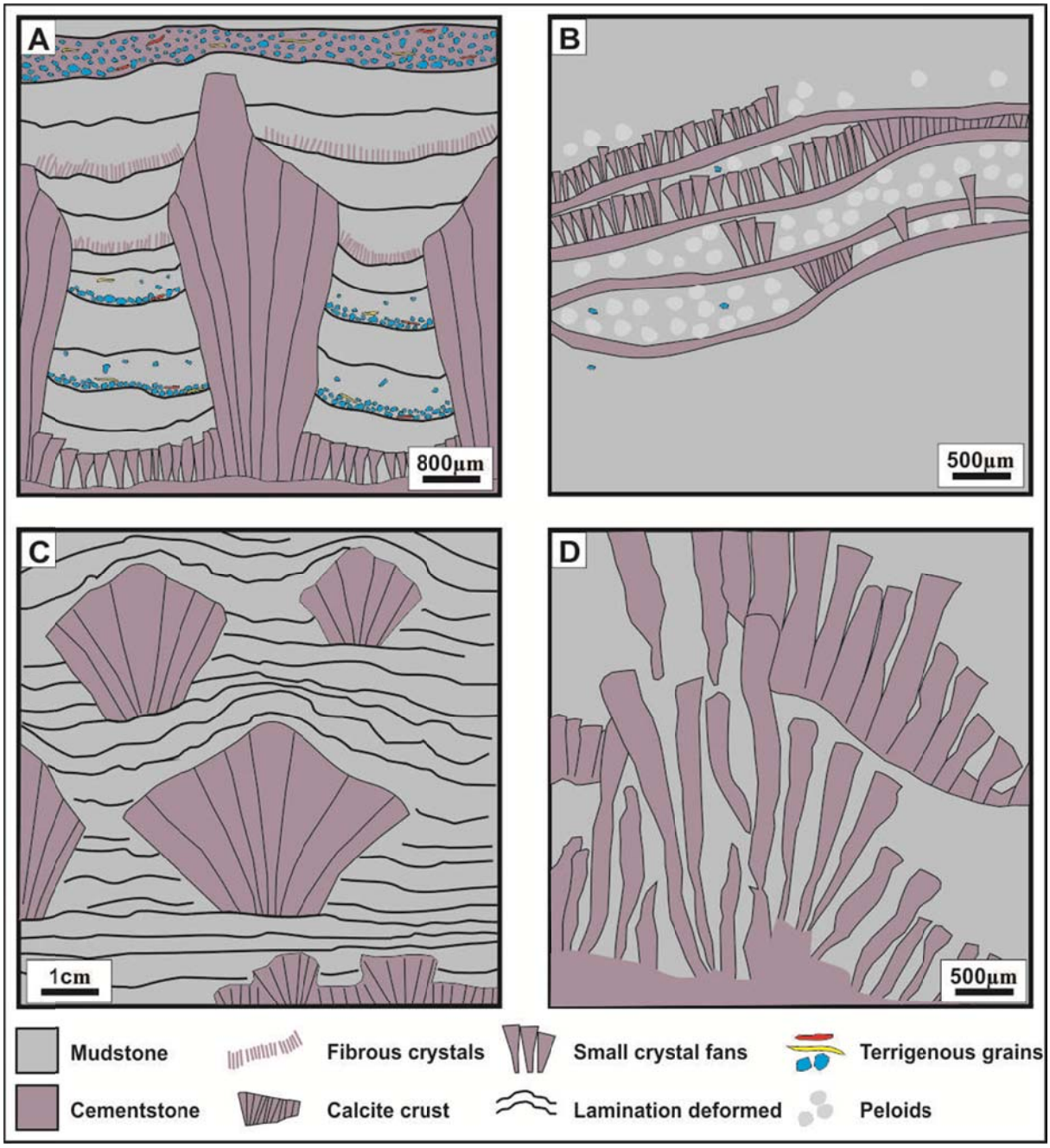

Fig. 7. Types of crystal fans. A) Most common crystal fans type in the calcareous succession, fans "cut" laminations with terrigenous grains and fibrous crystals. B) Small crystal fans which precipitated on an undulated surface where peloids also occur. C) Fans commonly found at the base of the succession. Note the deformation of the lamination associated to the growth of crystals; D) Calcite needles that do not form fans, generally associated to irregular surfaces.

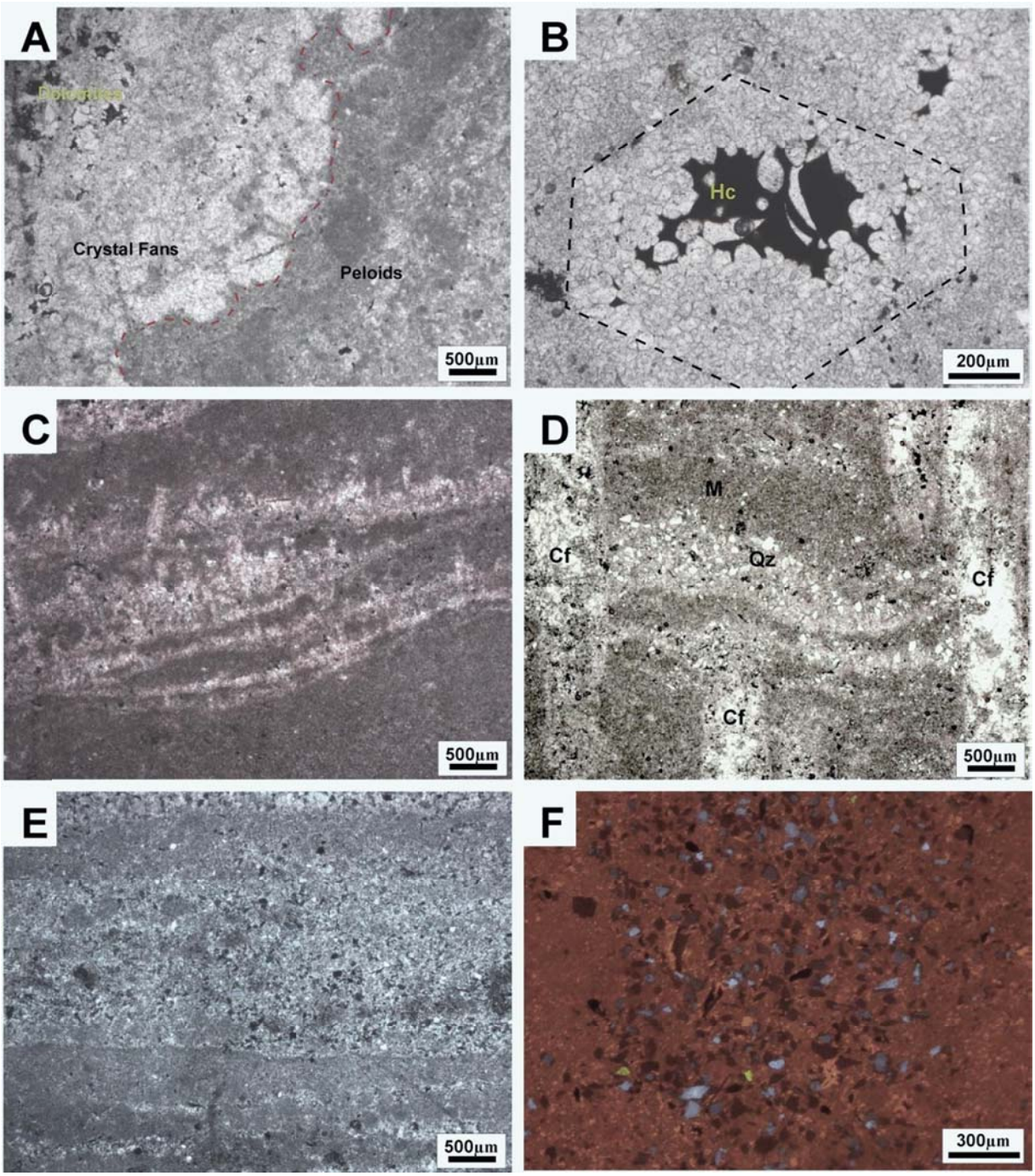

Fig. 8. Constituents of the Guia Formation. A) Crystal fans in plan view and peloids, dolomite substituting fans. B) Crystal fan needle filled with hydrocarbons (Hc), note calcite crystals with rounded and partially corroded edges in contact with hydrocarbons. C) Small crystal fans precipitated onto an undulated surface and connected by thin calcite crusts. D) Crystal fans (Cf) which cut laminations composed of microcrystalline calcite (Cm) and quartz grains (Qz). E) Laminations with terrigenous grains, opaque minerals and cement intercalated with micrite laminations. F) Cathodoluminescence of terrigenous grains. Blue grains are detrital quartz, non-luminescent grains are authigenic quartz and yellow grains are possibly feldspar.

6.2.3. Lime-mudstone

6.2.3.1. Micrite

Micrite is the second most important constituent in limestone of the Guia Formation (~50% of the rock at the base and 30-40% at the top of the succession). Micrite is characterized by anhedral calcite crystals between 5 and 8 μm (microspatic) and smaller than 4 μm (microcrystalline calcite). Some peloids are identified within the micrite, but are infrequent (Fig. 8A). Micrite occurs between crystal fans or forming a structureless laminae reaching up to 2mm thick, sometimes interbedded with mm-laminae of terrigenous grains (Fig. 8E). The grey to black color of micrite is mostly due to the presence of hydrocarbons in intercrystalline spaces. Micrite in the last 10 m of the succession is predominantly red in color by the presence of Fe and Mn oxides (Fig. 9C, D). Shale layers are micrite with disseminated silt-sized terrigenous grains and pyrite and has a well-developed fissility.

The original mineralogical composition of micrite is commonly preserved if compare with these observed in the crystal fans. In fact, a remarkable increment of the microcrystal size occurs. The concomitant precipitation of micrite and aragonite fans is intriguing; however the resurgence hypothesis is the most plausible because allow the formation of these microfacies at the same time in the depositional environment (Grotzinger and Knoll, 1995; Corsetti et al., 2004). The presence of some peloids could be related to biological activity, which itself could have played an important role in the precipitation of micrite. Fe oxide was not inhibiter of the precipitation of micrite and its insertion in this deposits occurred after to the deposition. Organic matter was deposited contemporaneously with micrite and after the thermal maturation generated hydrocarbons. The preservation of organic matter and the presence of pyrite suggest anoxic conditions during deposition. The fissility of micritic shale could have developed by the abundance of organic matter or linked to the developed of a very fine lamination (Ingram, 1953; Moon and Hurst, 1984).

6.2.3.2. Terrigenous grains and authigenic minerals

The most common terrigenous grains are quartz and muscovite and, subordinately, heavy minerals (tourmaline and zircon), biotite, microcline and plagioclase. Quartz grains are angular and subangular, moderately sorted and grain size between coarse silt to fine sand, with predominance of silt-size. Mica (muscovite and biotite) occurs as silt to sand sized. Feldspar (microcline and plagioclase) are subangular to subrounded and fine sand-size. Rare heavy minerals are generally subangular to subrounded and their grain size is very fine sand. Most terrigenous grains form laminations, and rarely occur disseminated with the exception of

some mica and rare quartz grains. Laminations with terrigenous grains are commonly cemented by subhedral calcite. Terrigenous material is very common in the base of succession, and progressively become sparse upsection. Terrigenous grains form thin laminations interbedded with shale beds and in the stylolite plans form pronounced concentrations.

Observed authigenic minerals are anhedral quartz crystals of fine to medium sand size, which are rare and present micrite inclusions. The small size of authigenic and terrigenous quartz is only differentiated using cathodoluminescence. Terrigenous quartz grains display dark blue luminescence, while authigenic quartz is non-luminescent (Fig. 8F). The composition of some yellow grains is difficult to determine, and they could be feldspar or a different type of quartz. Since they are translucent under natural light, these yellow grains are not composed of a Mn oxide.

The size, degree of rounding and composition of terrigenous grains suggests these components were subjected to little or no abrasion during transport, and that they likely reached the depositional environment by suspension. The fact that they occur predominantly in laminations suggests sporadic influxes of terrigenous material caused by storms which would send smaller grains to the deepest areas of the platform. The abundance of terrigenous grains in the lower part of Guia Formation is associated with migration of bedforms and oscillatory flows. The reduction in the abundance of terrigenous grains upsection and their relation with the shale layers indicate a cyclic influx of silicates downward the basin. Cementation by calcite would have occurred rapidly after deposition, as suggested by the subhedral shape of crystals and lack of mud between the grains. The provenance of terrigenous grains can be deducted from the cathodoluminescence analysis. Grains with blue luminescence could originate from volcanic activity or from contact metamorphism zones, while dark luminescent grains could arise from plutonic rocks (Augustsson and Bahburg, 2003). Non-luminescent authigenic quartz would have formed at temperatures under 300°C (Zinkernagel, 1978).

6.2.3.3. Iron and manganese oxides

Iron oxide generally occurs as dense aggregates and more rarely in cubic shapes, which can be disseminated or form laminations, sometimes replacing micrite. Dense aggregates are composed of microcrystals and vary greatly in size. Cubical Fe oxide crystals occur more disseminated and rarely aggregate. Well sorted, rounded and opaque mineral grains, generally of fine sand size, locally form discontinuous laminations. Manganese oxide

is found in association with dolomite rhombs, also at the top of the succession under study. Their shape is usually that of dolomite rhombs, or they form zones within dolomite (Fig. 9C, D). These Mn "rhombs" are located in spaces between calcite crystal fans, or disseminated in micrite. The presence of Mn oxide was confirmed by cathodoluminescence microscopy, where the mineral appears bright yellow-orange. Some of these crystals were also observed to contain micrite inclusions (dark red-orange).

Cubical Fe oxide crystals are products of the alteration of sulphides, likely pyrite, as indicated by the presence of sulphur by EDS (Fig. 9E). Thus, cubical Fe oxide crystals are the product of the oxidation of pyrite. The presence of pyrite suggests that dissolved sulphate was found in water and large amounts of organic matter were preserved in an anoxic environment (Berner, 1984). The precipitation of pyrite in marine environments is directly related to the activity of sulphate reducing bacteria (Tucker, 1991). The opaque minerals which form laminations likely consist of terrigenous material imported together with siliciclastic grains. These opaque grains could also represent the source of iron for Fe oxides which substitute micrite at the top of the succession. The occurrence of rhombs-shaped Mn oxide suggests that it substituted dolomite. However, the fact that Mn oxide forms zones inside some dolomite rhombs suggests that the Mn was already incorporated into the crystal's structure.

6.2.3.4. Cement

The main cements found in limestone are composed of calcite, clay minerals and dolomite. Calcite cement occurs as subhedral crystals in the interstices of terrigenous grains, or fills fractures with subhedral to anhedral crystals (Fig. 9F). Calcite which fills fractures is ferrous in nature. Clay minerals concentrate in stylolite planes and are generally impregnated by Fe oxides. Dolomite cement is characterized by rhomb crystals which occur in crystal fans or fractures commonly associated with hydrocarbons (Fig. 9F).

Calcite cement was formed by at least two different pathways: 1) intergranular calcite cement formed rapidly after the deposition of terrigenous grains; 2) calcite crystals occurring in fractures are usually of ferrous composition, which suggests precipitation in a burial environment. Clay minerals, which are restricted to stylolite planes, would represent residual insoluble material which precipitated after chemical compaction. The origin of ferrous dolomite cement, which occurs in fractures and is almost always associated with hydrocarbons and related to burial setting.

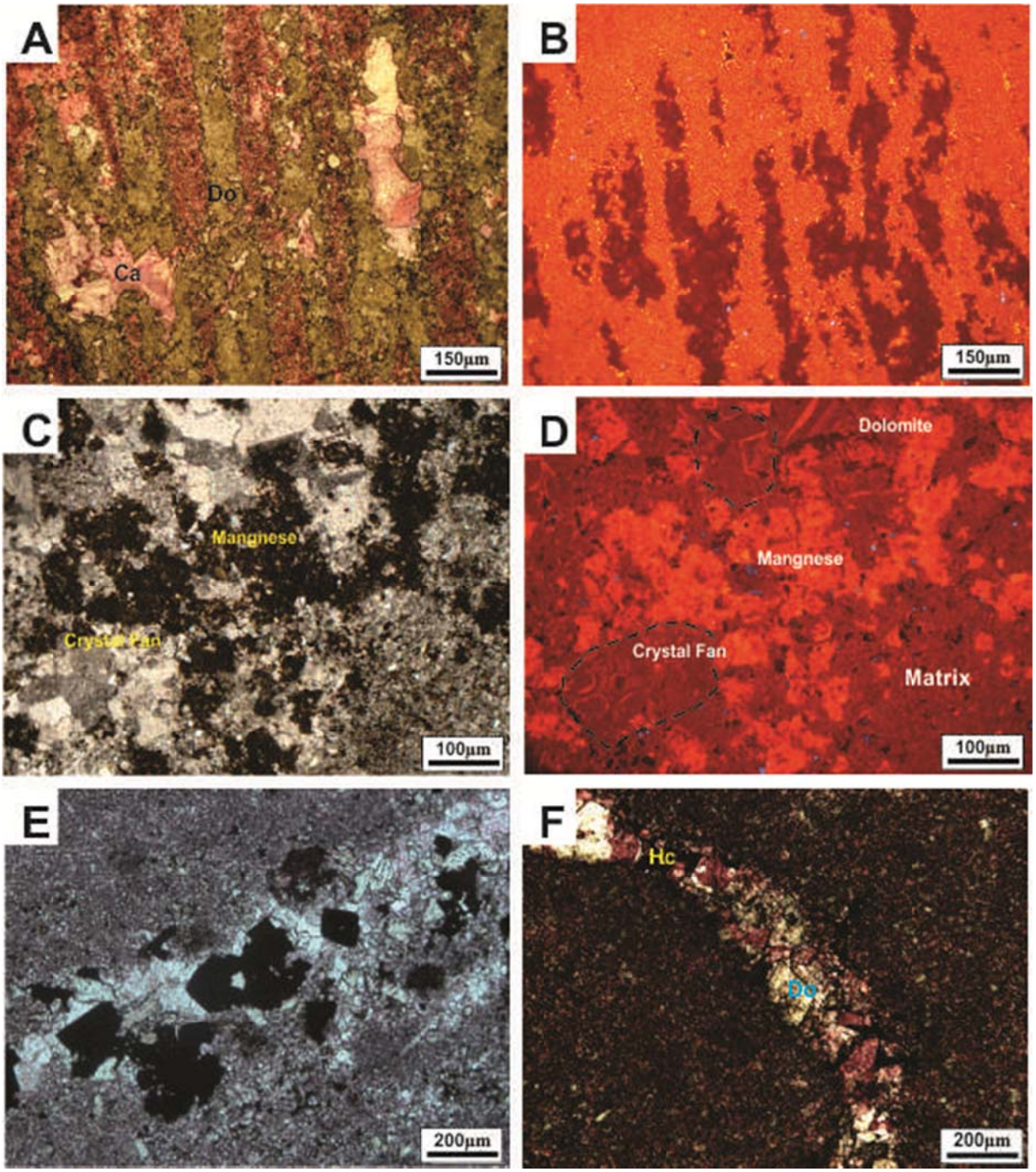

Fig. 9. Diagenesis of the Guia Formation. A) Partly dolomitized crystal fans with edges containing fine calcite subcrystals, and spar calcite crystals in the center. Note the olive green color of dolomite, which suggests a ferrous composition. B) Crystal fans with non-luminescent nuclei composed of ferrous dolomite. C) and D) Plane view of crystals under natural light (C) and cathodoluminescence (D). Crystal fans are substituted by mosaics of zoned subhedral crystals. Note the presence of Mn oxide which substitutes zoned dolomite rhombs. E) Cubical Fe oxide and hydroxide crystals, likely pyrite, associated with the calcite crust. F) Fracture filled with calcite, dolomite (Do) and hydrocarbons (Hc).

7. Hydrocarbons

Hydrocarbons are very rare in dolomite and are restricted to a few pores (~2%) and rarely fractures (<1%) (Figs. 4F and 5D). Contrarily to dolomite of the top of the Mirassol d'Oeste Formation in the region of the same name, dolomite of Tangará da Serra is practically devoid of hydrocarbons. The most likely explanation is the low permeability of dolomite due to the prevalence of vug pores with rare inter-pore connections, and rapid cementation which reduced primary porosity.

Hydrocarbons in limestone of the Guia Formation generally occur in intercrystalline pores, but they can also fill fractures or impregnate internal portions of crystal fan needles (Figs. 8B and 9F). While they are common throughout the limestone succession, three levels were identified where hydrocarbons form bitumen pockets.

The preservation of organic matter which formed hydrocarbons can result from accumulation in an anoxic environment. An anoxic depositional environment is confirmed by the occurrence of pyrite and facies which suggest restricted water circulation (black shale, fine laminated bituminous limestone and slump deposits).

The association of hydrocarbons with calcite and ferrous dolomite suggests that impregnation was the last diagenetic event of limestone. The origin of these hydrocarbons is provided by total organic carbon (TOC) data of the Mirassol d'Oeste region. TOC values between 1.02 and 1.33 % of bituminous limestone and shale of Guia Formation and the migration over short distances, mainly centimetric, indicate a primary origin for these hydrocarbons (unpublished data by Nogueira). Hydrocarbons percolate zones of lesser pressure represented by fractures and intracrystalline pores formed by dissolution inside crystal fan needles. Hydrocarbon migration must have occurred at least at two distinct times: 1) immediately after their formation, filling intracrystalline pores (Fig. 10 IV); and 2) after brittle deformation when fractures were percolation conduits. The hydrocarbons release was associated to compaction and development of porosity afterwards to the neomorphism (Fig. 10). The presence of hydrocarbons can inhibit neomorphism, since it reduces rock permeability (Longman, 1977). Indeed, the action of neomorphism is heterogeneous and did not completely affect the micrite. Neomorphosed zones generally do not contain hydrocarbons, while non-neomorphosed zones are still impregnated with hydrocarbons.

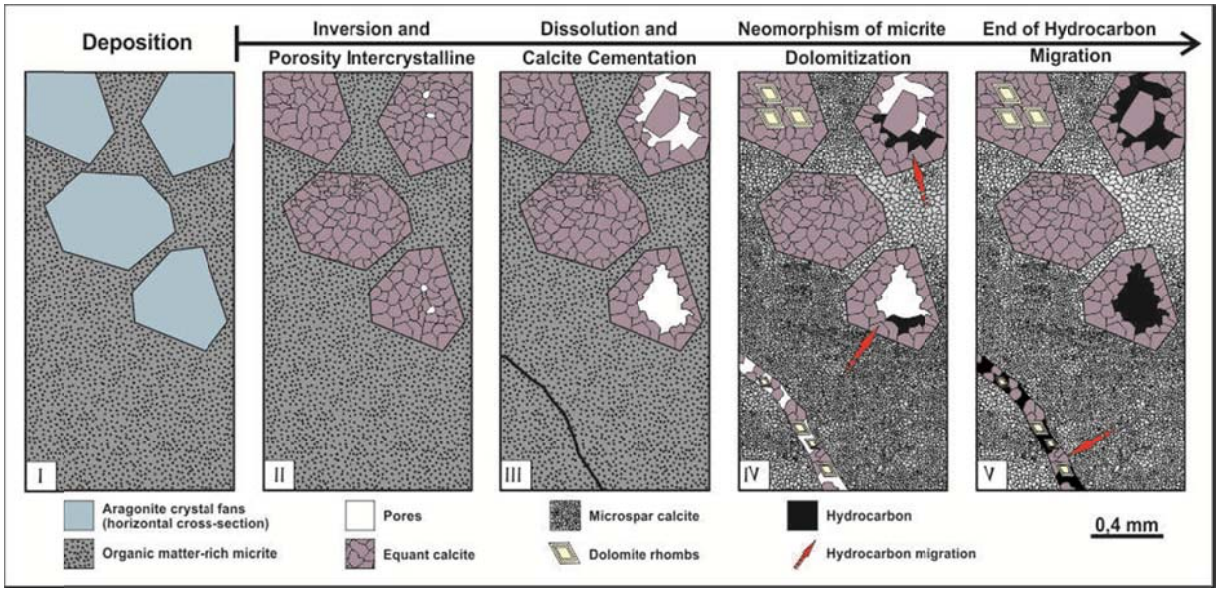

Fig. 10. Diagenetic sequence and hydrocarbon migration in Guia Formation limestone. I) Crystal fans and micrite during deposition. II) Inversion/neomorphism of aragonite fans into calcite fans and formation of intercrystalline pores. III) Dissolution of the inside of needles likely associated with the percolation of organic acids through intercrystalline pores, with fracturing occurring during burial. IV) Micrite neomorphism, fan dolomitization, fracture filling with calcite and dolomite and onset of hydrocarbon migration into intracrystalline pores. Note the difference in sizes of microsparite. V) End of hydrocarbon migration with fracture filling.

8. Diagenetic sequence

Early diagenetic processes are common in cap dolomite, while late diagenesis processes were more effective in the cap limestone. The primary precipitation of dolomite, crystal fans and micrite and probably tube structure origin are related to depositional processes. A possible explanation for the greater effectiveness of early diagenesis in dolomite is the stability of dolomite in burial environment and/or tectonic stability which did not produce extensive subsidence and burial during deposition. Such stability of the subsidence rate for the first meters of the studied succession could be related to post-glacial rebound (Nogueira et al., 2003). Additionally, synsedimentary deformation suggests that uplift events occurred during deposition of Mirassol d´Oeste Formation (unpublished data by Soares). Thus, shallowwaters settingsduring deposition of cap dolomite could have persisted some thousands of years allowing the long duration of early diagenesis processes.

The Guia Formation was deposited in an environment where accommodation space was constantly being created during the maximum flooding, with terrigenous inflow of the continent or provided of the basin floor. The high accumulation rates culminated with a more progressive burial in the basin. Early diagenetic processes must have been more effective immediately after deposition due to the instability of Mg-rich calcite and aragonite in burial

environments. The percolation of meteoric fluids could have favored the alteration of Mg-rich calcite and aragonite. If sea water had still been present in pores, the diagenetic effects would have been more effective long after the burial.

The main diagenetic processes identified in the Mirassol d'Oeste Formation are: 1) neomorphism of pristine dolomite; 2) development of vug and intercrystalline porosity; 3) euhedral dolomite precipitation in pores; 4) synsedimetary fracturing; 5) precipitation of calcite and quartz in pores and fractures; 6) chemical compaction; 7) replacement of Fe oxide and hydroxide precipitation and 8) hydrocarbon migration. Diagenetic processes of the Guia Formation are characterized by: 1) sulphite (pyrite) precipitation; 2) calcite cementation; 3) crystal fan and micrite neomorphism; 4) development of porosity inside crystal fans by dissolution; 5) cementation of calcite in crystal fans; 6) dolomitization of crystal fans and the matrix; 7) chemical compaction; 8) fracturing; 9) precipitation of ferrous calcite and ferrous dolomite in fractures; 10) hydrocarbon maturation and migration; 11) replacement of pyrite and micrite by Fe oxide and hydroxides; and 12) replacement of dolomite rhombs by Mn oxides. These processes are summarized in Figure 11.

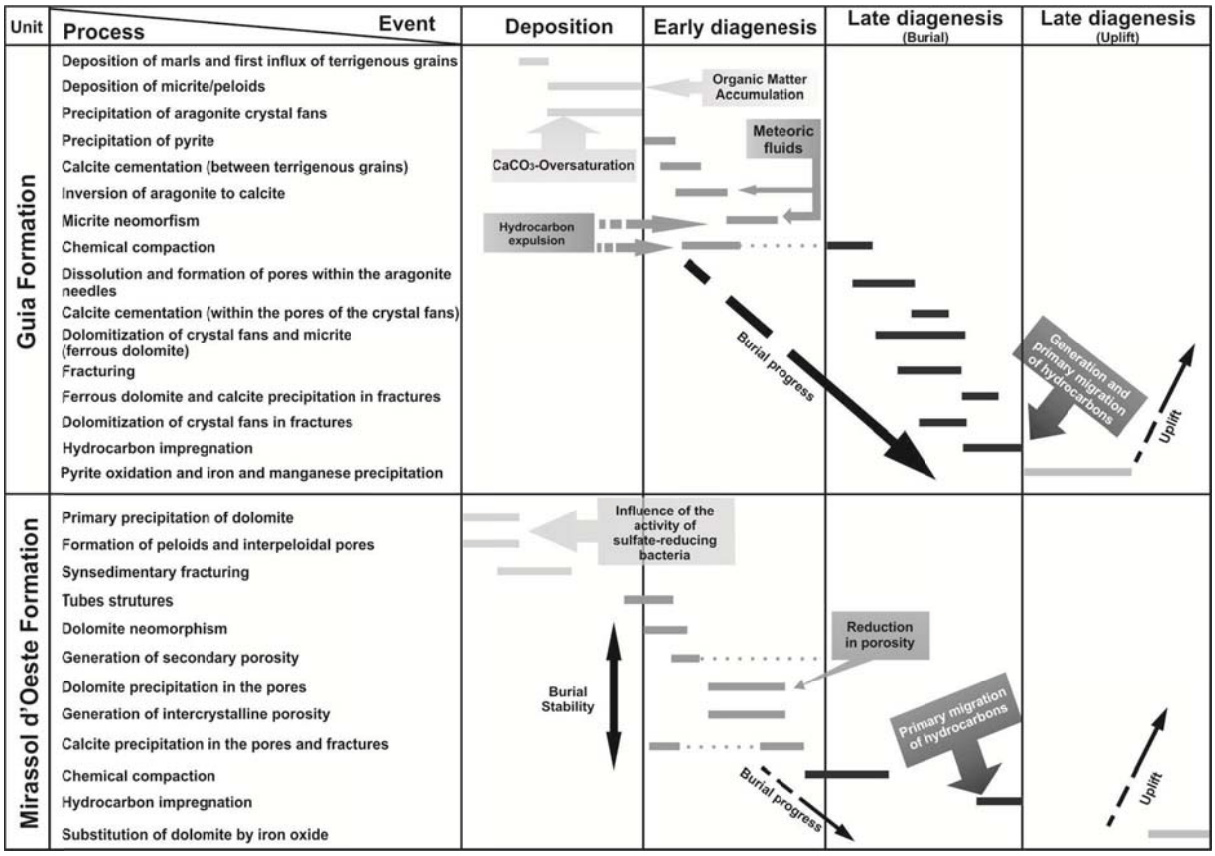

Fig. 11. Depositional and diagenetic processes and diagenetic sequence of the carbonate succession of the Tangará da Serra, Brazil.

8.1. Early diagenesis

In the Mirassol d'Oeste Formation, the first significant early diagenetic event was the neomorphism of microcrystalline dolomite crystals. Microspatic dolomite is more common in dolograinstone laminations which should be more permeable, and as such it was more affected by meteoric waters with a high Mg/Ca ratio. This permeabilityfavored the development of vug porosity by dissolution. Pore-lining rhomb dolomite crystals then precipitated. Euhedral dolomite rhombs of the Mirassol d'Oeste Formation were formed after deposition and precipitated mostly in pores, potentially with the contribution of surface sea water trapped in pores after the rapid cementation. The growth of dolomite crystals favored the development of intercrystalline porosity. Dolomite rhomb cementation was the main porosity-reducing agent. Tube structures remain the most enigmatic features of carbonate layers, and are generally associated to the escape of methane gas or the growth of stromatolites (Kennedy et al., 2001; Corsetti and Grotzinger, 2005), but in some cases their origin seems to be contemporaneous to deposition (Font et al., 2006; Corsetti and Grotzinger, 2005). Fractures are generally interpreted as products of diagenesis in deep burial environments. However the fractures in the Mirassol d'Oeste dolomite, which are limited by stylolites and which occur together with synsedimentary deformations, likely originated in environments near the surface. The rapid cementation of dolomites followed by tectono sedimentary stress could have resulted in the appearance of fractures in shallow environments (unpublished data by Soares).

The early diagenesis of limestone of the Guia Formation began with the precipitation of pyrite and the cementation of calcite in intergranular spaces. Pyrite precipitated in anoxic conditions, likely through the activity of sulphate-reducing bacteria accumulating organic matter. Calcite cement was formed immediately after the deposition of terrigenous grains and is interpreted as marine phreatic cement. The main early diagenetic process of the Guia Formation limestone is neomorphism. Neomorphism distinguishes itself by crystal fans and may have begun during early diagenesis, through the influence of meteoric fluids. The shape of fans, similar to that of aragonite crystals but with a calcitic composition, is the main evidence of neomorphism/inversion of aragonite to calcite. During or soon after the inversion of aragonite to calcite, microcrystalline calcite which composed the carbonate mud (micrite) was partially changed to microspar calcite through neomorphism, however without significant changes in mineralogy. The formation of microspar calcite would be linked to the removal of Mg ions, removed from Mg-rich calcite by Mg-poor fluids (Folk, 1974; Longman, 1977). The

Mg thus liberated could increase the Mg/Ca ratio and then enable the dolomitization of limestone.

8.2. Late Diagenesis (Burial)

Evidence of late diagenesis in dolomites of the Mirassol d'Oeste Formation are restricted to chemical compaction, migration of hydrocarbons and the development of intracrystalline porosity. Chemical compaction is characterized by the occurrence of stylolite planes, produced by dissolution or pressure at the onset of late diagenesis. The formation of intracrystalline pores in pore-lining dolomite rhombs could have been caused by organic acids associated to the later migration of hydrocarbons. Hydrocarbon migration occurred after the formation of dolomites, and represents the last diagenetic event. Migration could have been limited by the low permeability of dolomites, where porosity was reduced by cementation and the formation of vug pores.

In the Guia Formation limestone, late diagenetic processes are characterized mostly by dolomitization, chemical compaction, fracturing and hydrocarbon maturation and migration. Dolomitization mostly affected the first levels of Guia limestone. Dolomitic marl was potentially influenced by the same fluids which created the dolomite of the Mirassol d'Oeste Formation. Indeed, the occurrence of grains with corroded edges and clay in intercrystalline spaces suggest that clay could have been substituted by dolomite. Clay is mainly concentrated in dissolution seams as insoluble residual material after the compaction of dolomites.

In limestone, dolomitization partially affected the micrite, while crystal fans were completely of partially dolomitized. Dolomite crystals are common in some crystal fans and could have contributed to the formation of new porosity and hydrocarbon impregnation. In the intermediate portion of the succession, an extensive limestone zone which is completely dolomitized is found. Components of the lime-mudstone and cementstone microfacies were substituted by dolomite by mimetic replacement. The dissolution followed by precipitation of ferrous dolomite and calcite in crystal fans. Fracturing occurred in the subsurface and could be related to tectonic stress. The precipitation of calcite and ferrous dolomite, and also the impregnation of hydrocarbons in fractures indicate diagenetic processes of deep burial environments. The association of hydrocarbons and ferrous dolomite supports this interpretation, since the latter is often associated with deep and/or hydrothermal environments (Tucker and Wright, 1990; Warren, 2000).

The maturation of organic matter generates moderate quantity of hydrocarbons afterwards released to the porosities. The migration of these hydrocarbons was the last burial

diagenetic event in the cap carbonate of the Tangará da Serra region. The Mirassol dolomites of the base of the succession can be considered as reservoir rocks. This particular relationship between generator (Guia) and reservoir (Mirassol d'Oeste) is explained by a lateral correlation suggesting certain diachronism. The possibility of other sources such as rocks of the Parecis Basin is not completely discarded, but seems improbable.

8.3. Late diagenesis (Uplitf)

Evidence of late diagenesis related to uplift is restricted to the replacement and precipitation of Fe oxides-hydroxides in both units. The source of Fe in the Guia Formation was possibly opaque minerals which were transported together with detrital grains during terrigenous influx. The presence of Fe oxide in dolomite is very restricted. It occurs mainly through the substitution of microcrystalline dolomite. The source of Fe in this case is open to debate. Font et al. (2005) found detrital hematite and magnetite in the dolomite of the Mirassol d'Oeste region. The Fe could originate from the alteration of these minerals, however neither is found in Tangará da Serra. In both units, under subsurface reducing conditions, the Fe would be dissolved and it would precipitate as hematite in oxidizing surface conditions. The precipitation of Mn oxide can also be a diagenetic process related to uplift, and it is observed at the same level as Fe oxide precipitates.

9. Potential of the cap carbonate

The paleoenvironmental and diagenetic evaluation of the base of the Guia Formation provide additional data about its potential as a source rock. Deep platform shale and bituminous carbonates, extending over 400 km along the south of the Amazon Craton and the Paraguai Belt putatively becomes this unit asa potential source rock of the "Araras Petroliferous System". The indigenous nature of the bitumen is indicated by its restriction to strata of the Guia Formation, and its remobilization does not seem to have gone beyond the limits of the unit except at the top of the overlying Mirassol d'Oeste Formation. This unit in homonymous region exhibits stromatolites with fenestral porosity filled with bitumen not found in Tangará da Serra. Even though this work is restricted to neoproterozoic deposits of the Araras Platform, the proximity of the Paleozoic Parecis Basin to the north of the study area indicates that the Guia Formation will could contribute as source rock with these Paleozoic petroliferous system. Synsedimentary deformed beds exhibit approximately above of 20% of the porosity which is sufficient for the accumulation of hydrocarbons (unpublished data by Soares). The extension of bitumen occurrence in cap carbonates in this Ediacaran

petroliferous system is still unknown. This study, despite being localized, provides important information which in the future could be expanded to confirm the potential of Brazilian cap carbonate. Future studies should focus on the maturation and migration of hydrocarbons which form part of a potential "Araras Petroliferous System".

10. Conclusions

The petrologic study of carbonates of the Tangará da Serra succession revealed some of the main characteristics of the two units under study:

1) Two microfacies were described in the Mirassol d'Oeste Formation: peloidal dolograinstone and dolomudstone/packstone. Two microfacies were also described in the Guia Formation: cementstone and lime-mudstone. Dolomitic marl and calcitic shale also occur to a lesser extent.

2) The preservation of depositional structures (laminations), pores and peloids (mainly macropeloids) suggests that dolomite of the Mirassol d'Oeste Formation is partly primary. Magnesium likely originated from sea water and precipitation would be attributed to the activity of sulphate-reducing bacteria. This hypothesis is supported by the presence of peloids (micro- and macropeloids) in dolomite which suggests biological activity.

3) Dolomite of the Mirassol d'Oeste Formation is less diagenetically altered than limestone of the Guia Formation. This difference arises from eustatic compensation in dolomite caused by post-glacial rebound, and progressive burial and the generation of accommodation space for limestone. Meteoric fluids could have favored the inversion of aragonite to calcite in crystal fans of the Guia Formation.

4) The growth of pseudomorphous calcite crystal fans after aragonite would have occurred at the same time or immediately after the deposition of carbonate mud. The presence of crystal fans in Guia limestone is related to $CaCO_3$oversaturation events, with high alkalinity and deep, calm waters. The uncommon association of crystal fans and micrite as contemporaneous precipitates could arise from resurgence events. The only factor which seems to effectively interfere with the growth of Guia Formation crystal fans is the rate of influx of terrigenous material.

5) Limestone of the Guia Formation was deposited in a deep (below the fair weather wave base) and anoxic environment, as suggested by the occurrence of pyrite crystals and the preservation of organic matter which gave rise to the hydrocarbons present in the unit.

6) Stylolite planes and fractures are common throughout the carbonate succession; however fracture genesis in either unit seems to be distinct. Dolomite fractures can be associated only

to synsedimentary deformation of these deposits, while limestone fractures are associated to burial (filled with calcite and ferrous dolomite, and also hydrocarbons) and more rarely to the deformation which occurs near neptunian dykes.

7) Hydrocarbons are rare in dolomite when compared to limestone of the upper portion of the succession. As opposed to dolomite of the top of the Mirassol d'Oeste Formation in the region of the same name, Tangará da Serra dolomite is practically devoid of hydrocarbons. The most likely hypothesis for this is the low permeability of the dolomite. Hydrocarbons of the Guia Formation could have originated by the organic matter maturation of limestone and shale.

The cap carbonate succession described here is similar to most other coeval Marinoan caps worldwide, putatively associated an extraordinary and non-recurring global precipitation event in the geological history. In contrast, the cap carbonate diagenesis is regional, completely dependent of the tectonic, thermal and burial history of the basin in which was deposited. The Neoproterozoic cap carbonate in Tangará da Serra provides important information about the hydrocarbons potential that can be used in the future in others Ediacaran successions. This assertion opens a new perspective for a better understand of maturation and migration history of hydrocarbons of "Araras Petroliferous System" installed during Neoproterozoic in the south of the Amazon Craton.

CAPÍTULO 7

7. ARTIGO 3.

SYNSEDIMENTARY DEFORMATION AND THE RECORD OF PALEOSEISMICITY IN THE MARINOAN CAP CARBONATE OF SOUTHERN AMAZON CRATON, BRAZIL

Joelson Lima Soares[1], Afonso César Rodrigues Nogueira[1], Claudio Riccomini[2], Fábio Domingos[3]

[1] Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Av. Bernardo Sayão, s/n, Guamá, 66075-110, jlsoares@ufpa.br, anogueira@ufpa.br.
[2] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-080, São Paulo, SP, Brazil, riccomin@usp.br; bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq
[3] Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Av. Bernardo Sayão, s/n, Guamá, 66075-110, fabiodomingos@hotmail.com

Abstract

Event layers in Neoproterozoic cap carbonate recording Post-Marinoan sinsedimentary seismicity in the southwestern Amazon Craton, Brazil. The 35 m-thick cap carbonate overlies glaciogene sediments related to the Marinoan glaciation (635 Ma) and comprises two units: the lower one is a cap dolomite (~15 m thick) and upper cap limestone (~25m thick). Cap dolomite includes pinkish crystalline dolostone with even parallel lamination, stratiform stromatolites, eventual tube structure and megarriple bedded peloidal dolostone interpreted as shallow (euphotic) platform deposits. The cap limestone onlaps the cap dolomite and consists of red marl, grey to black bituminous lime mudstone, bituminous shale with abundant calcite crystal fans (pseudomorphs after aragonite) and even parallel lamination interpreted as moderately to deep platform deposits. Five successive events of sinsedimentary deformation were recognized in the cap carbonate exposed in the Mirassol d´Oeste and Tangará da Serra, Central Brazil: Event 1 – large to small-scale load cast structures in the contact between dolostones and glaciogene sediments; Event 2 – stromatolitic lamination truncated by tube structures; Event 3 – vertical to subvertical fractures and faults and large-scale syncline and anticlynes with chevron folds; Event 4 –conglomerate and breccia filling neptunian dykes limited by undeformed beds; and Event 5 –slump e sliding deposits only in the upper part of cap limestone. The Event 1, was produced by hydroplastic dynamics probably induced by isostatic rebound during the ice cap melting in the final stages of Marinoan glaciation. The Event 2 and 5 have autocyclic nature related to depositional processes. The Event 2 is linked to fluid and methane escape from organic degradation of microbial mats and domes that formed tubestones; the Event 5 is associated to collapse and sliding/slump in the platform and slope. The consistent orientations of sinsedimentary faults, fractures and folds of events 3 and 4 are consistent with a regional extensional tectonics associated with earthquakes that triggered sediment deformation. The 200 km that separate the occurrences of cap carbonate suggest that important seismic events took place during early Ediacaran in the southern Amazon Craton.

Keywords: Sin-sedimentary deformation, Event layers, Earthquakes, Neoproterozoic, Cap Carbonate.

1. Introduction

The current interpretations of stratigraphic sequences have been related as cyclic origin throughout the world. Therefore, short and episodic intervals in the sedimentary record have been described in several deposits of marine and continental environments (Dott, 1996; Einsele, 1996; Einsele et al., 1996). These episodic or catastrophic layers are well documented in Phanerozoic successions generally interpreted as result of regional and global mechanisms related to seismicity, storms/tsunamis and meteorites impacts (Ringrose, 1989; Pratt, 1994; Cita et al., 1996; Einsele et al., 1996; Alvarez et al., 1998; Bhattacharya and Bandyopadhyay, 1998; Bouchette et al., 2001; Hassler et al., 2001; Pratt, 2001; 2002a; 2002b). While the meteorite impacts deposits have particular features as shocked quartz, deformed beds around of a crater impact morphology (Alvarez et al., 1998; Lana et al., 2007), seismic disturbance are poorly understand and lack specific criteria for its recognition. Generally these layers have deformed beds correlated for a long distance and a specific stratigraphic interval (Allen, 1986).

Precambrian deformed beds in carbonates have been recorded by several authors. Pratt (1994) was the first to explain the deformation in carbonate rocks of Mesoproterozoic Altyn Formation, USA as produced by seismicity related to earthquakes. Kennedy (1996) described in detail deformational features in a Neoproterozoic cap carbonate in Australia, without discuss their possible triggering mechanisms. Neoproterozoic cap carbonates are found in several cratonic regions of the world and generally display negative $\delta^{13}C$ excursions (Hoffman and Schrag, 2002; James et al., 2001; Lorentz et al., 2004; Halverson et al., 2005; Nogueira et al., 2007). In Brazil, Nogueira et al. (2003) studied a Neoproterozoic cap carbonate in the southern Amazon Craton and described a basal contact with large-scale load cast structures produced by soft deformation during isostatic rebound. They also described slump features and neptunian dykes produced by seismicity. This paper presents a detailed reappraisal of the sinsedimentary deformational layers in approximately 50m thick occurrences of Ediacaran cap carbonates in the southern Amazon Craton studied by Nogueira et al. (2003). The cap carbonate exposed in Southern Amazon Craton, Brazil, belongs to the base of the Araras Group and is characterized by pinkish dolostone that overlies glaciogene diamictites. Limestones with crystal fans cover the cap dolomite and are interpreted as deep platform deposits. These carbonate succession are post-glacial record of the Neoproterozoic low-latitude glaciations (Hoffman et al., 1998; Hoffman and Schrag, 2002; Halverson et al., 2005; Moczydlowska, 2008). In this work we also discuss the mechanisms of soft

deformation attributed to earthquakes activity from early tectonic events occurred in the southern margin of the Amazon Craton.

2. Geologic Setting and the Cap Carbonate

The carbonate platform studied in this work is the Ediacaran Araras Group, which has excellent exposures in the southern Amazon Craton and Paraguay Belt, central part of Brazil. The studied carbonate succession corresponds to the Mirassol d'Oeste and Guia formations that compose the base of Araras Group according to the stratigraphic proposal by Nogueira and Riccomini (2006). These units overlay immediately the Neoproterozoic glaciogenic diamictites of Puga Formations with no evidence of significant depositional hiatus. The contact is characterized by a sharp undulated surface. These Marinoan cap carbonate exposed in the southern Amazon Craton is considered the most complete succession for displaying all the typical features described worldwide (Nogueira and Riccomini, 2006; Soares and Nogueira, 2008). The main occurrences of these cap carbonate are found in the Mirassol d'Oeste and Tangará da Serra regions (Fig. 1).

The region of the Southern Amazon Craton was affected by the Brasilian-Pan African Tectonic Collision that ended the Cambrian to lower Ordovician (540-490 Ma) formed the Paraguay Belt. This tectonic event is also defined as Paraguay Orogenesis (Basei and Brito Neves, 1992). The amalgamation of the Gondwana in the Neoproterozoic-Cambrian lead to the closing of the Ediacaran Clymene Ocean between the Amazon Craton and Central Gondwana (Tohver et al., 2010). An extensional event at the final phase, of the Cambrian period, produced granitogenesis dated at 518 Ma (Mcgee et al., 2012). The Early Paleozoic was marked by installation of the Paraná and Parecis basins (Fig. 1).

In the southeastern of the Amazon Craton, the undeformed and unmetamorphosed sedimentary rocks show subhorizontal bedding, dipping gently to northwest. The diamictites of Puga Formation and carbonate rocks of Araras Group are exposed in the edge of the Amazon Craton (Nogueira et al., 2003; 2007). Siliciclastic rocks of the Alto Paraguai Group covered unconformably (erosive and sharp) the diamictites and carbonates rocks (Silva Jr. et al., 2007). This siliciclastic unit in the Paraguay Belt records the filling up of a foredeep basin after the final amalgamation of western Gondwana in the earliest Phanerozoic (Bandeira et al., 2007).

According to Nogueira and Riccomini (2006) the 1200m thick Araras Group is formed by four lithostratigraphic formations: Mirassol d'Oeste (dolostones and stromatolites), Guia (limestones and shales), Serra do Quilombo (dolostones and breccias) and Nobres

(dolostones, stromatolites and sandstones). The Mirassol d'Oeste and Guia formations, interpreted as cap dolostone and cap limestone, respectively, are exposed only in the southern margin of the Amazon Craton. The Mirassol d'Oeste Formation is 15 m thick, and contains fine pink dolostone, stromatolites and peloidal dolomite interpreted as shallow (euphotic) to moderately deep platform. The Guia Formation is approximately 35 m thick, onlaps the cap dolomite and consists of red marl, grey to black bituminous lime mudstone and shale with calcite crystal fans (pseudomorphs after aragonite) and even parallel lamination interpreted as moderately to deep platform. The cap dolomite represents an important global stratigraphic boundary for characterized the base of Ediacarian Period in South America.

The Puga diamictite is abruptly covered by the cap carbonate of the basal Araras Group record the drastic changes of glacial climate conditions for the greenhouse effect, which is consistent with the hypothesis of Snowball/Slushball Earth (Hoffman and Schrag, 2002; Nogueira et al., 2003). These hypotheses suggest which the planet was covered in ice, which exception of the equatorial zone, for millions of years (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998; Hyde et al., 2000). The sudden disappearance of these conditions was followed by fast ice-melting, over a few hundred years, culminating in the appearance of greenhouse effects triggered by volcanic eruptions. Such global events occurred at least twice with widespread glaciations during the Cryogenian (~725 Ma and ~635 Ma). The younger glaciation called Gaskiers (~580 Ma) is neither globally distributed and is not overlain by cap carbonate, therefore your deposits is correlated laterally with carbonate successions displaying negative $\delta^{13}C$ anomaly (Halverson et al., 2005).

The age of the sedimentary rocks of the southern margin of the Amazon Craton was estimated between 630 and 520 Ma based on $\delta^{13}C$ isotopes, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and paleomagnetic data (Trindade et al., 2003; Alvarenga et al., 2004; Tohver et al., 2006). The minimum depositional age of 541 Ma for these sedimentares rocks in the Amazon Craton and Paraguay Belt is based on U-Pb dating of detrital zircon of the Diamantino Formation (Bandeira et al., 2012). Babinski et al. (2006) also using Pb-Pb isochrones obtained depositional ages of 627±32 Ma for dolostone of Mirassol d'Oeste Formation in Mirassol d'Oeste region. Romero et al. (2012) using used the same method and obtained depositional ages of 622±33 Ma for the limestone at the base of the Guia Formation in Tangará da Serra (Fig. 1). These authors also suggested ages between 620 and 630 Ma based in $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. Font et al. (2010) used paleomagnetic data and estromatolitic lamination measurements on modern analogs to estimate the depositional time of the cap carbonate in Brazil as ranging from 10^4 to 10^6 years old.

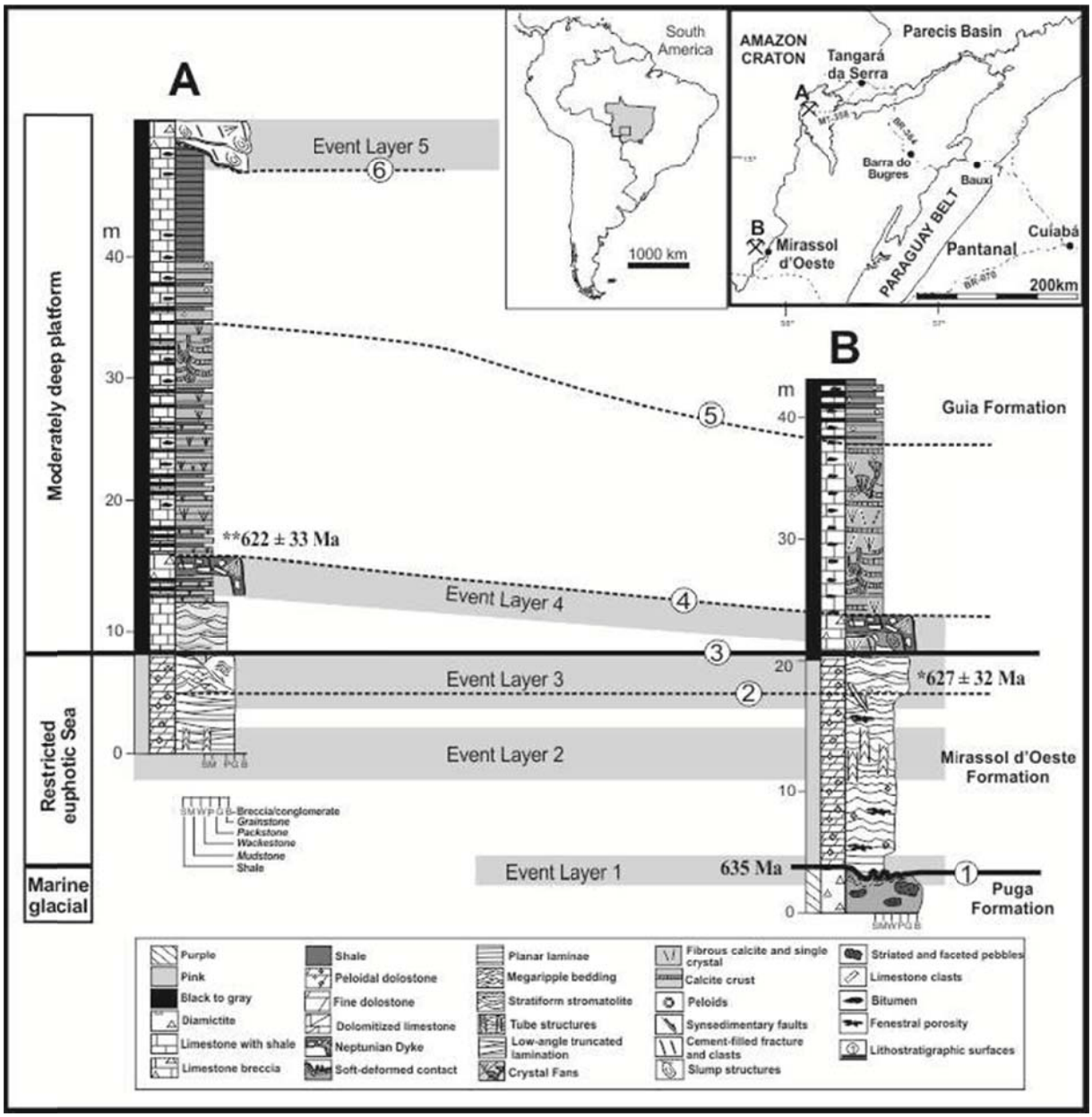

Fig. 1. Measured sections of Araras cap carbonate in the Southern Amazon Craton. sedimentary facies and paleoenvironmental interpretion are indicated in the profiles of Tangará da Serra (a) and Mirassol d'Oeste (b) regions in the central Brazil. Grey bands identify the correlated sinsedimentary deformation zones (explanations in text). lithostratigraphic surfaces (1-6) are indicated in circles. Modified of Nogueira and Riccomini (2006) and Soares and Nogueira (2008). Ages data were obtained by (*) Babinski, et al. (2006) and (**) Romero et al. (2012).

3. Depositional Setting

3.1. Restricted euphotic Sea

Description

The evidence of restricted euphotic seas is recorded in 15m thick dolostone of Mirassol d'Oeste Formation by stromatolitic dolostone with fenestral lamination, tube structures, peloidal dolostone with even parallel and quasi-planar lamination to low-angle truncations and megaripple bedding. Stromatolites at the base of Mirassol d'Oeste Formation are generally stratiform and irregularly undulate, whilst upsection show locally domal shape (Fig. 2A).

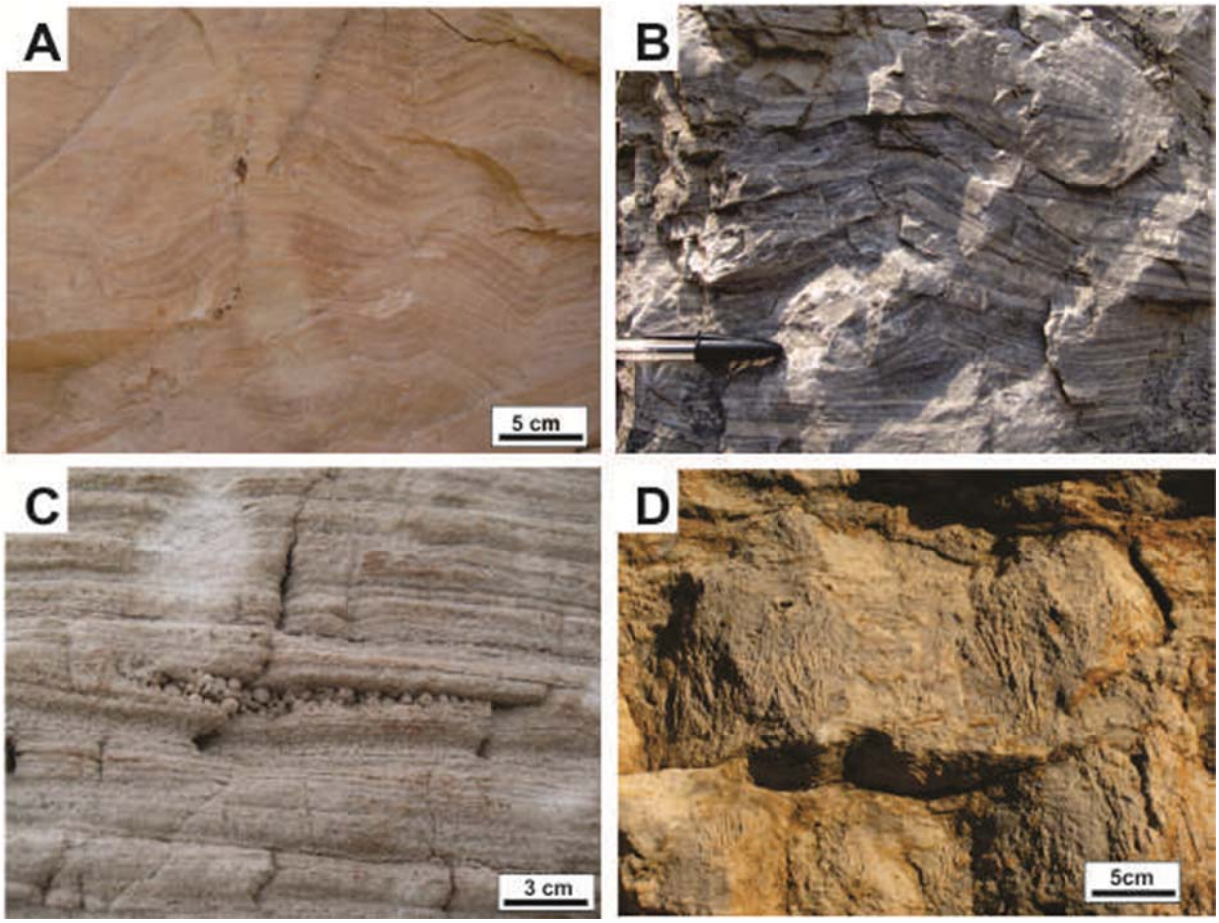

Fig. 2. Araras Cap carbonate features. A) Pinkish dolostone with domal stromatolite. B) Megaripple bedded peloidal dolostone with lamination highlighted by bitumen (dark color)n. C) Macropeloids between quasi-planar lamination to low-angle truncated of cap dolostone. D) Centimeter crystal fans in undulated beds of the Guia limestones.

Sinsedimentary faults and fractures locally displace and deform the stromatolitic lamination. Tube structures are commonly found in the stromatolites. These tube structures are exclusive of the cap dolostone, always associated with the top of domal stromatolites (Romero et al., 2011). Convolute laminations and breccia levels occur locally, deforming the even parallel and stromatolitic laminations. The upper part of the Mirassol d'Oeste Formation

is characterized by dolostone with quasi-planar lamination to low-angle truncations and megaripple bedding (Figs. 2B and C). Variations in the thicknesses of the quasi-planar lamination reflect the different sizes of the microcrystalline peloids.

The megaripple bedding is complex, formed by internal climbing wave ripple-lamination. Megaripples exhibit 3m long crests and pass laterally to even parallel lamination, with wavelengths ranging from 0.15 to 2 m and display amplitudes ranging from 10 up to 20 cm. The climbing wave ripple-lamination changes gradually from "migratory" to "gradational" stages. The gradational laminations are usually thinner, ranging from 2mm up to 15mm and is outlined by prominent bitumen filling while the migratory laminations are thicker and show relatively less bitumen. Different of the other places in the world, the bitumen in these rocks outlined the structures. The even parallel lamination is up to 2mm-thick and has a high concentration of bitumen. The crests of megaripple bedding and climbing wave-ripple- lamination are oriented predominantly along SW-NE trend.

Interpretation

Stratiform, domal and irregular undulated stromatolites in Mirassol d'Oetse dolostone were interpreted as originated in low energy conditions, below the storm wave base. According Nogueira et al. (2003), the main supporting evidences of this interpretation are: (1) the predominance of micritic lamination; and (2) the lack of sedimentary structures suggestive of shallow waters (tidal, wave, storms or exposure features).

The occurrence of even parallel lamination, quasi-planar with low angle truncated lamination and megaripple bedding are compatible with moderately deep-waters above the storm wave-base. These structures were formed by alternation between suspension and oscillatory flows. The abundance of peloid indicates intense microbial activity inducing carbonate precipitation.

The megaripple bedding indicates bedform migration induced by oscillatory flow, sometimes with predominant unidirectional vector. This condition is demonstrated by succession of structures ranging from even parallel to quasi-planar lamination and supercritically-climbing wave ripple-lamination. The stacking bedform crests displaying a swing upward evidences oscillatory flow (De Raaf et al., 1977). Allen and Hoffman (2005) suggested that megaripples in cap carbonates, were formed under conditions of extreme winds. The paleocoast direction is approximately parallel to the SW-NE trend observed in the megaripple crests measured in the field.

The microbial origin of peloids and organic matter, usually bitumen, in the cap dolostone was proposed by Elie et al. (2007), by analysis of biomarkers. Molecular fossil red algae and photosynthetic bacteria sulfur (green algae) within bitumen indicates typical deposits of mixed zones of carbonate and sulphate-rich environments. According to Elie et al. (2007) the red algae have inhabited turbulent waters and nutrient-rich inflow continental into the euphotic zone, where the base of this zone would be anoxic and inhabited by photosynthetic sulfur bacteria.

3.2. Moderately deep platform

Description

Moderately deep platform is characterized by layers of crystal fans-rich limestone, interbedded with bituminous shales belonging in the first 25 m of the Guia Formation. The contact between the cap dolostone and cap limestone is marked by a laterally discontinuous layer of marl with thicknesses ranging between 20cm and 1.60m. The thickest intervals of marls are associated with the onlap filling in sinforms in the dolostone of Mirassol d'Oeste Formation.

The base of the cap limestone is characterized by locally terrigenous limestone with megaripples bedding. The megaripples are generaly covered by mud drapes and display wavelengths and amplitudes varying from 1.10 up to 1.3 m and of 11cm to 35cm, respectively. Asymmetric ripple marks occur more isolated apparently associated with the top of megaripples. Marl beds up to 10cm thick drapping megaripple bedding and convolute laminations occur locally (Figure 4B).

Limestone layers with calcite crystal fans interbedded with shale are the dominant facies in the cap limestone, laterally continuous for hundreds of kilometers (Fig. 2D). The crystal fans are very similar to those in Neoproterozoic cap carbonate elsewhere (Clough and Goldhammer, 2000, James et al. 2001; Hoffmann and Schrag, 2002; Corsetti et al. 2004; Lorentz et al., 2004). The crystals fans are generally columnar isolated or connected laterally by a thin crust of the fibrous crystals. The crystals fans may present different sizes exceeding 5 cm long at the top of the cap limestone. The lamination is undeformed and flat at the base of the crystals and strongly deformed at the upper portion and in between the crystal fans. Ripple marks occur locally at the top of the crystal fans and show interference patterns.

Interpretation

Marl layers onlapping depressions on the cap dolomite indicate the infilling of a paleorelief during the sea level rise. The presence of siliciclastic grains indicates the first terrigenous influx into the platform. The megaripple bedding was generated by migration of bedforms induced by currents and waves (De Raaf et al. 1977). The megaripple bedding is generally individualized by marls and mud drapes suggesting deposition in a region of low energy possibly related to proximal offshore (Aigner, 1985; Faulkner, 1988).

The abundance of calcite crystals fans (pseudomorphs after aragonite) suggests that this facies was formed in a $CaCO_3$ ⁻supersaturated and high alkaline deep waters environment, below the base of wave storm (Corsetti et al. 2004; Lorentz et al. 2004). The presence of ripple marks on the top of layers with crystals indicates weak currents in an environment of low energy.

The main reasons for the aragonite precipitation would be changes in ocean circulation and temperature combined with atmospheric CO_2, which together would have produced a rapid increase in the aragonite saturation (Sumner, 2002). The sedimentation rate was another important factor in the formation of these crystal fans in the cap carbonate from Brazil, since they are found in depositional environments with low sedimentation rate and sporadic influx of terrigenous.

4. Description of Event Layers

Five intervals (event layers) showing evidence of sinsedimentary deformation were identified in the cap carbonate of Mirassol d´Oeste and Tangará da Serra region (Fig. 1). The Event layer 1, at the basal cap carbonate contact, is very irregular with isolated undulations with up to 1m deep. The Event layer 2 displays microbial laminates with fenestral fabric cross-cut by vertical tube structures. The Event layer 3, is characterized by fault-related-folds. The Event layer 4 includes locally brecciated, faulted, and fractured limestone beds at the base of the Guia Formation with neptunian dikes. The Event layer 5 is characterized by small-scale convolute laminations produced by slump and sliding.

4.1. Event layer 1: Small-scale load cast structures

The Event layer 1 comprises pinkish dolomudstone that overlies massive glaciogenic diamictite containing pebble-sized striated lithic clasts (sandstone, granite, volcanic) in a sandy clay-rich matrix (Fig. 3). The dolomudstone-diamictite contact is sharp and show irregular to undulate geometry. The diamictite immediately below the contact shows a weakly

developed lamination parallel to the contact surface. The dolostone forms convex downward geometry, 0.5–2 m across and 0.3–0.7 m high, with small, postulate basal protuberances. Within the first meter of the cap, the dolostone exhibits incipient planar lamination with dip up to 6º, filling in onlap mainly the deep depression with 0.7 m high. The bedding dip pass upward to low angles up to 3º and finally to subhorizontal beds. Laterally, the contact become less irregular and display slight undulations that reflect small-scale load casted structure (Fig. 3). The depressions shows axial zone trending SSW. The breccias occur near to the basal contact while the convolute bedding is observed 3m above.

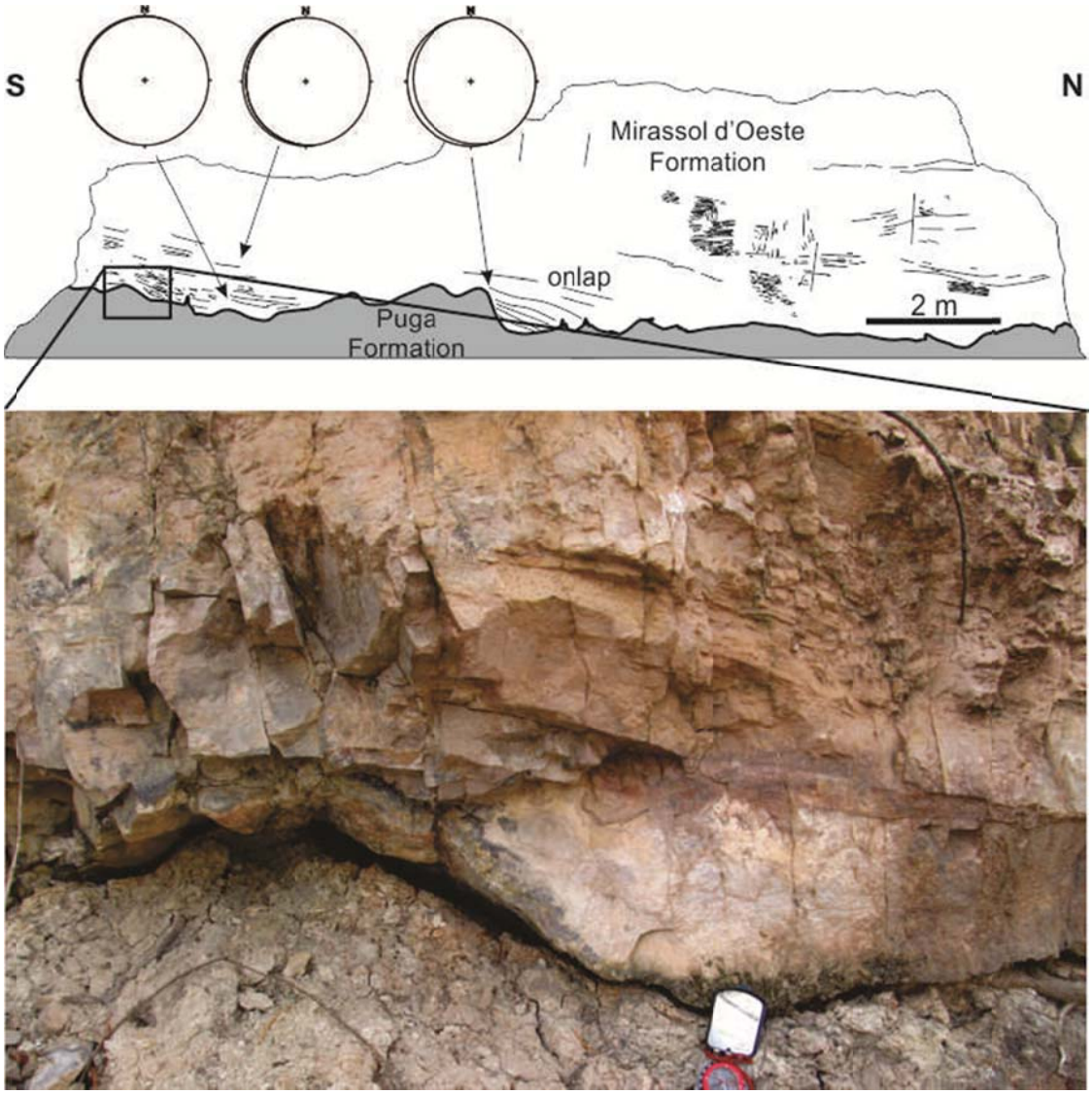

Fig. 3. Deformed contact between Puga diamictites and Mirassol d'Oeste dolomicrite, Terconi quary, Mirassol d'Oeste region. The dolostone forms convex downward geometry with small, postulate basal protuberances interpreted as overload structures (compass 18 cm length). Massive bedding is observed in the rigth lobe. Stereograms show the bedding dip.

4.2. Event layer 2: Stromatolitic lamination cross-cut by tube structures

The Event layer 2 displays microbial lamination truncated by tube structures (Fig. 4; tubestones). Tubestones are enigmatic structures found in microbialitic sedimentary rocks of the Ediacaran and have been assigned as putative evidence of post-Marinoan glaciation sequences, as they are found in cap carbonates worldwide, like Africa (Nama Group), Canada (Sosan Group), United States of America (Noonday Dolomite, Death Valley) and Brazil (Araras Group - Mirassol D´Oeste Formation and Corumbá Group - Bocaina Formation). The tubes structures are limited to only stratigraphic intervals of heterogeneous thicknesses associated with the presence of stromatolites.

The tube structures occur in metric stromatolitc dolomite bioherms as sub-cylindrical structures displaying similar diameter in map view and cross sections (Fig. 4). They disrupt the dolostone lamination, forming vertical cylindrical structures with straight and sharp edges. The filling in the tubes is characterized by alternating thicker, brighter and dark, thin dolomicrite with subordinated micron-size doloespar clouds. The tubestones filling is very thin and massive, with monotonous thin dolomicrite fabric with opaque grains. In the Mirassol D´Oeste Formation were observed tubes ranging from centimeter to decimeter long, spatially distributes as clusters, associated with the flattest part on the top of the stromatolitc mounds (Fig. 4).

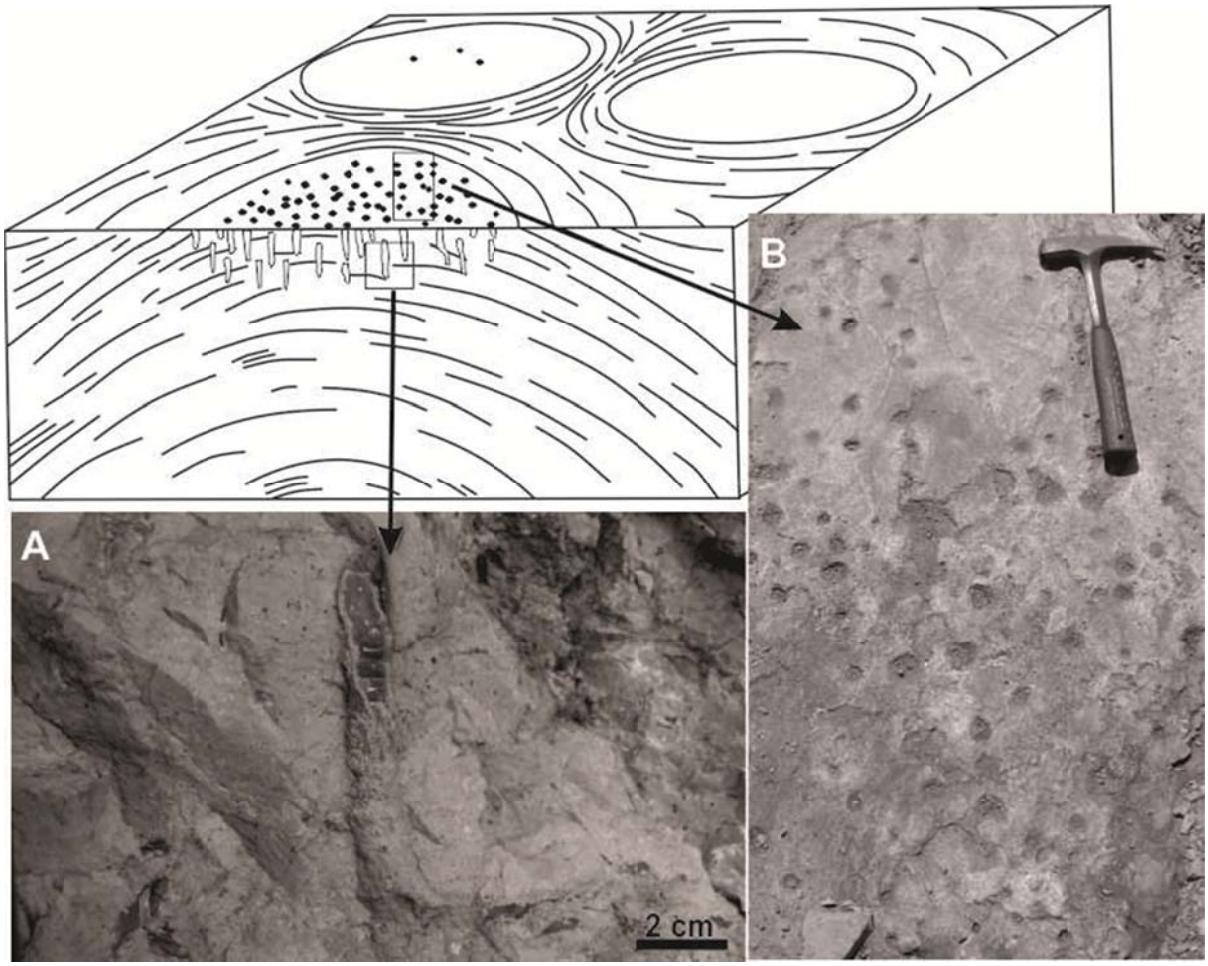

Fig. 4. Event layer 2. Illustration of the relationship between the domal stromatolites and tube structures. (Romero et al. 2011). Vertical and in plan view of tubes in (A) Mirassol d'Oeste and (B) Tangará da Serra regions.

4.3. Event layer 3: small-scale fault and fold

The Event Layer 3 comprises 4 m thick intervals of dolostones that extends for dozens of kilometres, limited above and below by undeformed layers (Figs. 5 and 6). Sinsedimentary normal faults show offsets of up to 30 cm of stromatolitic and planar lamination associated with meter-scale open folds. The deformational features are located preferentially at the upper portions of the Mirassol d'Oeste Formation and along the contact separating the Mirassol d'Oeste and Guia formations (Figs. 5 and 6).

Sinsedimentary NE-SW and N-S trending faults dipping moderately (30º up to 45º) to SE and E or W respectively, cross-cut the laminated dolostone producing offsets of up to 2,5 m (Fig. 6). Faults are restricted to the Mirassol d'Oeste Formation and do not propagate to the overlying Guia Formation. Drag and chevron folds were observed associated with the development of normal listric faults (Fig. 5). Fault related folds form meter scale antiform-sinform arrays that extend laterally over tens of meters and are onlaped by undeformed layers

marls and limestones of the Guia Formation. The drag folds are parallel and open with sub-vertical fold axis and fold hinges plunging shallowly towards NW. The chevron folds show wavelengths of tens of centimeters and occur predominantly on the limbs and hinges of the meter scale folds. The orientation of axial planes and fold hinges of the chevron and meter scale folds are similar. Joints show heterogeneous spatial distribution with higher densities closer to or adjacent to the main faults.

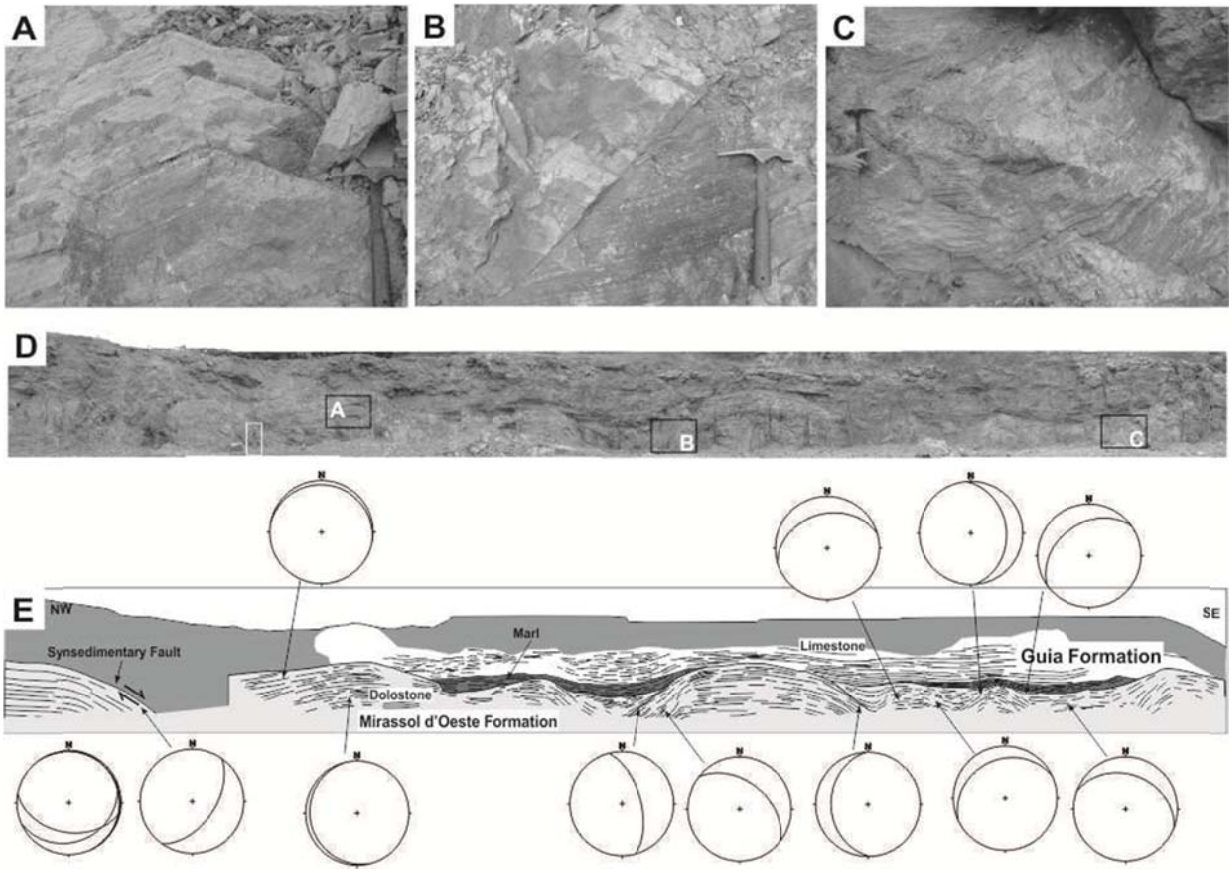

Fig. 5. Event layer 3. A) Chevron folds in pinkish dolomicrite. B) Sinsedimentary normal fault in fold flank. C) Several small-scale folds in synform. D) Photomosaic show the contact of Mirassol d'Oeste Formation deformed and Guia Formation undeformed in the Tangará da Serra quarry. Rectangles indicate the position of the photos above. E) Photointerpretation of the metrics folds associated with sinsedimentary faults. Marl overlie and filling the synforms. Stereograms show the dip of bedding and trend faults.

4.4. Event layer 4: Fractures and small-scale faults, Neptunian Dykes

The Event Layer 4 was identified at the base of the Guia Formation and includes a 4m thick interval of stratigraphically distinct layers that display the following sinsedimentary features: levels of limestone intraformational breccias, normal and reverse faults, calcite and silica filled fractures, slump structures and neptunian dykes (Figs. 6, 7 and 8). The layers lay close to the contact between the Guia and Mirassol d`Oeste formations; are limited at their base by detachment planes and grade laterally to undeformed layers (Fig. 7A and C).

The sinsedimentary breccia bodies, filling neptunian dykes, have tabular subhorizontal geometries, parallel to the bedding, with widths ranging from 2m up to 3m (Fig. 7 and 8). Successive layers of fibrous calcite overlay the breccia clasts (Fig. 7B). Clast and matrix supported breccias coexist, composed of imbricated pebbles and boulders of limestone and randomly oriented fibrous crystals, cemented by spar calcite and dolomite. The breccia clasts are poorly sorted and comprise predominantly angular, few centimetres long tabular fragments of shales and limestones from the Guia Formation. Clast distribution is heterogeneous in the neptunia dykes, with higher clasts density at the lower and intermediate parts of the dykes, decreasing gradually towards the top. Calcite cements (fibrous or coarse spar) the clasts and often show discrete evidence of deformation.

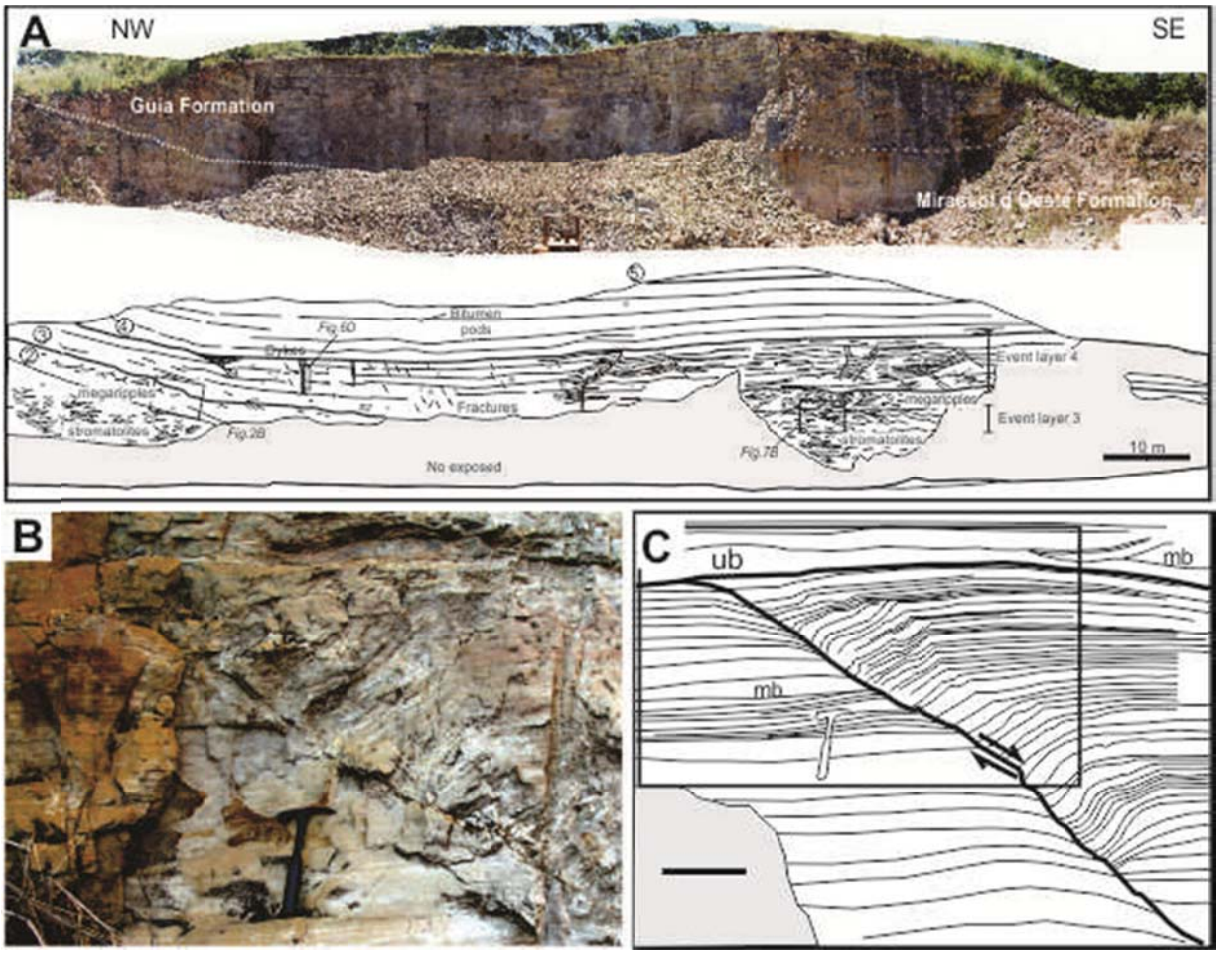

Fig. 6. Deformed beds in the cap carbonate exposed in the Terconi quarry, Mirassol d'Oeste Formation. A) Panoramic section locating the Event layer 3 that occur below of stratigraphic surface 3 while the Event layer 4 is found above that and limited by surface 4. B and C) Pinkish peloidal dolomudstone with megaripple bedding (mb) are displaced by sinsedimentary normal fault generating drag and chevron folds. The faulting interval is cover by undeformed beds (ud). The locations of some figures cited in the text are indicated by boxes. Surfaces keys are marked with numbers in circles (see abreviations in Fig. 1).

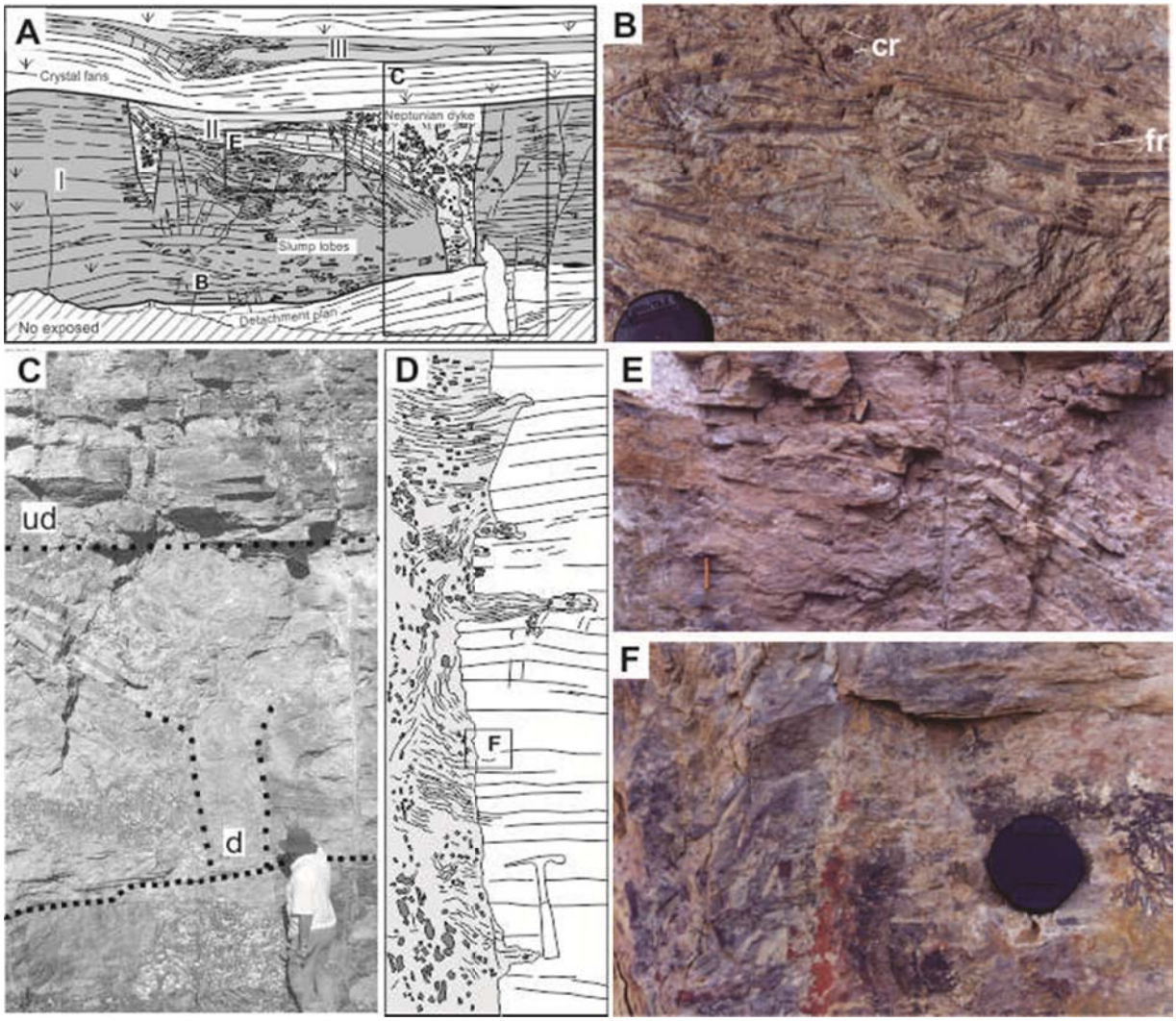

Fig. 7. Deformational features of Event layer 4 in Terconi quarry, Mirassol d'Oeste region. A) Panoramic section with deformed intervals (in gray and numbered I to III), alternating layers of lime-mudstone with undeformed crystals fans. Detachment plan is observed on the base of the interval I. B) Breccia with tabular clasts of mudstone outlined by crystals fans (cr) and fibrous crystals fringes (fr). C) Neptunian dike detail (d) filled with breccias and covered with undeformed layers (ud). D) Wall of the Neptunian dyke with irregularities filled by breccia whose major axis of the clasts is parallel to the dike wall. E) Detail of deformed layers. F) Detail of clasts parallel to the dike wall.

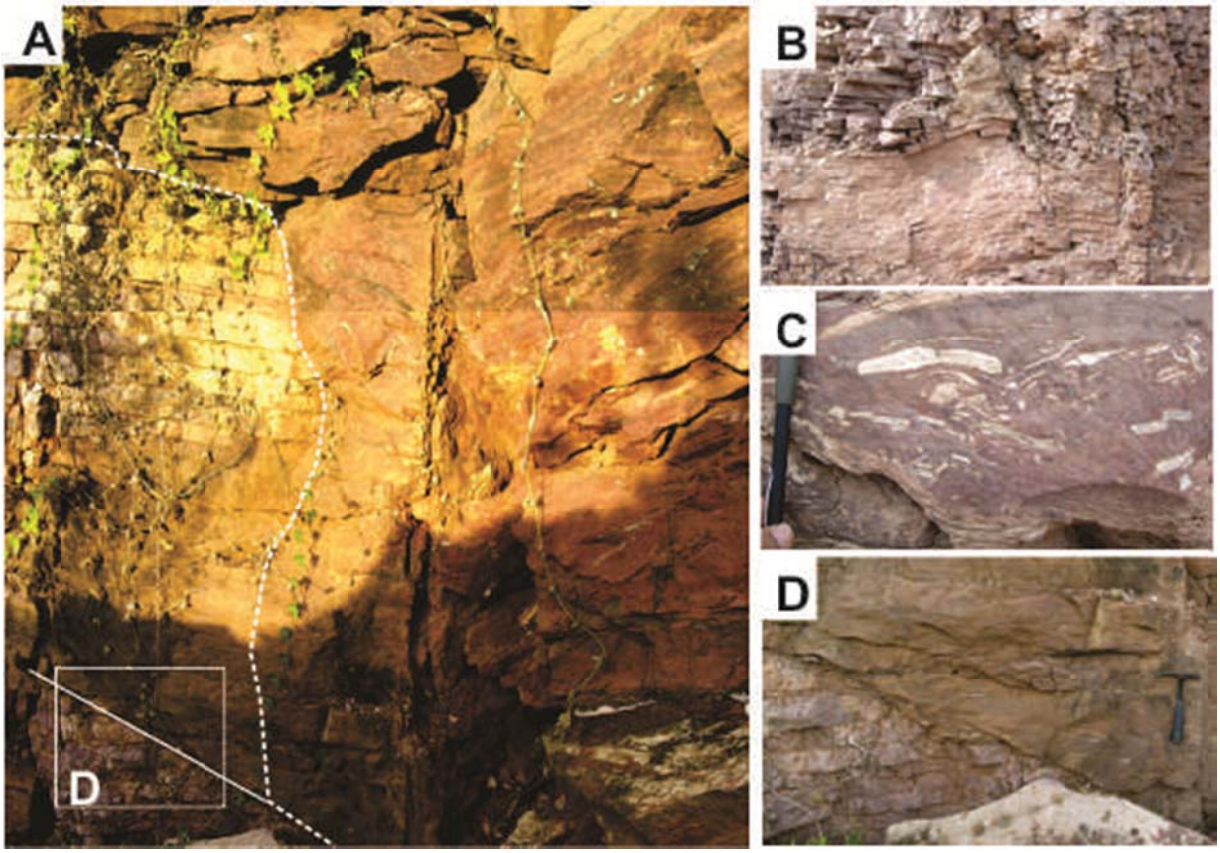

Fig. 8. Features of Event layer 4 in Tangará da Serra region. A) Neptunian dike that cuts through the tabular layers of Guia Formation limestone. B) Faults, fractures and deformed layers that occur at the same stratigraphic level of the neptunian dike. C) Breccia with rectangular clasts that occur filling the neptunian dykes and are oriented parallel to the dike wall. D) Sinsedimentary normal fault in the limit of neptunian dykes.

4.5. Event Layer 5: Slump and sliding structures

The Event Layer 5 is represented by fine grained limestones displaying beds with convoluted lamination, metric limestone blocks, intraformational breccias, open folds and slump structures (Figs. 9 A and B). Micritic convoluted beds intercalated with laminated limestones occur subordinately and show relatively undeformed, flat geometries at their base (Fig. 9C and E). Slump planes comprise 5m thick beds that represent most of the sinsedimentary deformational features (Fig. 9A). Internally, the slump facies display several domains of deformed layers of limestone intercalated with massive limestone/marl and subordinate blocks of limestone of the Guia Formation with up to 1,60 m long (Fig. 9D).

The fine grained, pale pink limestones are intensely fractured and cross-cut by sinsedimentary faults. Convolute laminations and detachment planes are the dominant sinsedimentary deformational features in this facies. These features occur in limestone deposits 1m up to 4m thick, laterally continuous and bounded by undeformed layers of

limestones limited by irregular fault planes. The contacts separating deformed and undeformed layers are characterized by hundreds of meters long, irregular fault surfaces that cross-cut all the deposits of the carbonate succession and only part of the dolomitic sequences (Fig. 9 A). The contact planes are sub-horizontal dipping gently 2° and 6° at the proximal and distal parts of the slump surface (Fig. 9 A).

The slump deposits associated with the Event Layer 5 are characterized by weakly deformed, tabular layers displaying convolute folds, sinsedimentary faults and meter scale faulted blocks (Fig. 9 D). Convoluted bedding was observed in subordinated thin layers of shale interbedded in laminated limestones and in relatively thick layers of limestone (Fig. 9E). The base of the thin convoluted bedding are generally flat with limited or no evidence of deformation, whilst the top displays NE-SW trending hinges of the convolute folds. The convolute folds in thicker limestone layers have irregular chaotic geometries. Sinsedimentary fault planes are widespread in the slump facies and can reach up to 1m long. They disturb the original bedding in the portions adjacent to the fault tips.

Matrix supported calcareous breccias form discontinuous, up to 2m long layers within the deformed limestone. The breccia clasts are composed of pale pink dolomite and gray or red limestone from the Guia Formation in varied proportions. Clasts are poorly sorted, tabular, angular, randomly oriented with average size of few centimeters (Fig. 9 B). They are heterogeneously distributed along the breccia layers showing higher concentrations close to the contact between the Guia and Mirassol d´Oeste formations. The breccia matrix is pink or pale pink massive carbonate.

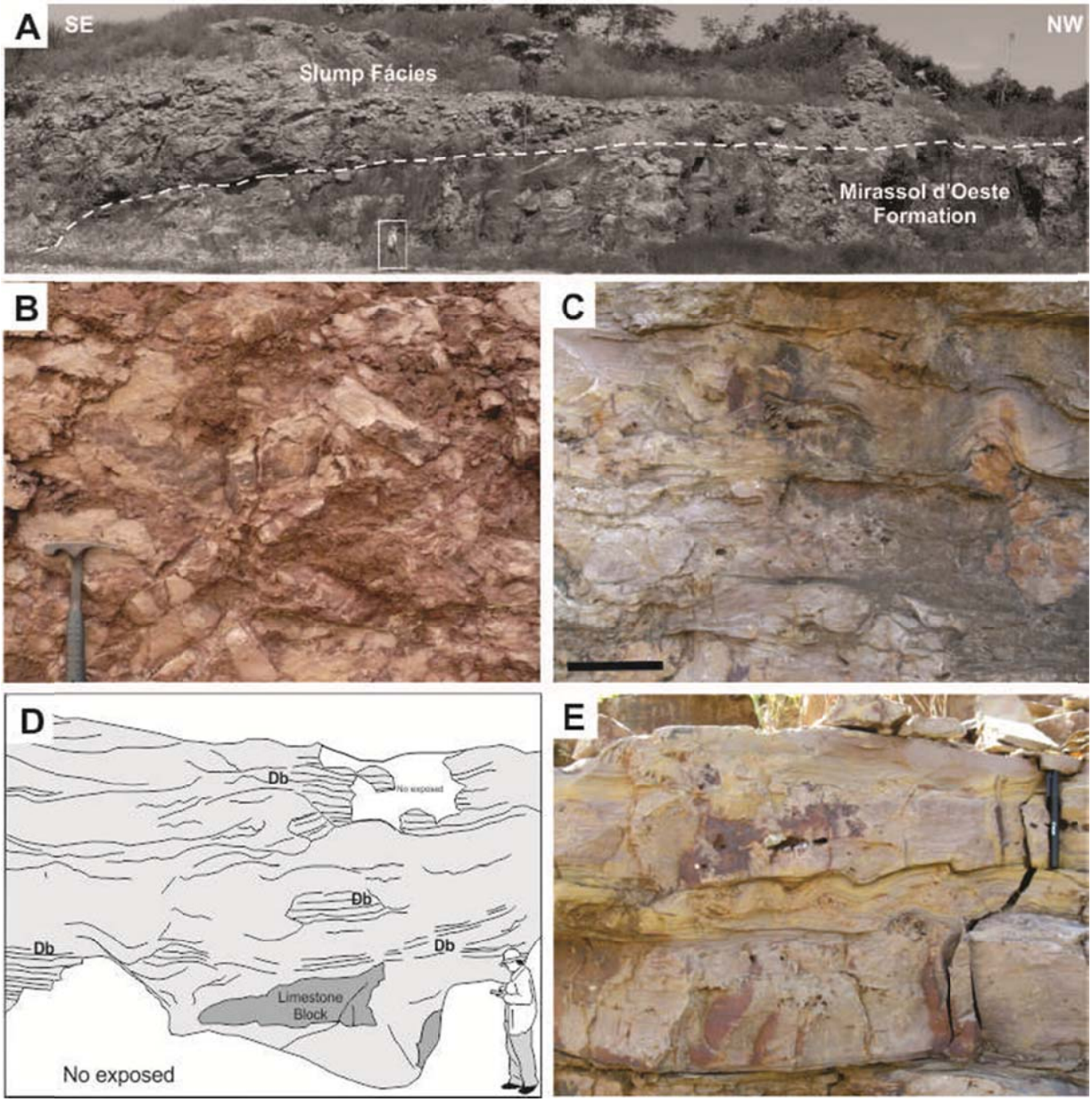

Fig. 9. Deformational features of Event layer 5, Tangará da Serra region. A) Slump deposits of the Guia Formation upon the Mirassol d'Oeste Formation dolostone. The contact is abrupt, irregular and the slip plan is slight dip. B) Breccia layers in the basal slump deposits. C) Deformed limestone with convolute bedding. D) Photointerpretation of the slump deposits, with slip plans (characterized by thicker lines), blocks of Guia limestone and deformed layers (Db), orientation NW-SE. E) Convolute bedding in shale interbedded with deformed limestone.

5. Final Remarks

5.1. Genesis of event layers

Sinsedimentary deformations in Araras cap carbonate are common and characterized by the presence of load structures, tubestone, fault and folds, slump and neptunian dykes. These deformed deposits (Event layers) are generally limited below and above by undeformed deposits and the most these layers extend laterally for tens of kilometers.

The irregular basal contact that characterizes the **Event layer 1** was interpreted as a structure of large overload, formed by plastic flow and liquefaction processes similar those found in sand/mud (Anketell et al., 1970; Lowe, 1975; Plaziat et al., 1990). Preservation of the primary lamination in dolostone, locally deformed, is indicative of hydroplastic flow processes and convolute lamination indicates fluidization and liquefaction processes (Lowe, 1975). The incipient even parallel lamination, especially in diamictites, is parallel to the contact. These sediments have undergone low shear stress, whereas the liquefaction mainly affected the diamictites. Thixotropism may have reduced the strength of carbonate sediment that was denser. Overload bit laterally spaced, similar to sagging (cf Alfaro et al., 1997), was formed where the viscosity dynamic was higher within the diamictite.

Deformation structures observed at the contact between the glacial diamictites and cap dolostone were first described by Nogueira et al. (2003), which were interpreted as result of seismic activity related to earthquakes that could be induced by post-glacial rebound. The characteristic in onlap of dolomicrite is evidenced by the decrease of the inclination angle of the even parallel lamination as away from contact with the diamictites. This evidence suggests that the glacial sediments were partially lithified when the carbonate sediments were deposited. The irregular morphology of Puga diamictites may be associated with irregularities in the basement of glacial deposits due to the movement of icebergs and / or deposition of heterogeneous morphology of dimicton. The permafrost morphology during deposition of dimicton could be similar to the moraines that occur in recent glacial continental environments.

Sinsedimentary breccias are interpreted as fragmentation product of consolidated carbonate material. Convoluted lamination and massive bedding are formed by liquefaction and/or fluidization processes from even parallel laminations when the carbonate sediments were partially unconsolidated.

The **Event layer 2** is characterized by tube structures that truncate fenestrate, even parallel and stromatolitic laminations of dolostones. The tube structures origin in

Neoproterozoic cap carbonate is controversial. Cloud (1968) interprets these structures as "Scolithus" ichnofossil generated by fossil metazoans but, until the moment, no evidence was found to corroborate this interpretation. The hypothesis of fluid escape has also been proposed by Cloud et al. (1974), reinterpreting the previous observations made by Cloud (1968), the tubes were inserted at domal stromatolites. Also these authors suggest that the tubes emerge in specific parts of these domes (middle and apical part) indicating its origin afterward the formation of stromatolites, but, the genesis of these structures were not proposed.

Tube structures in Mirassol d'Oeste Formation were first described by Nogueira (2003) and attributed to the gases escape of microbial origin, associated with the degradation of stromatolitic mats. The possibility of the genesis of these structures by the gases escape was also analyzed. A strong negative excursion C isotope is related to the destabilization of methane hydrates (Kennedy et al., 2001). According to Font et al. (2006) isotopic data of C and O in the tubes of Mirassol d'Oeste Formation indicate that discard methane seeps to form these features.

We admit the fluid escape is the best hypothesis to explain the genesis of the tube structures examined in outcrops of Terconi Quarry. Font et al. (2006) to carry out studies of $\delta^{13}C$ in the sediment filling the tube, but it is an isolated studyand needs of more isotopic analyzes in several types of fills, as well as, to study the morphology of these features and compare with other cap carbonates worldwide.

The appearance of tube structures can also be related to the stromatolitic growth. According to Corsetti and Grotzinger (2005), tube structures must be the result of the contemporaneous interplay between stromatolite growth and sedimentation/cementation, these authors ruled out the possibility of fluid or gas escape as tube origin. Detailed description of these structures by Romero et al. (2011) revealed a tube pattern in the stromatolites of the Mirassol d'Oeste Formation. These structures frequently occur in the central and upper part of the domal stromatolite, according with the description of Cloud et al. (1974) to stromatolites from Death Valley, California.

Tubestone in Mirassol d´Oeste has homogeneous filling and the distribution in the stromatolitic mounds are indicative that pre-existing sediment was injected and redeposited in a homogeneous mass into the tubestones during eodiagenesis. These intriguing features seem to be restricted to Ediacaran, are similar worldwide with different origins, but there are consensus that are typical structures of Marinoan cap carbonates.

The **Event layer 3** shows a lateral distribution by hundreds of kilometers mainly characterized by faults, folds and fractures that deform the dolostones with stromatolitic, even

parallel lamination and megaripple bedding. Normal faults caused the offset of semi-consolidated layers forming metric-scale and chevron folds. The geometry of these large folds suggests brittle-ductile deformation in the partial lithification dolostone. The Event layer 3 is sandwiched by undeformed layers, which suggest sinsedimentary deformation. These extensive deposits characterized by extensional brittle features, found in the same stratigraphical level, suggest a single and regional tectonic event took place in the Southern Amazon Craton after the deposition of cap dolomite likely associated with opening and subsidence of the basin.

The **Event layer 4** at the base of Guia limestones have the same extension of Event Layer 3 and corroborate with regional brittle tectonics to generate neptunian dykes, faults, fractures, breccias and locally slump structures. Neptunian dykes can be formed by slinding associated with stretching, slope collapse, gas expansion, diapirism, overloading and earthquakes (Montenat et al. 2007). These features were formed in moderately deep and quite waters, and breccia-filled dikes are related to the fracturing and dilation of dyke-wall caused by brittle processes. The clasts would accumulate in the lower portion of the dike contemporaneously with micrite sedimentation in the ocean floor. Montenat et al. (2007) highlighted that the dykes can remain open for a long time after fracturing. The imbricated clasts parallel to dyke wall suggests a subsequent flow transport downward. The fibrous and spar calcite marine cements outlined clasts were precipitated after the fragmentation of the dyke wall.

The metric succession of limestones with slump structures and intraformational breccias of the **Event layer 5** were generated by gravitational sediment masses flow on slight slope (Coleman and Prior, 1988; Mulder and Cochonat, 1996). This process resulted in partial erosion of the carbonate deposits of Mirassol d'Oeste and Guia formations.

Convoluted folds are deformation structures very complex that can be generated mainly by overload or sliding/slumping processes (Lowe, 1975). In the Guia Formation convoluted beds occurring between undeformed layers suggest sinsedimentary soft deformation, caused by liquefaction or overload involving higher and lower density layers (Visher and Cunningham, 1981; Mills, 1983). The poorly sorted and matrix-supported breccia suggests fast deposition of lithified masses (clasts and blocks) mixed with sediment (mud and sand) likely related to landslides associated with gravitational instability in a deep submarine ramp. This gravitational instability was generated in a ramp slope due to the high accumulation of carbonate in the margin of the platform (Coniglio and Dix, 1992).

5.2. Triggered Mechanism

Deformations are usually described in carbonate platforms and can be associated with various processes such as increased of carbonate accumulation, storms, earthquakes, gravity flows and overload (Plaziat et al., 1990; Coniglio and Dix, 1992; Einsele, 1991; Obermeier, 1996; Cozzi, 2000; Kahle, 2002). Sinsedimentary deformations in carbonate platforms are characterized by brittle and ductile features usually produced in slope, reefs and peritidal environments, related to processes of liquefaction, fluidization and tectonics (Read, 1985; Cisne, 1986; Coniglio and Dix, 1992; Bourrouilh et al., 1998; Cozzi, 2000; Vernhet et al., 2006; Spalluto et al., 2007). Shocks seismic are responsible by the diverse features in deformed intervals in stratigraphy. Evidence of paleosismicidade events are widely documented in siliciclastic and carbonate deposits (Montenat et al., 2007; Patil Pillai and Kale, 2011).

Deformed stratigraphic intervals (Events layers) in cap carbonate of Brazil have different deformation mechanisms. Event layers 1, 2 and 5 are more local, while the event layers 3 and 4 have wider distribution and it can be correlated for hundreds of kilometers. Event layers 1, 2 and 5 are related to autochthonous environmental factors such as overload, gas escape and gravitational instabilities. In the other hand, the Event layers 3 and 4 could be definitively associated with tectonic events of regional proportions occurred in the Southern Amazon Craton.

The Event layer 1 can also be linked to seismicity induced or no by isostatic rebound as previously interpreted. However, the deformed features of the contact zone are observed only in the region of Mirassol d'Oeste and need more investigations about the trigger mechanism. Therefore, we can interpret that the deformation of the basal contact was partially the result of hydroplastic adjustments in mud-sandy diamicton and dolomicrite. The early cementation can have limited the overhead depositional by dolomite mud. Overhead structures show no preferred orientation and apparent plastic behavior indicates its state of unconsolidated sediments or partially consolidated during deformation. Recurrence of among other deformed layers between undeformation layers also eliminates the possibility of post-depositional tectonism as the cause.

Even if the accumulation ratio was as fast as that suggested by Hoffman et al. (1998) for the cap carbonate Maieberg Namibia (5cm/ky) still would have been insufficient to cause deformation. New data about the time of deposition of cap dolomite indicate a long time of deposition ranging 10^5 years and reinforce that liquefaction processes were the primary candidate in the generation of these feature. Plaziat et al. (1990) and Alfaro et al. (1997)

associate the generation of overhead structures, similar to those observed in the cap carbonate with seismic shocks. During the seismic shock, the upward hydraulic force of short duration and sudden decreases in intensity near the surface (Pratt, 1994, Munson et al. 1995, Obermeier, 1996, Kahle, 2002). The presence of small-scale load structure have been induced by moderate to high seismicity magnitude, probably greater than 5 in Richter scale (Ambraseys, 1988). The presence of plastic deformation in the basal contact of the cap carbonate is a sedimentological evidence of precipitation of dolomites immediately after melting indicating change of icehouse conditions for greenhouse in the cap carbonate (Nogueira et al., 2003).

Other features observed both on the cap dolostone and cap limestone are also consistent with the seismic interpretation. As example, the formation of metric folds, neptunian dykes and sinsedimentary faults and fractures in particular intervals. The Event layers 3 and 4 may be associated with extensional tectonic movements, which would generate earthquakes (Cozzi, 2000; Montenat et al. 2007). Neptunians dikes are commonly interpreted as features generated in seafloor by extensional tectonic movements associated with seismic events, but without occurrence of subaerial exposure features (Lehner, 1991; Winterer and Sarti, 1994; Bourrouilh, 2000; Montenat et al., 2007; Kandemir and Yilmaz, 2009). Bourrouilh et al. (1998) commented that features like neptunian dykes resemble high frequency fractures caused by recent earthquakes that occurred in California (Loma Prieta earthquake) and Kyoto, both of magnitude greater than 7 on the Richter scale. Thus, neptunian dikes are usually caused by extensional fracturing of platformal lithified deposits associated with earthquakes and filled by micrite sediments or marine carbonate cements beneath substantial hydrostatic pressure (Lehner, 1991).

The origin of metric-scale and chevron folds are associated with the development of sinsedimentary normal faults related to opening or subsidence of the basin during extensional tectonics period. During this process seismic shock occurred and were recurrent along of deposition of cap limestone, inducing also the brittle processes with formation of neptunian dykes. Extensional tectonics in the Southern Amazon Craton, with episodes intervals marked by earthquakes, may be related to the formation of the Clymene Ocean (Tohver et al., 2010).

No seismic features were interpreted to the association of faults, slump structures and breccia that occur in the upper part of succession found in Tangará da Serra. These association is related here only as progressive rupture and plastic deformation of layers, re-sedimentation and sinsedimentary cementation events. These gravitational instabilities in sediments partially lithified can be interpreted as generated in deep water, possibly related to

the ramp slope on the seafloor. Turbidity currents was responsible by the generation of the normal gradation found in limestone layers, separated by intervals of suspension (shale), consistent with a deep marine paleoenvironment. The plastic and brittle deformation in the Event layer 5 shows discontinuous slump and sliding features devoid preferential orientation that is suggestive of gravitational flows.

Deformed intervals between undeformation layers associated with structures of the different types of deformation (plastic and brittle) are typical of seismic shocks (Obermeier, 1996; Kahle, 2002). Therefore, multiple seismic events could explain the recurrence deformed intervals inserted in cap carbonate succession (see Pratt, 1994). This interpretation has been suggested to explain the deformation of the contact between the Mirassol d'Oeste and Guia formations (Nogueira et al., 2003), here called the Event layer 1, and can be suggested for the event layers 3 and 4 .

6. Conclusions

The Marinoan Araras cap carbonate exposed in the Southern Amazon Craton has five deformed intervals limited above and below by undeformed deposits. These intervals are included in deformation carbonate deposits of restricted euphotic sea (event layers 1-3) and moderately deep platform (event layers 4-5). The Event layers 1, 2 and 5 have a more local differently from the Event layers 4 and 5 which have more regional distribution.

The Event layer 1 is characterized by deformations that occur at the contact between the diamictites and cap dolomite and probably was induced by isostatic rebound after retreat of Ice in the final stages of Marinoan glaciation.

The Event 2 is related to fluid and methane scape forming tubes associated with organic degradation of microbial mats and domes and the event 5 is associated to the collapse and sliding/slump in the platform related to slope.

The brittle and ductile structures of events layers 3 and 4 are consistent with the regional tectonics related to the extension of the Araras basin. These tectonic movements triggered earthquakes of magnitude between 5 and 7 following the Richter scale. Additionally, these seismites in the cap carbonates are confirmed by the lateral continuity of these deposits, for hundreds of kilometers inferring a recurrent allocyclicity during deposition of the Araras cap carbonate. Due the magnitude of these deformed beds it can be used as an exceptional stratigraphic marker for the Neoproterozoic succession exposed in the southwestern Amazon Craton.

CONCLUSÕES

A capa carbonática na região de Tangará da Serra apresenta características típicas de depósitos carbonáticos formados após a última glaciação global do Criogeniano, chamada Marinoana. Feições como dolomicritos primários e peloidais, estruturas em tubo, acamamentos de megamarcas onduladas e leques de cristais de calcita pseudomorfos de aragonita são encontradas na capa carbonática de Tangará da Serra e são semelhantes ao encontrados em outras regiões do globo como no Canadá, Namíbia, Austrália, China e Oman. Apesar do contato entre os diamictitos glaciais criogenianos da Formação Puga e a capa carbonatica não aflorar na região de Tangará da Serra, o estudo estratigráfico e isotópico de C possibilitou a correlação com a sucessão carbonática da região de Mirassol d'Oeste. Na região de Mirassol d'Oeste este contato é brusco e sem evidencias de erosão ou significativo hiato depositcional.

Análises estratigráficas, faciológicas, petrográficas, estruturais e isotópicas foram utilizadas para desvendar as características do ambiente sedimentar na época da deposição dos sedimentos carbonáticos. As unidades litoestratigráficas Mirassol d'Oeste e Guia compõem a capa dolomítica e calcária, respectivamente, da Faixa Paraguai Norte e da borda sul do Cráton Amazônico.

A descrição de 12 fácies deposicionais, 3 pertencentes a Formação Mirassol d'Oeste, 6 na Formação Guia, além de 3 fácies de depósitos deformados que ocorrem na Formação Guia, compostas de dolomitos peloidais, calcários finos com megamarcas onduladas e leques de cristais de calcita (pseudomorfos de aragonita), margas, folhelhos e brechas, além de calcários betuminosos e deformados, possibilitou a individualização de quatro associações de fácies separadas por três superfícies estratigráficas.

As fácies deposicionais da Formação Mirassol d'Oeste foram agrupadas em uma associação de fácies, interpretada como uma plataforma rasa a moderadamente profunda influenciada por ondas. As fácies deposicionais que compõem a Formação Guia foram organizadas em três associações de fácies: 1) Plataforma mista moderadamente profunda dominada por onda e corrente; 2) Plataforma moderadamente profunda supersaturada em $CaCO_3$ e 3) Rampa profunda com *slope*. Estas associações são limitadas por superfícies que registram eventos de mudança do nível do mar. As superfícies foram denominadas de MFS (Superfície de Inundação Máxima) e BS (superfícies limites de fácies). A superfície MFS é o contato entre as unidades Mirassol d'Oeste e Guia e apresenta distribuição lateral por dezenas

de quilômetros e pode ser correlacionada até a região de Mirassol d'Oeste distante cerca de 200 km. As superfícies BS-1 e BS-2 são limites de fácies dentro da Formação Guia.

A distribuição e geometria das fácies sedimentares da capa dolomítica e calcária indicam deposição em uma rampa *distally steepened* que inicia com fácies de aguas rasas e passam gradualmente para fácies de mid-ramp. As fácies dolomíticas inicialmente podem ter se formado em uma rampa homoclinal que evoluiu para ramp *distally steepened* (Figura 15).

Variações isotópicas de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ são observadas ao longo da sucessão carbonática de Tangará da Serra. Os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste apresentam sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ que variam entre -6‰ e -5‰. Os calcários da Formação Guia apresentam sinais isotópicos de $\delta^{13}C$ entre -7‰ e -4‰, mas a predominância é de valores próximos de -5‰. No geral os sinais de $\delta^{13}C$ dos dolomitos tendem a ficarem mais positivos em direção ao topo da unidade, enquanto os dos calcários apresentam uma homogeneização do sinal isotópico. Os valores isotópicos de $\delta^{13}C$ na capa dolomítica apresentam sinais semelhantes aos encontrados em outras capas carbonáticas do mundo e podem ser associados ao inicio do evento transgressivo pós-glaciação Marinoana.

Alterações diagenéticas aparentemente pouco modificaram o sinal isotópico de carbono tanto de calcários como dos dolomitos. Valores de $\delta^{18}O$ maiores que -10‰, preservação das estruturas primárias e algumas evidências de eodiagênese confirmam a preservação em parte do sinal isotópico. As excursões negativas de $\delta^{13}C$ poderiam estar relacionadas a mudança de profundidade, nas condições energéticas e evolução da vida. A anoxia do fundo registrada pelos isótopos de C poderia estar relacionada ao aumento da bioprodutividade após as grandes glaciações que poderia explicar o maior consumo de ^{12}C, enriquecendo assim o sinal de ^{13}C. Portanto, fatores locais controlariam as excursões isotópicos negativos de $\delta^{13}C$.

Foram identificadas duas microfácies na Formação Mirassol d'Oeste: *Dolograinstone* peloidal e *dolomudstone*/*packstone* peloidal. Na Formação Guia foram identificadas as microfácies *cementstone* e *lime-mudstone*. Subordinadamente ocorrem margas dolomíticas e folhelhos calcíticos. A preservação de estruturas deposicionais sugere que a dolomita da Formação Mirassol d'Oeste seja em parte primária. O mecanismo para a precipitação da dolomita seria a ação de bactérias redutoras de sulfato. Esta hipótese é reforçada pela presença de peloides (micro- e macropelóides) nos dolomitos que sugere a influencia de atividade biológica. Os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste são menos alterados diageneticamente que os calcários da Formação Guia. Estas diferenças foram resultantes da compensação eustática causada pelo *rebound* pós-glacial nos dolomitos e progressivo soterramento e

geração de espaço de acomodação para os calcários. Fluidos meteóricos podem ter favorecido a inversão de aragonita para calcita nos leques de cristais da Formação Guia;

O crescimento dos leques de cristais de aragonita seria simultâneo ou logo depois a deposição da lama carbonática (micrito). A presença dos leques de cristais nos calcários Guia estaria relacionada a eventos de supersaturação de $CaCO_3$, com alta alcalinidade e águas calmas e profundas. O único fator que parece interferir efetivamente no crescimento dos leques de cristais da Formação Guia é a taxa de influxo de terrígenos. Os calcários da Formação Guia foram depositados em um ambiente profundo (abaixo da base de onda de tempo bom) e anóxico como sugerem a ocorrência de cristais de pirita e a preservação da matéria orgânica que deu origem aos hidrocarbonetos da unidade. Os hidrocarbonetos são escassos nos dolomitos quando comparados com os calcários da porção superior da sucessão. A hipótese mais provável é a baixa permeabilidade dos dolomitos. Os hidrocarbonetos da Formação Guia podem ter origem nos próprios calcários/folhelhos.

Cinco intervalos deformados foram identificados na capa carbonática marinoana do Mato Grosso. Estes intervalos foram denominados de *Event layers*, e limitados acima e abaixo por camadas sem deformação. Os *event layers* 1, 2 e 5 são mais locais, enquanto que os *events layers* 4 e 5 mostram uma distribuição regional. O *event layer* 1 é caracterizado por deformações que ocorrem no contato entre os diamictitos e dolomitos de capa e provavelmente foi induzido por *rebound* isostático pós-glacial. Os *events layers* 2 e 5 estão relacionadas, respectivamente a escape de fluidos e a instabilidades gravitacionais no slope. Os *events layers* 3 e 4 são registros de atividades sísmicas que sugerem terremotos durante a deposição da capa carbonática.

Os depósitos carbonáticos de Tangará da Serra e Mirassol d'Oeste são a mesma capa carbonática, porém depositadas em diferentes condições paleogeográficas, relacionadas principalmente a proximidade com o continente e profundidade. As rochas carbonáticas de Tangará da Serra foram formadas em águas muito mais rasas que as da região de Mirassol d'Oeste. Ambas as regiões foram afetadas por diferentes tipos de deformações, como por exemplo, choques sísmicos. A capa carbonática em Tangará da Serra registra sinais isotópicos semelhantes aos encontrados em diferentes partes do mundo. Desta forma, os depósitos carbonáticos da região de Tangará da Serra registram um dos principais eventos pós-glaciais da historia do nosso planeta e podem ser correlacionados com outros depósitos de mesma idade em diferentes partes do mundo.

REFERÊNCIAS

Adachi N., Ezaki Y., Liu J. 2004. The fabrics and origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, **164**: 161-178.

Adams A.E. & MacKenzie W. 1998. *A colour Atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope*. Manson Publishing, London, 180 pp.

Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140pp.

Ader M., Macouin M., Trindade R.I.F., Hadrien M-H., Yang Z., Sun Z., Besse J. 2009. A multilayered water column in the Ediacaran Yangtze platform? Insights from carbonate and organic matter paired $\delta^{13}C$. *Earth and Planetary Science Letters*, **288**:213-227.

Ahr W.M. 1973. The carbonate ramp – an alternative to the shelf model. *Trans., Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, **23**: 221-225,

Alfaro P., Moretti M., Soria J.M. 1997. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 531–540.

Alkmin F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil. *Geology*, **29**: 319-322.

Aigner, T. 1985. *Storm Depositional Systems*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlim, 174 pp.

Allen J.R.L. 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, **46**:67-75.

Allen P.A. & Hoffman P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433**: 123-127.

Almeida F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense, 219, Rio de Janeiro, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, p. 1-53.

Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. *In*: Almeida F.F.M. & Hasui Y (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p. 265-281.

Almeida F.F.M. & Mantovani M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **47**:451-458.

Alvarenga, C.J.S. 1990 Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à La transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'age protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. Tese de Doutorado, Univ. Aix-Marseille III, França, 177 p.

Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol, 38, Camboriú. *Anais*, **1**: 239-340.

Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Santos R.V., Brod E.R., Gioia S.C.L., Sial A.N., Dantas E.L., Ferreira V.P. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, **13**: 469–479.

Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Dantas E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **131**: 1-21.

Alvarez W., Staley E., O'Connor D., Chan M.A. 1998. Synsedimentary deformation in the Jurassic of southeastern Utah – A case of impact shaking? *Geology*, **26**: 579-582.

Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K., Reynolds J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **30**: 159-189.

Ambraseys, N. 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering Structural Dynamics*, **17**: 1–15.

Anketel J.M., Cegla J., Dzulynski S. 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. A*nnales de la Société Géologique de Pologne*, **40**: 3–30.

Arnaud E. & Eyles C.H. 2002. Glacial influence on Neoproterozoic sedimentation: the Smalfjord Formation, northern Norway. *Sedimentology*, **49**: 765-788.

Arnot M.J., Good T.R., Lewis J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sed. Res.,***67**: 984-987.

Arnott R.W.C. 1993. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, north-central Montana; evidence of combined-flow sedimentation. Journal of Sedimentary Research, 63: 488-494.

Arnott R.W.C., Hein F.J., Pemberton S.G. 1995. Influence of the ancestral Sweet grass Arch on sedimentation of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, north-central Montana. *Journal of Sedimentary Research*, **65**: 222–234.

Aspler L.B. & Chiarenzelli J.R. 2002. Mixed siliciclastic-carbonate storm-dominated ramp in a rejuvenated Palaeoproterozoic intracratonic basin: upper Hurwitz Group, Numavut, Canada. *In*: Altermann W. & Corcoran P.L. (Eds). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*, Spec. Publsint. Ass. Sediment., 33, p.: 293-321.

Augustsson C. & Bahburg H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 15–26.

Babinski M., Trindade R.I.F., Alvarenga J.C., Boggiani P.C., Liu D., Santos R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. *In*: Snowball Earth, Ascona. Proceedings, l.1., p. 19-20.

Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproteozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**: 401-406.

Bandeira, J., Mcgee, B., Nogueira, A.C.R., Collins, A.S., Trindade, R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 323-340.

Banner J.L. & Hanson G.N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water–rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 2883–2894.

Barros A.M., Silva R.H., Cardoso O.R.F.A., Freire F.A., Souza J.RJ.J., Rivetti M., Luz D.S., Palmeira R.C.B, Tassinari C.C.G. 1982. Geologia. *In*: Projeto RADAMBRASIL. *Geologia da folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro, DNPM, cap. 1, p. 25-192 (Levantamento de Recursos Naturais, 26).

Basei M.S.A. & Brito Neves B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico Fanerozóico no Brasil. *In*: Gutierrez Marco J.G. & Rábano I. (Eds.). *Paleozóico Inferior de Ibero América*. Mérida, Universidade de Extremedura, p.: 331–342.

Baum S.K. & Crowley T.J. 2001. Response to Late Precambrian Ice-covered continents. *Geophys. Res. Lett.*, **28**: 583-586.

Bhattacharya H.N. & Bandyopadhyay S. 1998. Seismites in a Proterozoic tidal succession, Sinfhbhum, Bihar, India. *Sedimentary Geology*, **119**: 239-252.

Bouchette F., Seguret M., Moussine-Pouchkine A. 2001. Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading (uppermost Jurassic—South-East basin, France). *Sedimentology*, **48**: 767-789.

Bourrouilh R. 2000. Mud-mounds on divergent extensional and transform margins: Devonian and Cretaceous examples from southern France. *In*: Sola M.A. & Worsley D. *Geological Exploration in Murzuq Basin*. Elsevier Science B.V., p.: 463-483.

Bourrouilh R., Bourque P.A., Dansereau P., Bourrouilh-Lejan F., Weyant P. 1998. Synsedimentary tectonics, mud-mounds and sea-level changes on a Palaeozoic carbonate platform margim: a Devonian Montagne Noire example (France). *Sedimentary Geology*, **118**: 95-118.

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*, **5**: 13219.

Boggiani P.C. 1997. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, 181 p.

Brand U. & Veizer J. 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 2, stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 987–997.

Brelaz L.C. 2012. Paleoambiente das rochas geradoras do Sistema Petrolífero Araras, Sudoeste do estado do Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 86 p.

Burchette T.P. & Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.

Caldeira K. & Kasting J.F. 1992. Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature*, **359**: 226-228.

Castelneau F. 1850. *Expedition dans les parties centrals de l'Amérique du Sud. Histoire du Voyage*. Paris, Libraire Editeur, Tomo II, 485p.

Caxito F.A., Halverson G.P., Uhlein A., Stevenson R., Dias T.G., Uhlein G.J. 2012. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, **200-203**: 38-58.

Chafetz H.S. 1986. Marine Peloids: A production of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Research*, **56**: 812–817.

Choquette P.W. & Pray L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **54**: 207-250.

Christie-Blick N., Dyson L.A., Von der Borch C.C. 1995. Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic Earth history. *Precam. Research*, **73**: 3-26.

Cisne J.L. 1986. Earthquake recorded stratigraphically on carbonate platform. *Nature*, **323**: 320–322.

Cita M.B., Camerlenghi A., Rimoldi B. 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: New evidence and depositional models. *Sedimentary Geology*, **104**: 155-173.

Cloud P. 1968. Pre-metazoan evolution and the origins of Metazoa. *In*: Drake E.T. (Ed.). *Evolution and environment*. New Haven, Yale University Press, p.: 1-72.

Cloud P., Wright L.A., Williams E.G., Diehl P., Walter M. 1974. Giant stromatolites and associated vertical tubes from the Upper Proterozoic Nooday Dolomite, Death Valley Region, Eastern California. *Geological Society of America Bulletin*, **85**: 1869-1882.

Clough J.G. & Goldhammer R.K. 2000. Evolution of the Neoproterozoic Katakturuk Dolomite Ramp Complex, northeastern Brooks Range, Alaska. *In*: Grotzinger J.P. & James N.P. (Eds.). *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*. Special Publication of the Society for Sedimentary Geology, 67, p.: 209–241.

Coleman J.M. & Prior D.B. 1988. Mass wasting on continental margins. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **16**: 101–119.

Condon D.J., Prave A.R., Benn D.I. 2002. Neoproterozoic glacial-rainout intervals: observations and implications. *Geology*, **30**: 35-38.

Coniglio M. & Dix G.R. 1992. Carbonate Slopes. *In*: Walker R.G. & James N.P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p.: 349-373.

Cordani U.G. & Sato K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**: 167-173.

Corrêa J.A. & Couto E.A. 1972. *Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso*. Relatório Final, Goiânia, DNPM-CPRM, 2v. (Relat. Arqu. Téc. da DGM, 1940).

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 Markes. *In*: Xiao S. & Kaufman A.J. (Eds.). *Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology. Topics in Geobiology*. New York, Springer, 27, p.: 273-294.

Corsetti F.A., Lorentz N.J., Pruss S.B. 2004. Formerly-Aragonite Seafloor Fans from Neoproterozoic Strata, Death Valley and Southeastern Idaho, United States: Implications for "Cap Carbonate" Formation and Snowball Earth. *In*: Jenkins G. *et al*. *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate*. Washington, DC, Amer. Geophy. Union Geophy. Monog. Series, 146, p.: 33–44.

Corsetti F.A., Olcott A., Bakermans C. 2006. The biotic response to Snowball Earth. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*., **232**: 114–130.

Cozzi A. 2000. Synsedimentary tensional features in Upper Triassic shallow-water platform carbonates of the Carnian Prealps (northern Italy) and their importance as palaeostress indicators. *Basin Research*, 12: 133-146.

Crowley T.J., Hyde W.T., Peltier W.R. 2001. CO_2 levels required for deglaciation of the "Near-Snowball" Earth. *Geophy. Resear. Letters*, 28: 283-286.

De Raaf J.F.M., Boersma J.R., Van Gelder A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **4**: 1-52.

Derry, L.A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett*., **294**: 152–162.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. 1992. Sedimentary cycling in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 2331–2339.

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. 1996. Episodic event deposits versus stratigraphic sequences—shall the twain never meet? *Sedimentary Geology*, **104**: 243-247.

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. Mem., 1, p.: 21-108.

Elie M., Nogueira A.C.R., Nédélec A., Trindade R.I.F., Kenig F. 2007. A bloom red algal in the aftermath of the Marinoan Snowball Earth. *Terra Nova*, **19**: 303-308.

Einsele G. 1991. Submarine mass flow deposits and turbidites. In: Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (Eds.). *Cycles and events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 313-339.

Einsele G. 1996. Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes – overview. *Sedimentary Geology*, 104: 11-37.

Einsele G., Chough S.K., Shiki T. 1996. Depositional events and their records – an introduction. *Sedimentary Geology*, **104**: 1-9.

Evans J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. *Quart. J. Geol. Soc. London*, L(II), p.: 85-104.

Faulkner T.J. 1988. The Shipway Limestone of Gower: sedimentation on a storm-dominated early Carboniferous ramp. *Geological Journal*, **23**: 85-100.

Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, **444**: 744–747.

Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis: Interpretation and Application*. Springer Berlin Heidelberg, New York, 976 pp.

Folk R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**: 40-53.

Font E., Trindade R.I.F., Nédélec A. 2005. Detrital remnant magnetization in hematite bearing Neoproterozoic Puga cap dolostone, Amazon Craton: a rock magnetic and SEM study. *Geophysical Journal International*, **163**: 491–500.

Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Macouin M., Charrière A. 2006. Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**: 89-103.

Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Moreau C. 2010. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **295**: 215-225.

Frimmel H.E. 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, **182**: 239-253.

Füchtbauer H. & Richter D.K. 1988. Karbonatgesteine. *In*: Füchtbauer, H. (Ed.). *Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart, Stuttgart, p.: 233–434.

Gaft M., Reisfeld R., Panczer G. 2005. *Luminescence Spectroscopy of Minerals and Material*s. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 356 pp.

Giddings J.A. & Wallace M.W. 2009. Sedimentology and C-isotope geochemistry of the 'Sturtian' cap carbonate, South Australia. *Sedimentary Geology*, **216**: 1–14.

Grey K. 2005. *Ediacaran palynology of Australia*. Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists, 31, 439 pp.

Grotzinger J.P.S. 1986. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay Orogen, Northwset Territories, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 831-847.

Grotzinger J.P.S. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. *In*: Crevello P.D., James L., Wilson J., Sargf., Readj .F. (Eds.). *Controls on Carbonate Platforms and Basin Development,* SEPM, 44, p.: 79-106.

Grotzinger J.P.S. & Knoll A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, **10**: 578-596.

Grotzinger J.P. & James N.P. 2000. Precambrian carbonates: evolution of understanding. *In*: Grotzinger J.P. & James N.P. *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*, Soc. Sedim. Geol., 67, p.: 3-20.

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

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., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, **182**: 337-350.

Hardie L.A. 2003. Secular variations in Precambrian seawater chemistry and the timing of Precambrian aragonite seas and calcite seas. *Geology*, **31**: 785-788.

Hassler S.W. & Simonson B.M. 2001. The sedimentary record of extraterrestrial impacts in deep-shelf environments: Evidence from the early Precambrian. *Journal of Geology*, **109**: 1–19.

Hemming N.G., Meyers W.J., Grams J.C. 1989. Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 401-411.

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

Hidalgo R.L.L. 2002. Vida após as glaciações globais neoproterozóicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos crátons do São Francisco e Amazônico. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 197 p.

Hidalgo R.L.L, Petri S., Nogueira A.C.R. 2008. Post-Sturtian and Early Ediacaran microfossils of carbonates sequences in Brazil. *In*: IAS Meeting of Sedimentology, 26th, Bochum, Resumo digital.

Higgins J.A. & Schrag D.P. 2003. The aftermath of snowball Earth. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **4** (No. 1028).

Hoffman P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, **28**: 17-33.

Hoffman P.F. 2009. Pan-glacial-a third state in the climate system. *Geology Today*, **25**: 107-114.

Hoffman PF. 2011. Strange bedfellows: Glacial diamictite and cap carbonate from the Marinoan (635) glaciation in Namibia. *Sedimentology*, **58**: 57–119.

Hoffman P.F. & Li Z.X. 2009. A paleogeography context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeo*, **277**: 158-172.

Hoffman P.F. & Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14**: 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 dolostones" diachronous? *Earth and Planetary Science Letters*, **258**: 114–131.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998a. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**: 1342-1346.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. 1998b. Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSA Today*, **8**: 1-9.

Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R. 2000. Neoproterozoic ‘‘snowball Earth’’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**: 425–429.

Ingram RL. 1953. Fissility of mudrocks. *Geological Society American Bulletin*, **65**: 869-878.

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. & Lukasik J. 2010. Cool- and cold-water neritic carbonates. *In*: James N.P. & Dalrymple R.W. (Eds.) *Facies Models 4*, Geological Society of Canada, GEOtext 6, p.: 371-399.

James N.P., Kendall A.C., Pufahl P.K. 2010. Introduction to biological and chemical sedimentary facies models. *In*: James N.P. & Dalrymple R.W. (Eds.). *Facies Models 4*, Geological Society of Canada, GEOtext 6, p.: 323-339.

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*, **426**: 822–826.

Jiang G., Kaufman A.J., Christie-Blick N.J., Zhang S., Wu H. 2007. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}C$ gradient. *Earth and Planetary Science Letters*, **361**: 303–320.

Jones B. 2010. Warm-water neritic carbonates. In: James N.P. & Dalrymple R.W. (Eds.). *Facies Models 4*, Geological Society of Canada, GEOtext 6, p.: 341-369.

Jones B. & Desrochers A. 1992. Shallow platform carbonates. *In*: Walker R.G. & James N.P. (Eds.) *Facies Models -Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, p.: 277-301.

Kahle C.F. 2002. Seismogenic deformation structures in microbialites and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, northwestern Ohio, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 201–216.

Kandemir R. & Yilmaz C. 2009. Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic AmmoniticoRosso type sediments (ARTS) in the Gümüshane area, NE Turkey: Implications for the opening of the northern branch of the Neo-Tethys Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, **34**: 586-598.

Kaufman A.J. & Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precamb. Research*, **73**: 27–49.

Kennedy M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}C$ excursions, and carbonate precipitation. *Jour. of Sedim.Research*, **66**: 1050-1064.

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.

Kennedy M.J., Runnegar B., Prave A.R., Hoffmann K.H., Arthur M.A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, **26**: 1059–1063.

Kerans C. & Tinker S.W. 1997. *Sequence Stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. SEPM, 130 p. (Short course notes, 40).

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.

Knauth L.P. & Kennedy M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, **460**: 728-732.

Knoll A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precamb. Reseac.*, **100**: 3-20.

Kroopnick P.M. 1985. The distribution of ^{13}C of sigma-CO_2 in the world oceans. *Deep Sea Research Part A-Oceanographic Research Papers*, **32**: 57–84.

Lamb M.P., Fischer W.W., Raub T.D., Perron J.T., Myrow P.M. Origin of giant wave ripples in snowball Earth cap carbonate. *Geology*, doi:10.1130/G33093.1

Lana C., Souza Filho C.R., Marangoni Y.R., Yokoyama E., Trindade R.I.F., Tohver E., Reimold W.U. 2007. Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the Araguainha peak-ring structure, central Brazil. *GSA Bulletin*, **119**: 1135-1150.

Leather J., Allen P.A., Brasier M.D., Cozzi A. 2002. Neoproterozoic snowball Earth under scrutiny: evidence from the Fiq glaciation of Oman. *Geology*, **30**: 891-894.

Lehner B.L. 1991. Neptunian dykes along a drowned carbonate platform margin: an indication for recurrent extensional tectonic activity? *Terra Nova*, **3**: 593–602.

Lisboa M.A.R. 1909. Oeste de São Paulo, sul do Mato Grosso; Geologia indústria mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril. Rio de Janeiro, Tipografia do Jornal do Comercio, 172 p.

Longman M.W. 1977. Factors controlling the formation of microspar in the Bromide Formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 347-350.

Lorentz N.J., Corsetti F.A., Link P.K. 2004. Seafloor precipitates and C-isotope stratigraphy from the Neoproterozoic Scout Mountain Member of the Pocatello Formation, southeast Idaho: implications for Neoproterozoic earth system behavior. *Precambrian Research*, **130**: 57–70.

Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**: 157-204.

Lucia F.J. 1995. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **79**: 1275–1300.

Luz J.S., Oliveira A.M., Lemos D.B., Argolo J.L., Souza N.B., Abreu Filho W. 1978. *Projeto Província Serrana*. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório Final, 1, 136 p.

Marengo P.J. & Corsetti F.A. 2002. Noonday tubes: observations and reinterpretations based on better preservation from a new locality. *In*: Corsetti F.A. (Ed.). *Proterozoic–Cambrian of the Great Basin and Beyond*. Society for Sedimentary Geology (SEPM) Pacific Section Book 93, Fullerton, California, p. 31–42.

Marshall J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock Record and their preservation. *Geol. Mag*., **129**:143-160.

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.

Mazzullo. J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *Journal of Sedimentary Research*, **70**:10–23.

Mcgee B., Collins A.S., Trindade, R.I.F. 2012. G'dayGondwana – the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic São Vicente Granite, northern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*, 21: 316-322.

McMechan. M.E. 2000 Vreeland Diamictites—Neoproterozoic glaciogenic slope deposits, Rocky Mountains, northeast British Columbia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **48**, p. 246-261.

Melezhik V., Gorokhov I. Kuznetsov A., Fallick A. 2001 Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: Implications for 'Blind Dating'. *Terra Nova*, **13:**11,2001.

Mills P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. *Sedimentary Geology*, **35**: 83-104.

Moczydłowska 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 Ibera).

Moczydłowska M. 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Research*, **167**: 71-92.

Montenat C., Barrier P., Ottd"Estevou P., Hibsch C. 2007 Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, **196**: 5-30.

Moon C.F. & Hurst C.W. 1984. Fabrics of muds and shales: an overview. *In*: Stow, D.A.V., Piper D.J.W. *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. Geological Society Special Publication of London, **15**:579-593.

Mulder T. & Cochonat P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 43–57,1996.

Munnecke A., Calner M., Harper, D.A.T.; Servais, T. 2010. Ordovician and Silurian sea-water, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeo*, **296**: 389-413.

Munson P.J., Munson C.A., Pond E.C. 1995. Paleoliquefaction evidence for a strong Holocene earthquake in south-central Indiana. *Geology*, **23**:325-328.

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. 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., 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 Earth. *Geology*, 31:613-616.

Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V. 2007. Trindade, R.I.F.; Fairchild, T.R. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237:**168-190.

Obermeier S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, **44**:1-76.

Oliveira A.I. & Leonardos, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Série Didática 2. Rio de Janeiro, Serviço Informação Agrícola, 813 p.

Oliveira A.I. & Moura P. 1944. *Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro do Urucum,* MT. Bol. Div. Geol. Min. DNPM, **62**:13-29.

Oliveira M.A.M. 1964. *Reconhecimento geológico expedito na região do Alto Paraguai*. São Paulo, PETROBRÁS, DEB5P. RelatórioTéc.Interno, 266, 26 p.

Patil Pillai S. & Kale V.S. 2011. Seismites in the Lokapur Subgroup of the Proterozoic Kaladgi Basin, South India: A testimony to syn-sedimentary tectonism. *Sedimentary Geology*, **240**: 1-13.

Petrov P.Y. 2001. Microbial Mats a Source of Carbonate Sediments in the Late Precambrian: Evidence from the Linok Formation, the Middle Riphean of the Turukhansk Uplift, Siberia. *Lithology and Mineral Resources*, **36**:164-186.

Plaziat J.C., Purser B.H., Philobbos E. 1990. Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the northwest Red Sea (Egypt). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**:419-434.

Pratt B.R. 1994. Seismites in the Mesoproterozoic Altyn Formation (Belt Supergroup), Montana: A test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity. *Geology*, **22**:1091-1094.

Pratt B.R. 2001. Oceanography, bathymetry and syndepositional tectonics of a Precambrian intracratonic basin: Integrating sediments, storms, earthquakes and tsunamis in the Belt Supergroup (Helena Formation, c. 1.45 Ga), western North America. *Sedimentary Geology*, **141-142**:371-394.

Pratt B.R. 2002a. Storms versus tsunamis: Dynamic interplay of sedimentary, diagenetic, and tectonic processes in the Cambrian of Montana. *Geology*, **30**:423-426.

Pratt B.R. 2002b. Tepees in peritidal carbonates: Origin via earthquake-induced deformation, with example from the Middle Cambrian of western Canada. *Sedimentary Geology*, **153**:57-64.

Pruss S.B., Corsetti F.A., Fisher W.W. 2008. Seafloor-precipitated carbonate fans in the Neoproterozoic Rainstorm Member, Johnnie Formation. Death Valley Region, USA. *Sedimentary Geology*, **207**:34-40.

Read J.F. 1982. Carbonate Platforms of Passive (Extensional) Continental Margins: Types, Characteristics and Evolution. *Tectonophysics*, **81**:195-212.

Read J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol*., **69**:1-21.

Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**:179-214.

Ridgwel A.J., Kennedy M.J., Caldeira K. 2003. Carbonate Deposition, climate stability and Neoproterozoic Ice Ages. *Science*, **302**:859-862.

Ringrose P.S. 1989. Paleoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, **1**:57-62.

Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R., Soares J.L. 2012. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geocronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, **1**:1-19.

Romero G.R., Fairchild T.R., Petri S., Nogueira A.C.R. 2011. Enigmáticas estruturas tubulares associadas à microbialitos da Formação Mirassol d'Oeste (Grupo Araras, Neoproterozóico). *In*: Carvalho I.S., Narendra S.K. *Paleontologia: Cenários da Vida*, **4**:27-37.

Rothman D.H., Hayes J.M., Summons R.E. 2003. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **100**:8124-8129.

Runnegar B. 2000. Loophole for snowball Earth. *Nature*, **405**:403-404.

Sandberg P.A. 1975. New interpretations of Great Salt Lake ooids and ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, **22**:497-538.

Sandberg P.A. 1985 Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. *In*: Schneidermann N., Harris P.M. *Carbonate Cements*. Special Publication, Society for Sedimentary Geology, **36**:33-57.

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., Tribovillard N., Ader M., Trindade R.I.F., Soares J.L., Nogueira A.C.R. Paleoredox reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the trace metals record. *Precambrian Research*, (submetido).

Shields G.A. 2005. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing models and the plume world hypothesis. *Terra Nova*, **17**:299-310.

Scholle P.A., Scholle D.S.U. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 459 p.

Scorza E.P. 1960. Geologia de Diamantino, Estado do Mato Grosso, Brasil. Rio de Janeiro, Div. Geol. Miner, 113 p.

Shen Y., Zhang T., Chu X. 2005. C-isotopic stratification in a Neoproterozoic postglacial ocean. *Precambrian Research*, **137**:243-251.

Sibley D.F. & Gregg J.M. 1986. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**:967-975.

Silva Júnior J.B.C., Nogueira A.C.R., Petri S., Riccomini C., Trindade R.I.F., Sial, A.N., Hidalgo R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Rev. Brasil. de Geoci.*, **37**:595-606.

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.

Spalluto L., Moretti M., Festa V., Tropeano M. 2007. Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology*, **196**: 81-98.

Sumner D.Y. 2002 Decimeter-thick encrustations of calcite and aragonite on the sea-floor and implications for Neoarchaean and Neoproterozoic ocean chemistry. *In*: Altermann W., Corcoran P.L. *Precambrian Sedimentary Environments: a Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication, International Association of Sedimentologists, **33**:107-120.

Tohver E., D`Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**:193-222.

Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, **38**:267-270.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999 Geochronology provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K.A. 1989. Review of the geochronology of Amazonian Craton: Tectonic implications. *Pre.Res.*, **42**:213-227.

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**:441-446.

Trindade R.I.F. & Macouin M. 2007. Palaeolatitude of glacial deposits and palaeogeography of Neoproterozoic ice ages. *C. R. Geoscience*, **339**:200-211.

Tucker M.E. 1983. Diagenesis, geochemistry and origin of a Precambrian Dolomite: the Beck Spring Dolomite of eastern California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**:1097-1119.

Tucker M.E. 1984. Calcitic, aragonite and mixed calcitic-aragonitic ooids from the mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana. *Sedimentology*, **31**:627-644.

Tucker M.E. 1986. Formerly aragonitic limestones associated with tillites in the Late Proterozoic of Death Valley, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**:818-830.

Tucker M.E. 1991. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 2ed., 260 pp.

Tucker M.E. 1992. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications, 2ed., 260 pp.

Tucker M.E. & Wright V.P. (Eds.) 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.

Yin L., Zhu M., Knoll A.H., Yuan X., Zhang J., Hu J. 2007. Doushantuo embryos preserved inside diapause egg cysts. *Nature*, **446**: 661-663.

Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. *In*: Balley B. *Seismic Stratigraphy Atlas, Studies in Geology*, 27, Tulsa, AAPG, p.:1-10.

Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In*: Paytonc E. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, 26, American Association of Petroleum Geologists, p.: 63-81.

Van Lith Y., Warthmann R., Vasconcelos C., Mckenzie J.A. 2003. Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology*, **1**:71-79.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.W., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Handerbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: Wilgus B.S. *et al*. *Sea-level Changes – An Integrated Approach*, 42, Tulsa, Special Publication, SEPM, p.: 39-46.

Vasconcelos C. & McKenzie J.A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, **67**:378-390.

Vernhet, E., Heubeck, C., Zhu, M.-Y., Zhang, J.-M., 2006. Large-scale slope instability at the southern margin of the Ediacaran Yangtze platform (Hunan province, central China). *Precambrian Research*, **148**: 32–44.

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

Vieira L.C., Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Ader M. 2007. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *C. R. Geoscience*, **339**:240-258.

Visher G.S. & Cunningham R.D. 1981. Convolute laminations – a theoretical analysis: example of a Pennsylvanian Sandstone. *Sedimentary Geology*, **28**:175-188.

Xiao S., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou C., Li G.,Yuan X., Ling, H. 2004. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciations. *Precambrian Research*, **130**:1-26.

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigrahic concepts. *In*: Walker R.G., James N.P. *Facies Models -Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada, p.: 1-14.

Walker R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. *In*: Posamentier H.W. & Walker R.G. *Facies Models Revisited*, 84, Tulsa, Oklahoma, Special Publications SEPM Special Publication, p.: 527.

Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, **52**:1-81.

Wilkinson B.H., Owen R.M., Carroll A.R. 1985. Submarine hydrothermal weathering global eustasy and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**:171-183.

Winterer E.L., & Sarti M. 1994. Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Sedimentology*, **41**:1109-1132.

Wizevich M.C. 1991. Photomosaics of Outcrops: Useful Photographic Techniques. *In*: Miall A.D., Tyler N. *The Three-Dimensional Facies Archtecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*, 3, Tulsa Oklahoma, SEPM, p.: 22-24.

Wright D. 1999. The role of sulfate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region South Australia. *Sedimentary Geology*, **126**:147-157.

Wright V.P. 1986. Facies sequences on a carbonate ramp: The Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, **33**:221-241.

Wright V.P. 1992. A Revised Classification of Limestones. *Sedim. Geol.*, **76:**177-185.

Wright D.T. & Oren A. 2005. Nonphotosynthetic bacteria and the formation of carbonates and evaporites through time. *Geomicrobiology Journal*, **22**:27-53.

Zaine M.F. & Fairchild T.R. 1992. Considerações paleoambientais sobre a Formação Araras, Faixa Paraguai, Estado do Mato Grosso. *In*: 37° Cong. Bras. Geol., São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*., **2**:474-475.

Zinkernagel U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, **8**:1-69.

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

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de JOELSON LIMA SOARES

A banca examinadora da tese de doutorado de **JOELSON LIMA SOARES** intitulada **"PALEOAMBIENTE E ISÓTOPOS DE C E O DA CAPA CARBONÁTICA DE TANGARÁ DA SERRA (MT), MARGEM SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO"** composta pelos Professores Doutores Afonso César Rodrigues Nogueira (Orientador-UFPA), Ramsés Capilla (Petrobrás), Thomas Rich Fairchild (USP), Werner Truckenbrodt (UFPA) e Jean Michel Lafon (UFPA), após a apresentação oral e arguição do candidato, emite o seguinte parecer:

O candidato apresentou contribuição relevante ao conhecimento sobre as capas carbonáticas do sul do Craton Amazônico, utilizando metodologias e ferramentas analíticas adequadas.

A apresentação oral foi clara, bem estruturada e de conteúdo relevante, tendo o candidato demonstrado domínio do tema,

Na arguição o candidato defendeu sua tese e respondeu as várias questões gerais e específicas apresentadas.

O documento está bem estruturado na forma de três artigos científicos submetidos, sendo dois em periódicos internacionais.

Com base no exposto, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 3 de dezembro de 2012.

Prof. Dr. **Afonso César Rodrigues Nogueira**
(Orientador-UFPA)

Prof. Dr. **Thomas Rich Fairchild**
(Membro-USP)

Prof. Dr. **Ramses Capilla**
(Membro-Petrobrás)

Prof. Dr. **Werner Truckenbrodt**
(Membro-UFPA)

Prof. Dr. **Jean Michel Lafon**
(Membro-UFPA)