



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

TESE DE DOUTORADO Nº 109

**PALEOAMBIENTE E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA PORÇÃO
SUPERIOR DO GRUPO ARARAS, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA
PARAGUAI NORTE, ESTADO DO MATO GROSSO**

Tese apresentada por:

ISAAC DANIEL RUDNITZKI

Orientador: Prof. Dr. Afonso C. R. Nogueira (UFPA)

Coorientadora: Prof.^a Dr.^a Magali Ader (IPGP)

**BELÉM-PA
2015**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Programa de Pós-Graduação de Geologia e Geoquímica

**PALEOAMBIENTE E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA PORÇÃO
SUPERIOR DO GRUPO ARARAS, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA
PARAGUAI NORTE, ESTADO DO MATO GROSSO**

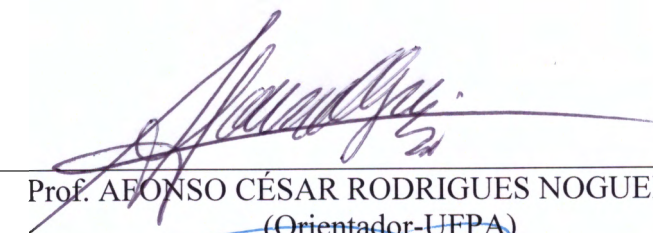
TESE APRESENTADA POR:

ISAAC DANIEL RUDNITZKI

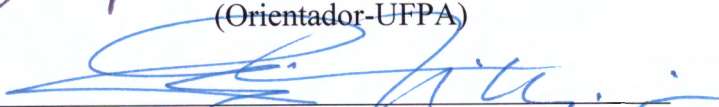
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOLOGIA

Data da Aprovação: 22/06/2015

Banca Examinadora:




Prof. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Orientador-UFPA)



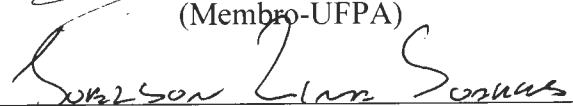
Prof. CLAUDIO RICCOMINI
(Membro-USP)



Prof. RICARDO IVAN FERREIRA DA TRINDADE
(Membro-USP)



Prof. JEAN-MICHEL LAFON
(Membro-UFPA)



Prof. JOELSON LIMA SOARES
(Membro-UFPA)

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Rudnitzki, Isaac Daniel, 1986-

Paleoambiente e quimioestratigrafia da porção superior do Grupo Araras, neoproterozoico da faixa Paraguai Norte, estado do Mato Grosso / Isaac Daniel Rudnitzki. – 2015

xix, 145 f.: il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira;

Coorientadora: Magali Ader

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geologia estratigráfica - Proterozóico. 2. Carbono - Isótopos. 3. Quimioestratigrafia. 4. Paleoecologia - Mato Grosso. 5. Fácies (Geologia) - Mato Grosso. I. Título.

CDD 22. ed. 551.715

Aos guias da minha vida, meus pais
E ao sangue do meu sangue, Noah

AGRADECIMENTOS

Este trabalho jamais teria sido realizado se não fosse à colaboração de muitos. Gostaria assim de expressar meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para o desenvolvimento dessa tese.

Aos programas do CNPq e CAPES-PDSE (nº 8336/13-0), pela concessão de bolsa de estudos. Ao projeto INCT-GEOCIAM (CNPq/MCT/FAPESPA, Proc. 573733/2008-2) pelo suporte financeiro e logístico. Ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG/UFGPA) e Instituto de Geociências, pelo importante suporte institucional ao desenvolvimento dessa pesquisa. As pedreiras Emal-Camil e Ecoplan pelo apoio logístico para realização dos trabalhos de campo.

Ao Prof. Dr. Afonso C. R. Nogueira, meu orientador e amigo, que me guiou como o profeta Moisés em nosso êxodo amazônico e me levou para a terra prometida da geociência. Jamais terei palavras para expressar minha gratidão, por compartilhar seus conhecimentos e amizade. Sempre será uma honra trabalhar com o senhor.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrondt, por todos os seus ensinamentos, histórias e principalmente companhia, sempre me lembrarei de suas palavras. Ao Dr. Roberto Cesar Barbosa, paciente companheiro manaós, por suas críticas ácidas, porém sempre perseverantes. Ao Msc. Hudson Santos, Dr. Joelson Soares, Dr. José Bandeira, Dr. Fabio Domingo e Msc. Eduardo Souza, pela ajuda em trabalhos de campo e discussões geológicas sobre nossa querida Faixa Paraguai Norte. Aos integrantes do grupo GSED, Kamilla, Salém, Pedro, Anderson, Francisco, Cleber e Walmir, por fazerem esse grupo de pesquisa tão singular e unido. Aos amigos da UFGPA Carla Braga, Carla Batista, Paulo Vitor, Frejá, Melissa, Kleper e Alberto pelos momentos de descontração e companheirismo.

Aos pesquisadores da USP. Prof. Dr. Thomas R. Fairchild, pelas discussões geológicas, colaboração no processo do estágio de doutorado sanduíche, e por sempre salvar parte da minha carreira acadêmica de alguma forma. Ao Prof. Dr. Ricardo Trindade pelas discussões geológicas. Ao meu amigo das “bochechas coradas”, Msc. Guilherme Raffaeli, colaborador fundamental para o desenvolvimento dessa tese, e Dra. Evelyn Sanchez, por ter a destreza e paciência de acompanhar os “babacas do apocalipse” em campo.

Ao Prof. Dr. Alcides N. Sial, do Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE, por realizar as análises de isótopos de C e O. À Joelma Lobo, do Laboratório de Laminação da UFGPA, pela confecção de lâminas e corte de amostra. À equipe do Laboratório de Microanálise da UFGPA, pelo auxílio na análise de MEV.

Je remercie Prof. PhD. Magali Ader pour les importantes orientations et pour l'opportunité de travailler sur IPGP. Je remercie également à tous de l'équipe du *Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables* et IPGP, en particulier Nelly Assayag, Carine Chaduteau, Caroline Thaler, Guillaume Landais, Thomas Giunta et Pierre Sansjofre. J'exprime ma gratitude à toutes les personnes que j'ai rencontrées en France, Sabrina Sanchez, Clear Roubinet, Virginia Rojas, Clement Roy, Baptiste Tournatre, Mohamend Abdullaui, Tom, Marjolaine, Alice Dodói e Natyelle Dodói, les amis ne seront jamais oubliés, et Mariana F. T. Bento, sans vous rien ne serait le même.

Por fim, agradeço a todos que participaram direta e indiretamente para realização dessa tese de doutorado que não foram citados aqui, devido a curta memória deste pobre mortal. Tenho certeza que suas colaborações foram maiores que breves palavras.

Cedo ou tarde, na vida de um homem chega um dia que
não é fácil. Um dia que ele deve fazer uma escolha,
e viver com ela para o resto dos seus dias
Maester Aemon – A song of Ice and Fire

RESUMO

Na porção central da Plataforma Sul-Americana, ocorre a sucessão sedimentar do Grupo Araras, registro de extensas plataformas carbonáticas do Neoproterozoico, desenvolvida ao longo de uma margem passiva na porção S-SW do Cráton Amazônico. Estas bacias sedimentares foram deformadas na transição do Ediacarano-Cambriano, como resultado de um fechamento oceânico, gerando o cinturão de deformação, a Faixa Paraguai. Enquanto a porção basal do Grupo Araras é reconhecida pelos registros pós-glaciais ligados ao evento Marinoano (~635 Ma), os eventos paleoceanográficos e sedimentares finais que levaram ao desaparecimento da deposição carbonática são, pela primeira vez, discutidos neste trabalho. A porção superior do Grupo Araras, representada pelas formações Serra do Quilombo e Nobres, é considerado o registro da última fase de sedimentação da plataforma carbonática Araras. Estas unidades são recobertas por depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai do Ediacarano Médio, cuja porção basal tem sido supostamente influenciada por processos glaciais ligados ao evento Gaskiers (~580 Ma), documentados apenas na porção leste da Faixa. Os estudos estratigráficos, faciológicos e de isótopos de carbono foram realizados em exposições de rochas carbonáticas nas regiões de Cáceres e Nobres, respectivamente porção oeste e leste da faixa, Estado do Mato Grosso, Brasil. As formações Serra do Quilombo e Nobres representavam um único sistema de rampa carbonática homoclinal composta pelos depósitos de: i) rampa carbonática externa com dolomito fino maciço laminado de *offshore*; ii) rampa intermediária com dolomito fino maciço, dolomito intraclásticos e arenoso com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*, laminação ondulada à plana, dolomito oncolítico com acamamento *wavy* e dolomito oolítico maciço, representativos da zona de *shoreface*, complexo de barras oolíticas e zona de *foreshore/shallow subtidal*; e iii) rampa carbonática/mista interna que consiste em dolomito fino maciço, dolomito intraclástico e arenito dolomítico com acamamento de *megaripples*, biostromas, *chert*, moldes de evaporitos, arenito e pelito laminado, depositados em planícies de maré. Estes depósitos se desenvolveram em trato de sistema de mar alto, após o evento de transgressão marinha pós-Marinoana e precedendo a implantação dos depósitos de plataforma siliciclástica do Grupo Alto Paraguai na transição Ediacarano-Cambriano. A assembléia de palinormorfos da Formação Nobres revelou *Leiospharidia* e raros filamentos de acritarcos acantomorfos como *Tanarium*, correlatos a biozona ECAP (Ediacaran Complex Acantomorph Palynoflora), o que sugere idade entre 600-550 Ma. A análise estratigráfica de alta frequência indica a força orbital como principal mecanismo para geração de espaço de acomodação e composição dos

ciclos de perimaré, e secundariamente influenciados pela tectônica. Os padrões de isótopos de carbono em carbonatos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) e a diferença entre a composição de carbono ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) associados a baixa concentração de TOC sugerem um oceano predominantemente oxidante em equilíbrio com a atmosfera, com variações mínimas nas condições redox na interface sedimento/água, o que inclui: i) nível anóxico: representado por $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \sim 0\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} < -28\text{‰}$, limitado à interface sedimento/água em zonas distais da rampa externa, associada a diagênese orgânica precoce por atividade quimiosintética; ii) nível oxidante com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \sim 0\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -28 a -25‰ em sistema de mar aberto da rampa externa e rampa intermediária, caracterizados por coluna de água completamente oxidante e produção primária fotossintetizante; iii) nível oxidante com baixo $p\text{CO}_2$ associado a sinais positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (+3‰) e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (>-25‰) em águas rasas da rampa intermediária, com alta taxa de precipitação de inorgânica de carbonato; iv) nível oxidante restrito definido por $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negativo (-2‰) e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -31 to -25‰, exclusivo da zona de rampa interna, associados à produção primária fotossintetizante e re-mineralização de matéria orgânica efetiva durante a diagênese precoce, e guiados pela variação do nível relativo do mar. Desta forma a integração dos dados define o Grupo Araras superior como o registro de uma rampa carbonática com ambientes restritos na zona costeira, desenvolvida em oceanos com coluna da água oxidante, em zona tropical de clima quente com alta taxa de evaporação e biomassa fotossintetizante, durante o Ediacarano Médio. Influências pré-glaciais indicadas por anomalias no ciclo do carbono ou glacio-eustáticas não foram documentadas na porção superior do Grupo Araras. A fase final de sedimentação da plataforma carbonática Araras foi influenciada pelo soerguimento inicial de áreas continentais, responsáveis pelo progressivo influxo de siliciclásticos para zonas costeiras carbonáticas, precedendo a progradação dos sistemas continentais-costeiros do Grupo Alto Paraguai no Ediacarano Médio.

Palavras-chave: Geologia estratigráfica, Isótopos de carbono, Microfósseis, Grupo Araras Superior, Faixa Paraguai, Neoproterozoico.

ABSTRACT

In the central portion of the South-America Platform occurs the carbonate succession of the Araras Group, that register an extensive carbonate platforms of the Neoproterozoic, developed along a passive margin at S-SW portion of the Amazon Craton. These sedimentary basins were submitted to a compressional collisional event at Ediacaran-Cambrian transition, resulting in the origin of the Paraguay Belt. While the lower Araras Group are recognized as a post-glacial record of the Marinoan event (~635 Ma), the final paleoceanographic and sedimentary events that led the end of carbonate deposition are discussed, for the first time, in this thesis. The upper Araras Group, represented by Serra do Quilombo and Nobres formations, are the last stage of Araras carbonate platform sedimentation. These units are covered by siliciclastic deposits of Alto Paraguay Group, Middle Ediacaran, which the basal deposits are related to the glacial Gaskiers event (~580 Ma), reported only on the eastern portion of the Belt. Stratigraphy, sedimentology and carbon isotope studies were performed on carbonate rocks exposition in Cáceres and Nobres regions, respectively the western and eastern portion of the belt, Mato Grosso state, Brazil. The Serra do Quilombo and Nobres formations are a unique carbonate ramp in a homoclinal system composed by: i) deep ramp with massive thin dolostone of offshore. ii) Middle ramp with massive thin dolostone, intraclastic and sandy dolostone with *hummocky* and swaley cross stratification, planar and wave lamination, oncolitic dolostone with wavy bedding and massive oolitic dolostone, from shoreface, oolitic bar complex, and foreshore/shallow subtidal zones; and iii) inner ramp comprising in massive thin dolostone, intraclastic dolostone and dolomitic sandstone with megaripple bedding, microbialites, chert, evaporite molds, laminated sandstone mudstone, deposited in tidal flats. These deposits were developed during highstand conditions after the Marinoan transgressive event, and preceding the implantation of siliciclastic platform from Alto Paraguay Group during the Ediacaran-Cambrian transition. The palynomorphs assemblages from Nobres Formation are represented by spheroidal forms, such as *Leiospharidia*, rare filamentous and acanthomorphous acritarchs represented mostly by *Tanarium* correlated to biozone ECAP (Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora) that suggest an age between 600-550 Ma. The High frequency stratigraphy appoint to orbital force as the principal mechanism responsible to accommodation space generation and peritidal cycles composition, and secondarily influenced by tectonic. The patters of carbon isotopes from carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$), organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and the coupling of carbon isotope composition ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) associated with low TOC suggests an oxidant

ocean in equilibrium with atmosphere, with minimal redox variation on sediment/water interface, that includes: i) anoxic layer with $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ around $\sim 0\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} < -28\text{‰}$, restrict to the distal zone of deep ramp with early organic diagenesis conduct by chemosynthetic organism; ii) oxic layer with $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ around $\sim 0\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ between -28 a -25‰ in open sea system of deep and middle ramp, with primary photosynthetic activities; iii) oxic layer with low $p\text{CO}_2$ associates to positives signal of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($+3\text{‰}$) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($> -25\text{‰}$) in shallow middle ramp associated with high ration of inorganic carbonate precipitation; and iv) oxic layer restrict features by negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (-2‰) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ between -31 to -25‰ , exclusive to inner ramp, related to primary photosynthetic production and effective organic early diagenesis drive by sea level changes. These data define the upper Araras Group as the record of a carbonate ramp with restrict coastal environments, on an oxidant ocean, tropical zones with warm waters, high evaporation rate and photosynthetic biomass, during the Middle Ediacaran. The pre-glacial influence indicated by carbon cycles anomalies or glacioeustasy they were not documented to the upper Araras Group. The final sedimentation stage of Araras carbonate platform was influenced by initial continental uplift source areas responsible for the siliciclastic input on carbonate coastal zone, preceding a progradation of continental-coast systems from Alto Paraguay Group at Middle Ediacaran.

Keywords: Stratigraphic Geology, Carbon Isotopes, Microfossil, Upper Araras Group, Paraguai Belt, Neoproterozoic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

- Figura 1.1- Mapa de localização e geológico da Faixa Paraguai Norte e sul do Cráton Amazônico, com áreas de trabalho destacadas com retângulo (fonte: Barros *et al.* 1982)..... 3

CAPÍTULO 2

- Figura 2.1- Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos (modificado de Tohver *et al.* 2006). A) Ruptura da margem oeste do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para o oeste em 600Ma (abertura do proto-oceano Pacífico); B) Arranjo paleogeográfico dos blocos continentais no final do Ediacarano; C) Modelo de convergência entre os três blocos continentais durante o evento Brasiliano/Pan-Africano entre 600 a 540Ma e fechamento do oceano Clymene (modificado de Alkmin 2001). A sul do Bloco Amazônico, área de estudo, está destacada em (B) e ampliado em (C). Abreviações dos blocos continentais: Australiano (A), Amazônico (AM), Árabe-Nubiano (AN), Indiano (I), Kalahari (K), Laurentia (L), Paraná (P), Rio Apa (RA), Rio de la Plata (RP), São Francisco-Congo (SFC) e Oeste Africano (WA)..... 6
- Figura 2.2- Propostas de divisão tectônica da Faixa Paraguai. A) Divisão tectônica segundo Almeida (1964) com a área de trabalho localizada na Província Serrana; B) Divisão tectônica segundo Nogueira *et al.* (2007), com a localização da área de trabalho (quadrado) na zona de dobramento e cavalgamento..... 7
- Figura 2.3- Proposta da coluna estratigráfica do Grupo Araras (modificado de Nogueira *et al.* 2007), idades radiométricas: (1) Babinski *et al.* (2006); (2) Romero *et al.* (2012)..... 11

CAPÍTULO 3

- Figura 3.1- Correlação estratigráfica dos principais eventos biológicos e físicos do final do Proterozóico a Cambriano. As curvas isotópicas são de caráter global, bem como as demais curvas que indicam diversidade e declínio dos estromatólitos, frequência de *molar tooth*, diversidade dos acritarcos e calcificação microbiana. Os diagramas resumem os eventos tectônicos que incluem: A) supercontinente Rodínia; B) fragmentação do Rodínia; C) coalescência da porção leste e oeste do Gondwana, extensão e rápida subsidência; D) fragmentação continental, abertura do Iapetus e dispersão pré-Pangea. Modificado de Knoll (1994), Riding (1994) com informações adicionais de Grotzinger & Knoll (1995), James *et al.* (2001), Knoll (2000), Trompette (2000), Shields (2005) e Sumner (2002). (Modificado de Nogueira 2006)..... 14
- Figura 3.2- Arcabouço quimiostratigráfico do Neoproterozoico com base em dados de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos e matéria orgânica, demonstrando as principais anomalias isotópicas, e sua relação com os eventos de glaciação Sturtiana, Marinoana e Gaskiers, auxiliados por dados geocronológicos (Halverson 2010)..... 19

CAPÍTULO 5

- Figura 5.1- Aspectos geológicos. A) Mapa de localização das áreas estudadas (modificado de Sansjofre *et al.* 2014); B) Coluna estratigráfica da Faixa Paraguai Norte (modificado de Nogueira & Riccomini 2006). Idades (1) Babinski *et al.* (2006); (2) Romero *et al.* (2012), (3) McGee *et al.* (2014)..... 28
- Figura 5.2- Seções estratigráficas estudadas da região de Cáceres-MT. Perfis 1 e 2 frente de lavra da pedreira Emal-Camil, perfis 3 e 4 ao longo de cortes de estrada da BR-070..... 31
- Figura 5.3- Seções estudadas da região de Nobres-MT, perfil 5 pedreira Copacel, perfis 6, 7 frente de lavra da pedreira Ecoplan, perfil 8 ao longo da BR-364, perfil nove cachoeira Rio Serragem..... 32
- Figura 5.4- Fácies sedimentares da rampa carbonática externa (AQ1). A) Camadas de dolomito fino a laminado (Dm) truncadas por brechas carbonáticas com cimento. B) brechas carbonática com cimento com clastos tabulares de dolomito e cimento de dolomita espática com arranjo de brecha hidráulica; C) Dolomito fino laminada (Dm)..... 36

- Figura 5.5- Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2) do subambiente de *shoreface* influenciado por tempestades. A) Ciclos de raseamento ascendente *shoreface*; B) Composição de fácies dos ciclos de raseamento, na base dolomito fino maciço (Dm) intercalados por camadas delgadas de dolomito oolítico com matriz (Doo), recobertos por dolomito intraclástico a arenito dolomítico com estratificação cruzada *hummocky* (DAh); C) Estratificação cruzada *swaley* com transição lateral para lamina cruzada de baixo ângulo a planar; D) Concentração de grão de terrígenos de tamanho areia fina a grossa ao longo das laminações; E) Brecha carbonática com matriz e clastos tabulares de dolomito fino da fácies Bm; F) Microfácies de *dolopackstone* intraclástico com terrígenos da fácies DAh; e G) Microfácies de *dolograinstone* intraclástico também da fácies DAh (Fotos F e G com nicóis paralelos)..... 38
- Figura 5.6- Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2), subambiente de complexo de barras oolíticas. A) Ciclos de raseamento ascendente que consistem em dolomito fino maciço (Dm), dolomito com laminação cruzada (Dc), dolomito com acamamento *wave ripples* (Dwr), dolomito oolítico (Dgo); B) Oóides de tamanho areia muito fina a fina; C) Pisóides alongados com interface de acamamento cimentado por sílex; D) *Dolopackstone* oolítico; E) *Dolograinstone* oolítico. (Foto D nicóis cruzados, Foto E nicóis paralelos).... 41
- Figura 5.7- Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2), depósitos de *foreshore*. A) Feições de escavação preenchidas por oóides, intraclastos carbonáticos e siliciclásticos associados a laminações planas e onduladas (fácies Dc); B) Laminação cruzada de base escavada, com formas de leito assimétricas recobertas por lama carbonática, com intraclastos dispersos (fácies Dc); C) *Lags* de intraclastos de dolomito fino, com grãos siliciclásticos preenchendo cunhas de escavação; D) Laminação cruzada de baixo ângulo com superfícies de reativação (seta, fácies D1); E) Microfácies de *dolopackstone/dolorudstone* intraclástico com terrígenos (nicóis paralelos)..... 44
- Figura 5.8- Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2), depósitos de *shallow subtidal*. A) Ciclos de raseamento ascendente do depósito de *shallow subtidal* (setas alongadas), que consistem em dolomito maciço (Dm), dolomito com acamamento de *wave ripple*, dolomito com *tepee* de extrusão (Dt) e filmes de lama carbonática recobrimdo formas de *megaripples* (seta); B) Acamamento *wave* e *linsen* associados a camadas rompidas formando clastos do tipo *rip-up* (seta); C) Cristais de pirita cúbica; D) Fácies Det1 com estrutura do tipo *tepee* de extrusão; E) *Dolopackstone* com oóides e oncóides da fácies Dwr (nicóis cruzados); F) Oóide com lamelas distorcidas (nicóis paralelos)..... 46
- Figura 5.9- Fácies sedimentares da rampa carbonática interna (AN1) do subambiente de *tidal inlet*. A) Dolomito intraclástico com estratificação cruzada tangencial da fácies Dct; B) Estratificação cruzada tangencial com intraclastos tabulares imbricados ao longo do *forset* e *bottomset*, e camadas de dolomito fino no topo dos *sets*; C) Microfácies de *dolograinstone* intraclástico com oóides (nicóis paralelos); D) Brecha carbonática com matriz com intraclastos de dolomito fino e dolomito oolítico..... 49
- Figura 5.10- Fácies sedimentares rampa carbonática interna (AN1) do subambiente de planícies de maré/*sabkha*. A) Ciclos de raseamento ascendente (seta) composto por dolomito maciço (Dm) e dolomito com acamamento de *megaripples* (Dmr); B) Acamamento *megaripples* com laminação ondulada; C) *Lags* de intraclasto tabular de dolomito fino preenchendo cunhas de escavação; D) Laminação cruzada tangencial e espinha de peixe associadas as estruturas internas da fácies Dmr; E) Microfácies do dolomito fino (Dm) com dolomita microcristalina xenotópica; F) *Dolopackstone* intraclástico com raros terrígenos da fácies Dmr, associado a quartzo microcristalino. (Fotos E e F como nicóis cruzados)..... 51

Figura 5.11-	Fácies sedimentares da rampa carbonática interna (AN1) do subambiente de planícies de maré/ <i>sabkha</i> . A) Estrutura <i>tepee</i> desenvolvido no topo dos depósitos de <i>sabkha</i> ; B) Estromatólito estratiforme com pequenos domos desenvolvidos (fácies Det); C) Intercalação de dolomito fino e dolomito arenoso com acamamento enterolítico da fácies De; D) Arcabouço sedimentar do acamamento enterolítico (fácies De), composto por dolomito fina microcristalina (<4µm) e concentrações delgadas de siliciclásticos de tamanho areia fina a muito fina (nicóis cruzados).....	53
Figura 5.12-	Fácies sedimentares da rampa mista interna (AN2) do subambiente de planície de maré. A) Ciclos de raseamento ascendente composto por dolomito maciço (fácies Dm); dolomito oolítico (fácies Doo), estromatólito pseudo-colunar (fácies Det), arenito dolomítico com <i>megaripples</i> (fácies Amr) e arenito laminado (Al); B) Estromatólitos pseudo-colunar; C) Estromatólito rugoso; D) Moldes evaporíticos tipo <i>pop-corn</i> ; E) Microfácies do arenito dolomítico (nicóis cruzados).....	57
Figura 5.13-	Correlação estratigráfica da sucessão Neoproterozoica da Faixa Paraguai Norte, A) Representação da distribuição litoestratigráfica do Grupo Araras com seções compostas de cada região estudada (adaptado de Nogueira & Riccomini 2006, Sansjofre <i>et al.</i> 2014); B) Correlação das seções compostas do Grupo Araras superior, onde a Formação Serra do Quilombo é representada pela rampa carbonática externa (AQ1), rampa carbonática intermediária (AQ2), e a Formação Nobres pela rampa carbonática interna (AN1) e rampa mista interna (AN2). Perfil composto da região de Planalto da Serra baseado na descrição de Silva Jr. (2012).....	61
Figura 5.14-	Modelo paleogeográfico para Grupo Araras superior.....	64
CAPÍTULO 6		
Figure 6.1-	Figure 6.1- Geological Map of study area and location of the outcrops in Northern Paraguay Belt in the south of the Amazon Craton (Nogueira & Riccomini 2006).	70
Figure 6.2-	Lithostratigraphy of Northern Paraguay Belt (Modified from Nogueira <i>et al.</i> 2007). Radiometric ages: (1) Babinski <i>et al.</i> (2013); (2) Babinski <i>et al.</i> (2006); (3) Romero <i>et al.</i> (2012); (4) McGee <i>et al.</i> (2014); (5) Bandeira <i>et al.</i> (2012).....	71
Figura 6.3-	The sedimentary facies of tidal flat/ <i>sabkha</i> deposits (AF1). a) Shallowing upward cycles (Sub = massive fine dolostone from subtidal facies, Inter = intraclastic dolopackstone with megaripple bedding from intertidal facies). b) Intraclastic dolopackstone with wave lamination overlying by mud-drapes (narrow) on megaripple bedding from intertidal facies. c) <i>Tepee</i> structure from intertidal facies. d) Domic-stratiform stromatolites from intertidal facies. e) Enterolithic bedding from supratidal/ <i>sabkha</i> facies.....	76
Figure 6.4-	The facies sedimentary from mixed tidal flat (AF2). a) Shallowing upward cycles (Sub = massive fine dolostone of subtidal facies, Inter = dolimitic sandstone with megaripple bedding of mixed intertidal facies). b) Siliciclastic and intraclastic concentration in megaripples bedding of mixed intertidal facies. c) Dessication crack in the top of megaripple bedding (dash lines). d) Laminated fine-grained sandstone with mud drapes related to mixed intertidal facies. e) Wrinkled stromatolite in supratidal facies. f) Domic to stratiform stromatolite from subtidal facies.....	77
Figura 6.5-	Types of shallowing/brining upward cycles of Nobres Formation.....	80
Figure 6.6-	Ediacaran acritarchs of Nobres Formation. A, B and C, <i>Tanarium irregular</i> . D, <i>Lophosphaeridium granulatum</i> . E. <i>Tanarium conoideum</i> . F and G. <i>Leiosphaeridia</i> . H. <i>Wengania globosa</i> . Bar scale: 50 µm in figures A, B, C and H, and 20 µm in figures D, E, F, and G.....	82

- Figure 6.7- Stacking pattern in meter-scale peritidal cycles of Nobres Formation. The analysis compare the frequency of stromatolites, siliciclastic layers, evaporite molds, thickness of subtidal facies and the relative sea-level curve (modified of Nogueira *et al.* 2007). Palynomorphs and *Fischer plot* complete the stratigraphic analysis of Nobres Formation. System tracts indicate three depositional sequences or megacycles. The basal HST is component of a depositional sequence that include the Serra do Quilombo deposits. 83
- CAPÍTULO 7**
- Figura 7.1- Aspectos geológicos da área de trabalho. A) Localização da seção oeste na região de Cáceres, e leste região de Nobres, centro-oeste do Brasil. Perfis levantados na pedreira EMAL-CAMIL (1, 2), rodovia BR-070 (3, 4), pedreira Copacel (5) e ECOPLAN (6, 7), BR-364 (8, 9); B) Seção estratigráfica leste-oeste da sucessão Neoproterozoica da Faixa Paraguaui Norte e sul do Cráton do Amazônico. 94
- Figura 7.2- Arcabouço quimioestratigráfico do Grupo Araras Superior. Dados da porção leste (Nobres-MT) de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$, TOC obtidos neste trabalho. Dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da porção oeste (Cáceres-MT) provenientes de Nogueira *et al.* (2007) e Milhomem (2012) 105
- Figura 7.3- Distribuição de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ dos carbonatos da rampa carbonática Araras. A) Todas amostras estudadas com limite da zona de alteração meteórica indicada por valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} < -8\text{‰}$ (área cinza); B) $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ excluindo amostras com de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ claramente alterado por diagênese meteórica ou hidrotermal, porém ausência de covariância entre os isótopos de carbono e oxigênio..... 108
- Figura 7.4- Componentes do arcabouço carbonático do Grupo Araras Superior. A) Matriz de dolomita fina parcialmente recristalizada; B) Cimento de dolomita em *bladed*, cimento tipo 1; C) Intraclastos de dolomito fino e cimento de dolomita na forma de mosaico alongado, cimento tipo 2; D) cimento de dolomita em drusa, cimento tipo 3; E) Cimento de dolomita xenotópica microcristalina, cimento tipo 4 ; F) Cimento de dolomita mosaico grosso planar, cimento tipo 5; G) Imagem de MEV de cimento do tipo 1 com crescimento de cristais na alongados; H) Imagem de MEV do cimento de dolomita em forma de drusa obliterando poros interpartícula; I) Imagem de MEV com cimento tipo 5 obliterando poro intrapartícula (poro de dissolução)..... 110
- Figura 7.5- Gráfico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ em componentes carbonático individuais em microfácies distintas presentes na rampa carbonática Araras, que inclui: i) Matriz de dolomita microcristalina xenotópica, ii) Intraclastos carbonáticos de dolomito fino e dolomito oolíticos; iii) oóides e pisóides; iv) Cimento tipo 1, dolomita com hábito em *bladed*; v) Cimento tipo 2, dolomita na forma de mosaico médio a grosso com cristais alongados equidimensionais; vi) Cimento tipo 3, dolomita na forma de mosaico grosso equidimensional; vii) Cimento tipo 4, viii) Cimento tipo 5, dolomita plana formando único cristal espático ou na forma de mosaicos equidimensionais ou na forma de drusas. O sinal da calcita diagenética de $\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ apresentam valores inferiores -8‰ 113
- Figura 7.6- Parâmetros geoquímicos para determinação do sinal isotópico primário de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos e matéria orgânica. A) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em função de $\text{TOC}_{\text{total}}$; B) $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\text{TOC}_{\text{total}}$; C) $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ em função de $\text{TOC}_{\text{total}}$; D) $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ em função de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}}$, onde zona cinza horizontal valores $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ normal, e zona vertical indica range de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}}$ onde não há evidências de obliteração digenética do $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ (valores maiores que $\pm 2\text{‰}$ indica alteração diagenética).... 118
- Figura 7.7- Modelo da variação redox da coluna da água ao longo da rampa carbonática Araras, associadas a atividades químicas e metabólicas, como: i) nível anóxico com atividades organismos quimiossintetizantes na interface água/sedimento em zonas profundas ou raso restrito; ii) nível oxidante com produção primária fotossintetizante predominante; iii) nível oxidante associado a baixo pCO_2 ; iv) Nível oxidante restrito, com alta taxa de produção primária fotossintetizante, e re-mineralização da matéria orgânica controladas pela variação do nível do mar entre processo de oxidação e anoxia com preservação seletiva. 125

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 5

Quadro 5.1-	Quadro de fácies sedimentares da Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres.....	34
-------------	--	----

CAPÍTULO 6

Table 1-	Cycle types description of Nobres Formation in Cáceres region.....	78
----------	--	----

CAPÍTULO 7

Tabela 7.1-	Dados geoquímicos do Grupo Araras superior, com a Formação Serra do Quilombo representado pelos ambientes de rampa carbonática externa e intermediária, e Formação Nobres pela rampa interna.....	99
Tabela 7.2-	Composição isotópica de carbono e oxigênio.....	111

SUMÁRIO

RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xvi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	3
1.3 OBJETIVOS	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO FAIXA PARAGUAI NORTE	5
2.1 CONTEXTO TECTÔNICO	5
2.2 SEQÜÊNCIA SEDIMENTAR NEOPROTEROZOICA	8
2.3 SUCESSÃO SUPERIOR DO GRUPO ARARAS – ESTADO DA ARTE E TRABALHOS ANTERIORES	12
3 EVENTOS DO NEOPROTEROZOICO	14
3.1 EVENTOS TECTÔNICOS	15
3.2 GLACIAÇÕES DO NEOPROTEROZOICO	16
3.3 EXCURSÕES ISOTÓPICAS DE CARBONO E QUÍMICA DO OCEANO	17
3.4 EVOLUÇÃO BIOLÓGICA	20
4 MÉTODOS	22
4.1 ANÁLISES DE FÁCIES SEDIMENTAR.....	22
4.2 SEQÜÊNCIA ESTRATIGRÁFICA DE ALTA FREQÜÊNCIA (SAF)	22
4.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA	23
4.4 GEOQUÍMICA	23
4.4.1 Isótopos de ¹³ C e ¹⁸ O em carbonatos	23
4.4.2 Isótopos de ¹³ C em matéria orgânica.....	25
5 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ARARAS SUPERIOR, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, BRASIL	26
RESUMO	26
ABSTRACT	26
5.1 Introdução.....	27
5.2 Geologia regional	27

5.3 Base de Dados e Aspectos Gerais das áreas estudadas	29
5.4 Fácies sedimentares	33
5.4.1 Rampa carbonática externa (<i>Offshore</i>) – AQ1	33
5.4.2 Rampa carbonática intermediária (<i>Shoreface</i> influenciado por tempestade, complexo de barras e <i>foreshore/shallow subtidal</i>) – AQ2.....	37
5.4.3 Rampa carbonática interna AN1 (<i>Tidal Inlet</i> e Planície de maré/ <i>Sabkha</i>).....	47
5.4.4 Rampa mista interna AN2 (Planície de maré mista)	54
5.5 Superfícies estratigráficas e SeqUência deposicional	58
5.6 Modelo Paleogeográfico.....	62
5.7 Implicações estratigráficas	64
5.8 Conclusões.....	67
6 HIGH FREQUENCY PERITIDAL CYCLES OF THE UPPER ARARAS GROUP: PALYNOLOGY AND IMPLICATIONS FOR DISAPPEARANCE OF NEOPROTEROZOIC CARBONATE PLATFORM IN THE SOUTHERN AMAZON CRATON.....	68
ABSTRACT	68
6.1 INTRODUCTION	69
6.2 GEOLOGICAL SETTING.....	70
6.3 METHODS	73
6.4 THE NOBRES FORMATION.....	74
6.4.1 General Aspects.....	74
6.4.2 Paleoenvironment setting	75
6.4.3 Tidal flat cycles	78
6.4.4 Biostratigraphy	80
6.5 HIGH FREQUENCY STRATIGRAPHY.....	83
6.6 TRIGGER MECHANISMS AND SIGNIFICANCE OF CYCLES	85
6.7 FINAL REMARKS	88
6.7.1 The disappearance of Neoproterozoic carbonate platforms	88
6.7.2 Implications for occurrence of Mid-Ediacaran Glacial Event.....	89
6.8 CONCLUSIONS	90
7 O ÚLTIMO REGISTRO DE $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ E $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ DA RAMPA CARBONÁTICA ARARAS, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, BRAZIL	91
RESUMO.....	91
ABSTRACT	91

7.1 Introdução.....	92
7.2 Geologia regional	93
7.3 Amostragem e métodos analíticos.....	95
7.4 Resultados.....	97
7.4.1 Rampa externa (Formação Serra do Quilombo).....	98
7.4.2 Rampa intermediária (Formação Serra do Quilombo)	102
7.4.3 Rampa interna (Formação Nobres).....	106
7.4.4 Composição isotópica de microfácies	109
7.5 Efeitos diagenéticos	113
7.5.1 Evidencia de preservação e alteração do $\delta^{13}\text{C}$ em carbonato ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$).....	114
7.5.2 Evidencia de preservação e alteração do $\delta^{13}\text{C}$ em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)	117
7.6 Discussão	120
7.6.1 Significado do carbono-13 e Condições redox.....	120
7.6.2 Implicações para Ediacarano médio no contexto regional e global	126
7.7 Conclusão	127
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	129
REFERÊNCIAS	131

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Extensas plataformas carbonáticas adjacentes a oceanos em fase de fechamento formavam o cenário da Terra no final do Neoproterozóico, implantadas após condições climáticas extremas ligadas às glaciações de baixa-latitude, relacionadas à hipótese de *Snowball Earth* (Knoll *et al.* 1986; Derry *et al.* 1992; Narbonne *et al.* 1994; Powell 1995; Kaufman & Knoll 1995; Saylor *et al.* 1998; Jacobsen & Kaufman 1999; Trompette 2000, Knoll 2000, Hoffman & Shrag 2002). Além disso, ocorreram expressivas mudanças paleoceanográficas indicadas por composições isotópicas do carbono, estrôncio e enxofre, sugerindo oceanos quimicamente estratificados que precederam a oxigenação dos oceanos e a explosão da vida no final do Ediacarano (Ader *et al.* 2009, Narbonne *et al.* 2010, Li *et al.* 2010). Carbonatos anômalos ou capas carbonáticas geralmente marcam a deposição pós-glacial destas plataformas, cujo desaparecimento é concomitante com importante influxo de terrígenos observados em várias sucessões estratigráficas cratônicas (Halverson *et al.* 2005). Eventos de subida eustática foram ligados a última glaciação do Cryogeniano (Marinoan ~635 Ma), acompanhada por subsidência térmica pós-rifte simultânea ao desenvolvimento de plataformas carbonáticas (Halverson *et al.* 2005, Allen & Leather 2006). A alternância cíclica entre rochas carbonáticas e siliclásticas, durante a transição Neoproterozoico-Cambriano nos crátons, indica um controle global ou inter-regional no estilo sedimentar, que muitas vezes mascara as variações locais da história tectônica (Allen & Leather 2006).

Um dos maiores registros desta história Neoproterozoica global é encontrado na Faixa Paraguai Norte, centro-oeste do Brasil, representado pela sucessão carbonática do Grupo Araras (Almeida 1964; Nogueira 2003; Alvarenga *et al.* 2004; Nogueira & Riccomini 2006; Nogueira *et al.* 2007). A unidade é o registro de uma extensa plataforma carbonática desenvolvida em uma margem passiva na porção S-SW do Cráton Amazônico, que foi suplantada por depósitos de plataforma siliciclástica do Grupo Alto Paraguai. O Grupo Araras é considerado como o registro entre as glaciações Marinoana (~635 Ma), ligada à hipótese do *snowball/slushball Earth* (Hoffman *et al.* 1998; Hoffman & Schrag 2002; Nogueira *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2007; Sansjofre *et al.* 2011), e glaciação Gaskier de ~580 Ma (Alvarenga *et al.* 2007, McGee *et al.* 2013), que precedeu o evento de oxigenação de oceanos profundos (Narbonne 2010). A porção basal do Grupo Araras, formações Mirassol d'Oeste e Guia, tem sido principal objeto de estudos sedimentológicos e quimioestratigráficos, devido à presença da capa carbonática pós-Marinoana (Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004; Alvarenga

et al. 2007; Nogueira *et al.* 2007; Sansjofre *et al.* 2011; Soares *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014, Sansjofre *et al.* 2014). Por outro lado a porção superior do Grupo Araras, formações Serra do Quilombo e Nobres, embora citada em trabalhos posteriores, apresenta interpretações breves e dificuldade em termos de correlação regional ao longo da Faixa Paraguai Norte.

Esta pesquisa apresenta os resultados obtidos em estudos de fácies sedimentar, estratigrafia e isótopos de carbono em sucessões do Grupo Araras Superior, ao longo da Faixa Paraguai Norte, regiões de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso. Esses resultados permitem discutir as condições paleoambientais que antecederam a possível glaciação do Ediacarano médio, além de verificar se houve alterações nas condições químicas do oceano ou no ciclo do carbono, na última fase de sedimentação da plataforma carbonática Araras.

A tese está organizada em oito capítulos que incluem uma introdução (Capítulo 1), bem como os aspectos geológicos da área, objetivos, métodos aplicados, e o estado da arte sobre os eventos do Neoproterozoico (capítulos 2, 3 e 4). Os resultados estão apresentados na forma de 3 artigos científicos. O primeiro artigo (Capítulo 5), denominado “*ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ARARAS SUPERIOR, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, BRASIL*”, apresenta resultados de análise de fácies e estratigráfica, determinando as condições paleoambientais e distribuição paleogeográfica da porção superior do Grupo Araras. O segundo artigo (Capítulo 6), intitulado “*HIGH FREQUENCY PERITIDAL CYCLES OF THE UPPER ARARAS GROUP: PALYNOLOGY AND IMPLICATIONS FOR DISAPPEARANCE OF NEOPROTEROZOIC CARBONATE PLATFORM IN THE SOUTHERN AMAZON CRATON*”, aborda a análise estratigráfica de alta frequência e datação palinológica da Formação Nobres, discutindo as implicações dos eventos eustáticos e tectônicos que influenciaram na ciclicidade da última sedimentação do Grupo Araras. O terceiro e último artigo (Capítulo 7), com título “*O ÚLTIMO REGISTRO DE $\delta^{13}C_{carb}$ E $\delta^{13}C_{org}$ DA RAMPA CARBONÁTICA ARARAS, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, BRAZIL*”, integrou os dados de fácies e sistemas deposicionais da sucessão superior do Grupo Araras com dados isotópicos ($\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{13}C_{org}$ e combinação $\Delta^{13}C_{carb-org}$), caracterizando mudanças paleoceanográficas no contexto regional e global do final do Neoproterozoico. Por fim, o último capítulo (Capítulo 8) refere-se às considerações finais e conclusões dos temas abordados nos artigos científicos.

1.2 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

O presente trabalho será realizado na região sudoeste do estado de Mato Grosso (MT), nas proximidades das cidades de Cáceres, Nobres e Paranatinga (Figura 1.1), inseridas nos domínios da folha SD.21 Cuiabá e SD.22 Planalto da Serra, onde ocorrem boas exposições da parte superior do Grupo Araras, a qual composta pelas formações Serra do Quilombo e Nobres. Os afloramentos são geralmente em cortes de estradas ao longo das rodovias BR-070 e BR-163/364, frentes de lavra e drenagens. As principais exposições em frentes de lavras são encontradas nas pedreiras Emal-Camil e ECOPLAN, onde são explotados carbonatos dolomíticos para insumo agrícola, brita e/ou cimento para construção civil. Também são observadas exposições em drenagem, principalmente ao longo do Rio Serragem.

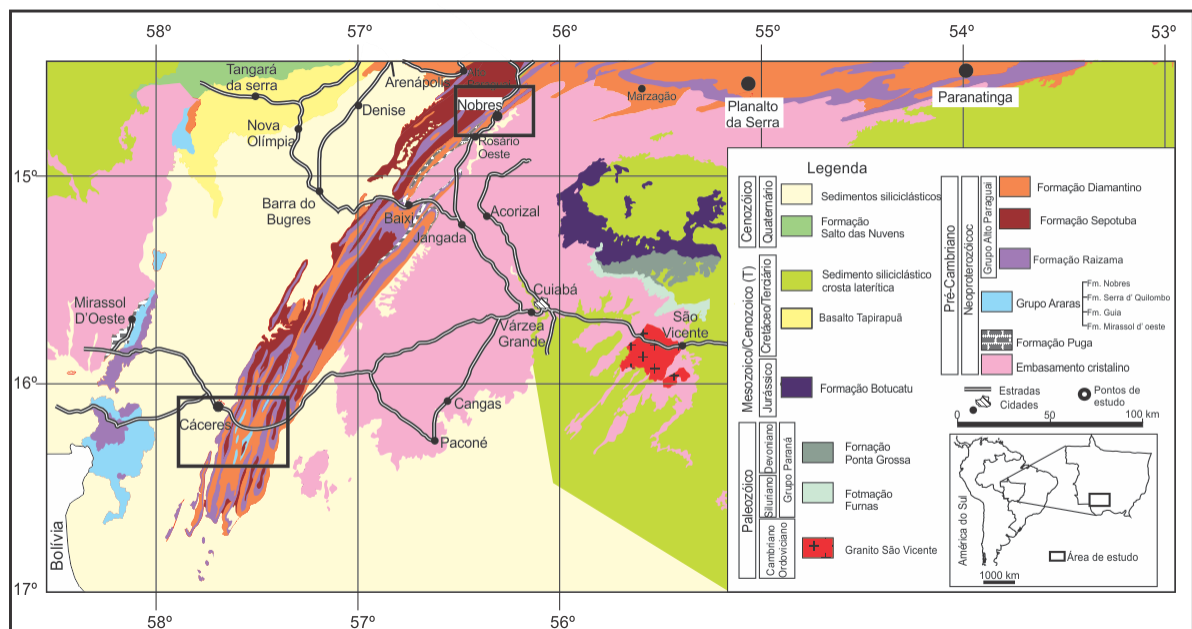


Figura 1.1- Mapa de localização e geológico da Faixa Paraguai Norte e sul do Cráton Amazônico, com áreas de trabalho destacadas com retângulo

Fonte: Barros *et al.* (1982).

1.3 OBJETIVOS

Esta pesquisa buscou avaliar a história geológica da parte superior do Grupo Araras, representada pelas formações Serra do Quilombo e Nobres, na Faixa Paraguai Norte, durante o Ediacarano, o que foi alcançado a partir dos seguintes objetivos específicos:

- Reconstituição paleoambiental e paleogeográfica da porção superior da sucessão carbonática Araras;
- Ampliar a resolução estratigráfica do Grupo Araras;
- Estabelecer o arcabouço quimioestratigráfico, com base em isótopos estáveis de carbono e oxigênio, para porção superior do Grupo Araras;
- Verificar o significado da curva de carbono e oxigênio visando a correlação regional e global da sucessão Araras;
- Testar a influência da glaciação Ediacarana (Gaskiers) na sucessão Araras;
- Discutir os eventos deposicionais e geológicos da última fase de evolução da plataforma carbonática Araras no Ediacarano.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO FAIXA PARAGUAI NORTE

2.1 CONTEXTO TECTÔNICO

A Província Tocantins, localizada na porção central do Brasil, representa um sistema de cinturões de dobramentos e falhas de empurrão, desenvolvidos durante o evento Brasileiro/Pan-Africano, ao longo do Neoproterozoico (Almeida *et al.* 1977; Almeida e Hasui 1984). A província compreende as faixas dobradas Araguaia e Paraguai a oeste, com limite definido pela borda sul do Cráton Amazônico, e a leste a Faixa Brasília margeando o Cráton São Francisco. A província é limitada ao norte e sul por bacias sedimentares do Fanerozóico, Bacia do Parnaíba e Bacia do Paraná respectivamente (Figura 2.1).

A Faixa Paraguai é definida como um segmento tectônico ao sul do Cráton Amazônico, que apresenta cerca de 1.500km de extensão e 300km de largura, do sudoeste de Goiás atravessando os estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul em direção a S-SW. Apresenta-se na forma de um arco com orientação NE-SW na porção norte, e N-S no segmento sul com concavidade para SE. A convergência entre os blocos Amazônicos, São Francisco-Congo e Rio de La Plata durante a orogênese Brasileira/Pan-Africana, entre 600-520 Ma (Figura 2.1C), foi responsável pela configuração da Faixa Paraguai e fechamento da assembleia do Gondwana oeste (Almeida 1984; Trompette 1997, Brito Neves *et al.* 1999, Thover *et al.* 2010).

Dados paleomagnéticos e geocronológicos sugerem que, no Ediacarano inferior (Figura 2.1B e C), o Bloco Amazônico encontrava-se junto ao Continente Laurentia, remanescente do fragmentado Supercontinente Rodinia, enquanto os blocos São Francisco-Congo, Kalahari e Rio de la Plata eram separados pelo oceano neoproterozoico denominado oceano Clymene (Tohver *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010). O fechamento do oceano Clymene foi conduzido pela convergência entre os blocos continentais que adentrou a transição Ediacarano/Cambriano, dando origem a Faixa Paraguai e finalizando o ciclo orogenético Brasileiro/Pan-Africano (McGee *et al.* 2014).

Entretanto, Cordani *et al.* (2014) contesta a existência e a idade de fechamento do oceano Clymene. Este autor considera a existência de um extenso oceano desenvolvido entre 850-900Ma denominado oceano Góias-Pharusian, o qual separava a assembleia de blocos continentais Laurantia e Amazônico-Oeste Africano à oeste, da assembleia de blocos da África central. O fechamento do oceano Góias-Pharusian teria ocorrido por meio de sucessivas colisões continentais, que teriam dado origem a sutura entre o cráton do Oeste-Africano e o metacráton Saharan. Este fechamento se concluiu por volta de 600 Ma, definindo

a amalgamação do Gondwana oeste ao período do Neoproterozoico (Abdelsalam *et al.* 2002, Cordani *et al.* 2013, Cordani *et al.* 2014). No contexto desta pesquisa, pode-se afirmar que é incontestável a presença de um mar conectado a um oceano no Ediacarano. Entretanto, é difícil particularizar qual depósito com influência marinha exposto na Faixa Paraguai, representa o registro do Oceano Clymene. Isso porque estes eventos envolvem uma escala de supercontinentes e centenas de milhões de anos, não compatíveis com a análise de sequências de 3ª ordem como proposta nesta pesquisa.

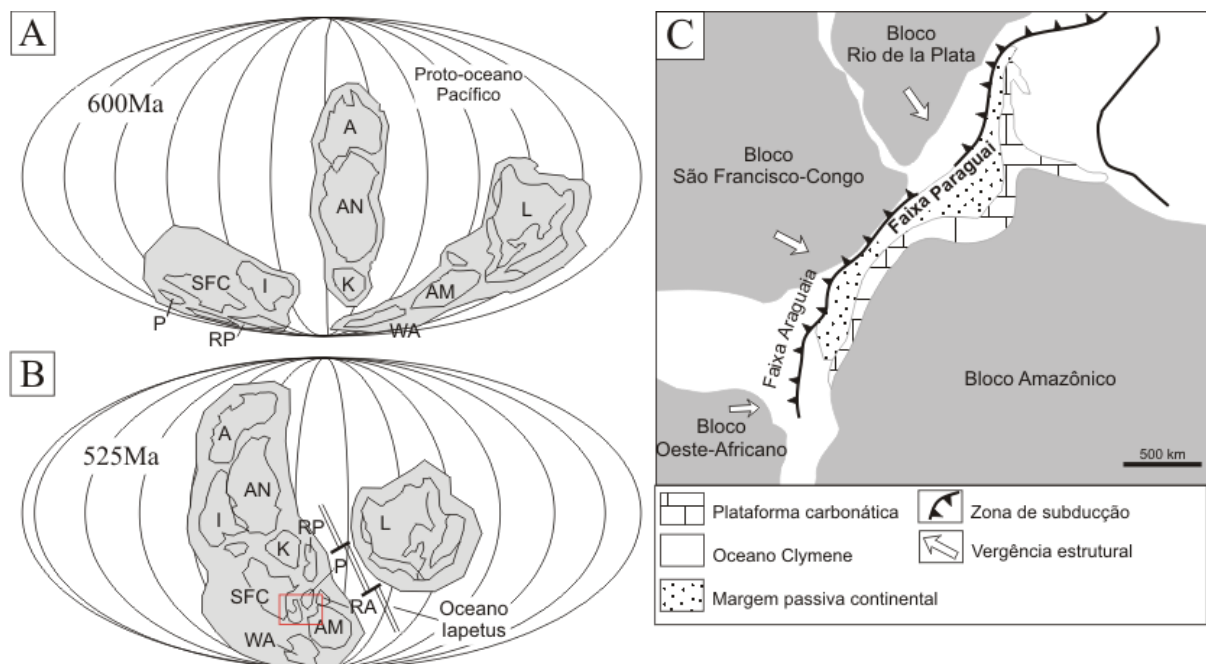


Figura 2.1 – Reconstrução paleogeográfica baseada em dados paleomagnéticos A) Ruptura da margem oeste do continente Laurentia e migração do Bloco Amazônico para o oeste em 600Ma (abertura do proto-oceano Pacífico); B) Arranjo paleogeográfico dos blocos continentais no final do Ediacarano; C) Modelo de convergência entre os três blocos continentais durante o evento Brasiliano/Pan-Africano entre 600 a 540Ma e fechamento do oceano Clymene. A sul do Bloco Amazônico, área de estudo, está destacada em (B) e ampliado em (C). Abreviações dos blocos continentais: Australiano (A), Amazônico (AM), Árabe-Nubiano (AN), Indiano (I), Kalahari (K), Laurentia (L), Paraná (P), Rio Apa (RA), Rio de la Plata (RP), São Francisco-Congo (SFC) e Oeste Africano (WA).

Fonte: Modificado de Tohver *et al.* (2006); Alkmin *et al.* (2001)

Almeida (1964) caracterizou a Faixa Paraguai como um geossinclínio linear e a individualizou em três faixas tectônicas (Figura 2.2A): Baixada Alto, Província Serrana e Baixada Cuiabana. A área de trabalho encontra-se na Província Serrana, caracterizada por dobras simétricas com planos axiais verticais ou dobras com flancos inclinados para SE ou ESSE. Posteriormente, a Faixa Paraguai foi novamente subdividida em três zonas estruturais em seção W-E (Almeida 1984), sendo: 1) Cobertura sedimentar denominada como

“Brasilides não metamórficas”; 2) Zona externa dobrada composta pelas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá; 3) Zona interna composta pelas rochas metassedimentares de baixo grau, glaciogênicas e as sucessões sedimentares dos grupos Araras e Alto Paraguai. Alvarenga & Trompette (1993) individualizaram a Faixa Paraguai em quatro episódios sucessivos de deformação caracterizados pelos índices de cristalinidade de illita. Recentemente, Nogueira *et al.* (2007) propõe dois domínios para Faixa Paraguai Norte (Figura 2.2B): 1) um domínio externo não deformado a pouco deformado, onde estratos preenchem duas sub-bacias *foredeep* na margem do cráton; e 2) um domínio interno, com dobras e falhas cavalgantes deformando rochas carbonáticas e siliciclásticas dos grupos Araras e Alto Paraguai, onde a área de estudo se encontra.

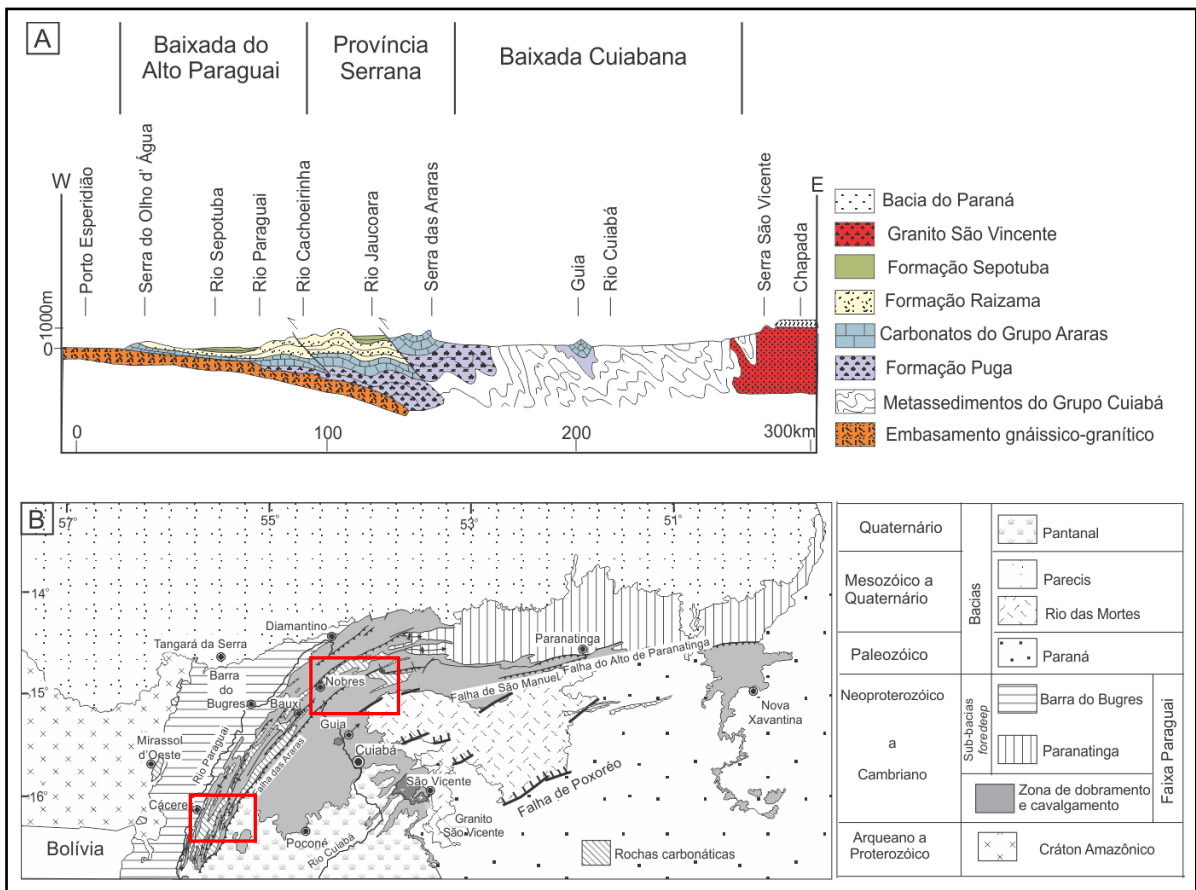


Figura 2.2 – Propostas de divisão tectônica da Faixa Paraguai. A) Divisão tectônica com a área de trabalho localizada na Província Serrana; B) Divisão tectônica, com a localização da área de trabalho (quadrado) na zona de dobramento e cavalgamento.

Fonte: Almeida (1964); Nogueira *et al.* (2007)

2.2 SEQUÊNCIA SEDIMENTAR NEOPROTEROZOICA

As rochas mais antigas da Faixa Paraguai são as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá que abrange grande parte da região sul e leste do cinturão orogenético. Essa unidade é considerada como depósitos de *flysch*, proveniente de correntes de turbidez em ambiente tectonicamente ativo caracterizados por metaconglomerados, quartzito, metarcóseo, metagrauvaca, filito e filito ardoso (Almeida *et al.* 1964; Almeida 1965, Alvarenga 1994). Na porção superior há depósitos de pelitos ricos em matéria orgânica e dolomitos, que passam lateralmente ou recobrem as sucessões glaciomarinhas e turbidíticas de diamictito, conglomerado, arenito e folhelho, representados pelas formações Puga e Bauxi (Alvarenga *et al.* 1988, Alvarenga & Trompette 1993). A intrusão de granitos eocambrianos, no final do ciclo Brasileiro, sugere idade máxima Neoproterozoica para o Grupo Cuiabá (Almeida 1964).

O Grupo Cuiabá é recoberto, ou lateralmente equivalente, pelos depósitos da Formação Puga (Alvarenga *et al.* 1988, Alvarenga & Trompette 1993). Esta consiste em depósitos de diamictitos glaciaiogênicos com subordinada presença de arenito, siltito e folhelho, e possui cerca de 100m de espessura distribuídos na Faixa Paraguai e ao sul do Cráton Amazônico (Almeida 1965; Nogueira *et al.* 2003). A Formação Puga tem sido relacionada ao último evento global de glaciação Criogeniana (Marinoana), a cerca de ~635Ma (Alvarenga & Trompette 1993; Nogueira *et al.* 2003; Nogueira *et al.* 2007), sendo contemporânea às formações Ghaub na Namíbia, Elatina na Austrália, e ao Grupo Nafun em Omã, entre outras (Hoffman *et al.* 1998, Kennedy *et al.* 2001; Hoffman & Schrag 2002; Allen & Hoffman 2005; Halverson *et al.* 2005). A idade obtida no zircão mais jovem da Formação Puga é de 706 ± 9 Ma, o que sugere a idade deposicional máxima e corrobora assim com a idade do evento glacial do Criogeniano (Babinski *et al.* 2013).

A Formação Puga é recoberta de forma abrupta pela sucessão carbonática do Grupo Araras (Figura 2.3). A sucessão completa apresenta cerca de 600m de espessura, distribuída ao longo da Faixa Paraguai e ao sul do Cráton Amazonico, e representa o registro da evolução de uma plataforma carbonática, desenvolvida durante o Neoproterozoico (Almeida 1964, Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007). Segundo a proposta de Nogueira *et al.* (2007), o Grupo Araras é subdividida em quatro unidades litoestratigráficas (Figura 2.3):

- 1) Formação Mirassol d'Oeste: base da sucessão carbonática que recobre de forma abrupta e lateralmente irregular os diamictitos da Formação Puga. Consiste em dolomito e microbialito róseos, dispostos em camadas levemente onduladas, com até 15m de espessura, lateralmente continuas com dezenas de metros. Apresenta dolomito com

acamamento maciço, laminação planar associada a deformações convolutas, e microbialitos representados por estromatólitos planos a dômicos com laminações interrompidas por *tubstones structures*. Estes depósitos são interpretados como depósitos de plataforma rasa a moderadamente profunda;

- 2) Formação Guia: sucessão de calcário com aproximadamente 150m de espessura, que recobre os depósitos da Formação Mirassol d'Oeste com limite planar a erosivo. A porção basal consiste em pelitos vermelhos recobertos por calcário fino cinza a cinza escuro com leques de cristais (pseudomorfos de aragonita), folhelho betuminoso e subordinada presença de siliciclásticos. O topo da unidade apresenta ritmitos de calcário fino, folhelhos, e brechas carbonáticas com matriz, além de estruturas como laminação cruzada *hummocky* e *swaley*. Estes depósitos são interpretados como plataforma mista, moderadamente profunda e dominada por ondas com águas supersaturadas em carbonato de cálcio;
- 3) Formação Serra do Quilombo: apresenta contato inferior com a Formação Guia, marcado pela mudança de litológica de calcário para dolomito e zonas de intenso fraturamento com brechas carbonáticas cimentadas. Esta unidade apresenta aproximadamente 100m de espessura, sendo composta na base por dolomito fino maciço a laminado e brechas carbonáticas com matriz/cimento, e no topo por dolomito arenoso-oolítico com estratificação plano-paralela, *hummocky*, *swaley* e marcas onduladas a simétricas. Estes depósitos são interpretados como plataforma moderadamente profunda influenciada por tempestades;
- 4) Formação Nobres: representa o topo do Grupo Araras e recobre os dolomitos da Formação Serra do Quilombo, por meio de uma superfície brusca destacada por brechas carbonáticas com matriz. Consiste em aproximadamente 200m de espessura, com camadas tabulares a onduladas, constituídas por dolomito fino e arenoso, microbialito, arenito branco e pelito avermelhados, interpretadas como depósitos de planície de maré associados a clima árido.

A capa carbonática neoproterozoica é representada pela Formação Mirassol d'Oeste e pela base da Formação Guia (Figura 2.3), enquanto a sucessão dolomítica, formações Serra do Quilombo e Nobres, inclui os últimos estágios de sedimentação carbonática da plataforma Araras. Para o limite superior do Grupo Araras, existem duas propostas: na porção oeste da Faixa Paraguai, as rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai recobririam a sucessão carbonática Araras, com limite definido por uma superfície erosiva associada a níveis de conglomerados polimíticos entre a Formação Nobres e Formação Raizama (Nogueira *et al.* 2007; Rudnitzki & Nogueira 2012); e na porção leste a sucessão carbonática seria recoberta

pelos diamictitos glaciogênicos da Formação Serra Azul (Alvarenga *et al.* 2007; McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014).

Idades radiométricas obtidas por Babinsky *et al.* (2006), na base do Grupo Araras por meio de Pb/Pb sugerem idade de $627\text{Ma} \pm 32\text{Ma}$. Na capa carbonática da Formação Guia em Tangará da Serra (MT), Romero *et al.* (2012) obtiveram idade próxima de Pb/Pb em torno de $622 \pm 33\text{Ma}$, além de razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7071-0,7073, compatíveis com a curva de estrôncio global referente ao final da glaciação Marinoana. A datação relativa, baseada na assembleia de microfósseis, aponta idade Ediacarana (620 a 580Ma) para base do Grupo Araras (Hidalgo *et al.* 2008). As idades radiométricas e relativas dão suporte à correlação quimioestratigráfica pós-glaciação Marinoana de ~630 Ma (Nogueira 2003, Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira *et al.* 2007) documentadas em sucessões neoproterozoicas de várias partes do mundo, interpretada como um evento de precipitação sincrônico após uma glaciação global (Knoll *et al.* 1986, Kaufman *et al.* 1995, Hoffman *et al.* 1998, Kennedy *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002). Não existem dados de idade relativa ou radiométrica para porção superior do Grupo Araras.

O Grupo Alto Paraguai apresenta cerca de 3000m de espessura, composto por rochas siliciclásticas com subordinada contribuição de carbonatos, distribuídas em dobras com camadas sub-horizontais ao longo da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico (Almeida 1984, Bandeira *et al.* 2012). Esse grupo consiste em três unidades litoestratigráficas, sendo da base para o topo (Figura 4): 1) Formação Raizama, composta de arenito e pelito, depositados na zona de *shorface*, com influência de tempestades, e associada à planície de maré; 2) Formação Sepotuba, constituída de folhelho, pelito e arenito, representante de um sistema de *offshore* transicional; e 3) Formação Diamantino, formada por ritmito e conglomerado de um sistema lacustre e/ou mar restrito ligado a um fluvial entrelaçado. A sequência do Grupo Alto Paraguai é interpretada como uma transição de uma margem passiva para progressivo confinamento do mar e desenvolvimento de bacias *foredeep*, sendo estes processos relacionados ao evento de fechamento do oceano Clymene, no final da amalgamação do Gondwana-oeste (Almeida 1964; Almeida 1985; Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006, Silva Jr. *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012).

Recentemente, Alvarenga *et al.* (2007) propuseram a inclusão da Formação Serra Azul na base do Grupo Alto Paraguai. Esta formação seria constituída de diamictitos polimítico e pelitos, que representam depósitos glaciais-marinhos relacionadas ao evento de glaciação ediacarana Gaskiers a ~580 Ma. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7086, em carbonatos que recobrem os

diamictitos da Formação Serra Azul, sugere idade Ediacarano-médio em comparação com a curva global de estrôncio (Figueiredo & Babinski 2010). Estes resultados corroboram a idade de 640 ± 15 Ma obtida nos diamictitos da Formação Serra Azul, por meio de razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovitas detríticas, interpretadas como uma idade deposicional máxima robusta. Quando comparados com sua posição estratigráfica recobrendo os carbonatos do Grupo Araras sugere também sedimentação durante o Ediacarano médio (McGee *et al.* 2014).

Atividades tectônicas no final da orogênese Pan-Africana/Brasiliana proporcionaram a intrusão do Granito São Vicente no embasamento metamórfico do Grupo Cuiabá. A datação baseada em dados U-Pb em zircões aponta idade 518 ± 4 Ma, interpretada como término do evento deformacional na Faixa Paraguai e os estágios finais da acreção do supercontinente Gondwana. Estes dados também determinam a idade mínima para deposição da cobertura sedimentar da Faixa Paraguai (McGee *et al.* 2012).

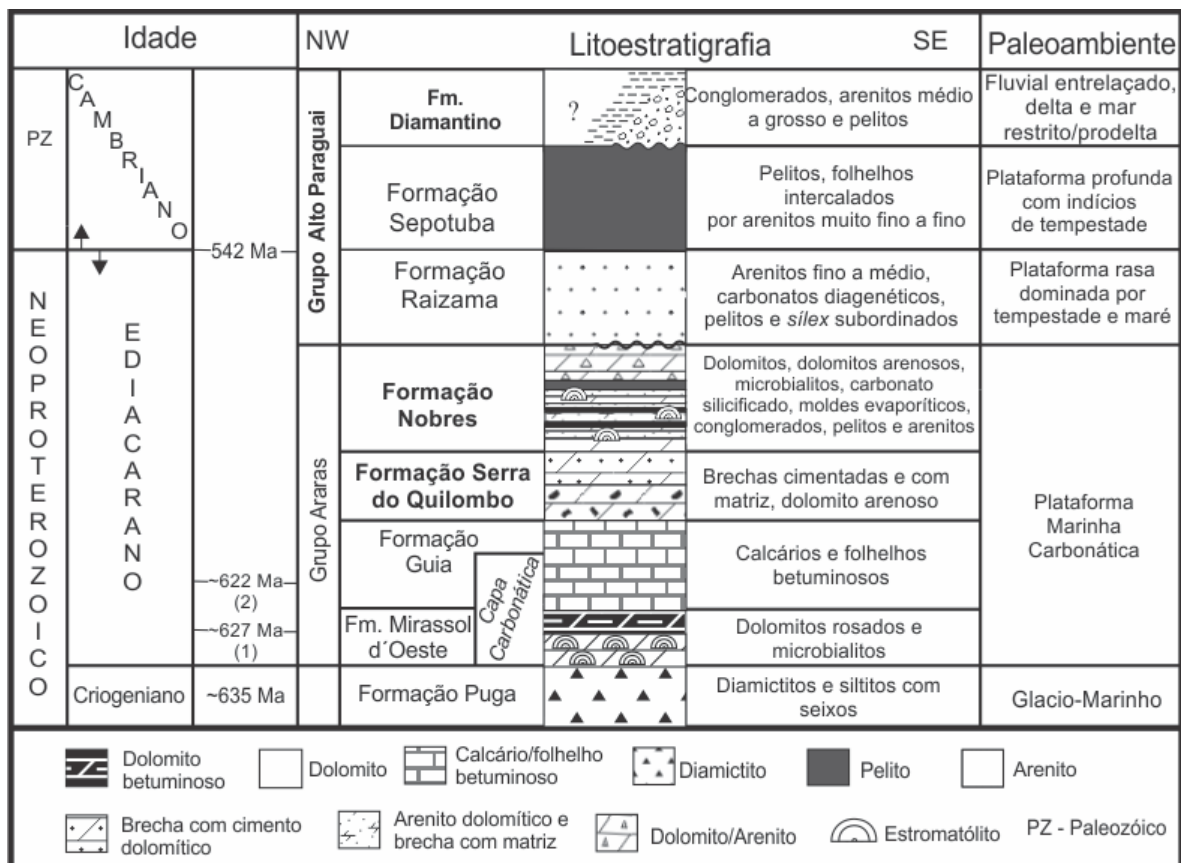


Figura 2.3 – Proposta da coluna estratigráfica do Grupo Araras

Fonte: Nogueira *et al* (2007), idades radiométricas: (1) Babinski *et al.* (2006); (2) Romero *et al.* (2012)

2.3 SUCESSÃO SUPERIOR DO GRUPO ARARAS – ESTADO DA ARTE E TRABALHOS ANTERIORES

Evans (1894) identificou na Província Serrana três conjuntos de rochas, denominando-as de “Araras *limestone*”, “Raizama *sandstone*” e “Matto *shale*”. A partir deste trabalho, a sucessão sedimentar pré-cambriana passou por várias propostas de organização estratigráfica. A primeira foi de Almeida (1964), que define dois grupos de rochas: o Grupo Araras para os carbonatos e o Grupo Alto Paraguai para os siliclásticos. Hennies (1966) manteve a definição de grupo, porém criou a Formação Guia abrangendo os calcários da porção inferior com aproximadamente 250m de espessura, e Formação Nobre para os dolomitos da porção superior com cerca de 1100m de espessura, sendo o primeiro usar o termo “Nobres”. Após esta denominação, outras propostas aboliram o termo “Nobres” (Viera 1965; Figueiredo *et al.* 1974; Olivatti 1976; Oliva *et al.* 1979; Barros *et al.* 1982; Boggiani 1997). No geral, a unidade Araras ainda é citada como uma sucessão de calcários recobertos por dolomitos, levando em consideração apenas o caráter litológico, sem explorar os diferentes ambientes deposicionais presentes.

Com base em análise de fácies e estratigráfica, Nogueira & Riccomini (2006) subdividiram os dolomitos da parte superior do Grupo Araras em: Formações Serra do Quilombo e Formação Nobres (Figura 1.4). A Formação Serra do Quilombo encontra-se na base da sucessão dolomítica, caracterizada por brechas carbonáticas, associadas a falhas sin-sedimentares, sucedida por dolomito arenoso, que apresenta estratificação cruzada *hummocky*, acamamento plano-paralelo, e laminação truncada por onda. Estes depósitos representam um sistema de plataforma moderadamente profunda, influenciada por tempestades e sismos (Nogueira *et al.* 2007). São também interpretados como uma sucessão de raseamento ascendente (*shallowing upward*), considerados como registro da progradação de uma rampa carbonática homoclinal durante o um trato de sistemas de mar alto (Milhomem *et al.* 2013). A passagem da Formação Serra do Quilombo para a Formação Nobres é marcada por uma superfície erosiva com indícios de exposição da plataforma carbonática (Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007). A Formação Nobres consiste em ciclos métricos de rasamento e salinidade ascendentes (*shallowing and brining upward*), constituídos de dolomito fino maciço, dolomito intraclástico/arenoso com *megaripples* e greta de contração, microbialitos, dolomito fino com acamamento enterolítico e moldes evaporíticos, *chert*, arenito fino e pelito laminado. Estes depósitos são interpretados como um sistema de planície

de maré/*sabkha* evoluindo para planície de maré mista devido ao aparecimento de carbonatos (Nogueira & Riccomini 2006; Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira *et al.* 2012).

Apesar da individualização das unidades com base em associação de fácies, existem trabalhos que consideram a porção dolomítica somente como Formação Nobres, alegando a dificuldade de reconhecimento da Formação Serra do Quilombo em campo (Alvarega *et al.* 2007; Figueiredo 2010). Entretanto, tal afirmação não se aplica aos dados apresentados em seus estudos, já que os mesmos conseguem identificar estruturas clássicas de plataforma rasa dominada por ondas e plataforma interna dominada por maré, respectivamente as formações Serra do Quilombo e Nobres.

Com base no padrão de empilhamento e composição de fácies dos ciclos de raseamento da Formação Nobres, Nogueira *et al.* (2007) elaborou um modelo para curva de variação do nível do mar relativa. Foram definidas duas sequências deposicionais de alta frequência separadas por um “limite de sequência do tipo 2”, com os seguintes trato de sistemas: 1) trato de sistema de mar baixo, sob condições de clima árido com depósitos de supramaré associados à *sabkha*; 2) trato de sistemas transgressivo, com ciclos predominantes de inframaré e aumento da frequência de estromatólitos; e 3) trato de sistemas de mar alto, com predomínio de fácies de intermaré e maior influxo de sedimentos terrígenos.

Os primeiros dados de isótopos de carbono e oxigênio para as formações Serra do Quilombo e Nobres foram apresentados por Nogueira *et al.* (2007). Para a Formação Serra do Quilombo, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ $\sim 0\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}$ entre -5 a -4‰, os quais representam os depósitos de plataforma rasa e mar aberto, alcançando valores positivos pontuais nas litofácies da plataforma rasa e próximo ao contato com a Formação Nobres. Por outro lado para Formação Nobres, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -2 a 0‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ entre -6 a -4‰, sendo restritos aos depósitos de planície de maré, ou seja, de plataforma interna. Apesar da pequena diferença dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre as duas unidades, Nogueira *et al.* (2007) admite uma mudança no ciclo de carbono em função do tempo o que levou a individualização e correlação estratigráfica das unidades ao longo da Faixa Paraguai.

3 EVENTOS DO NEOPROTEROZOICO

O Neoproterozoico abrange o intervalo de tempo entre 1000 a 541 Ma, subdivido em três períodos: Toniano entre 1000 a 850 Ma, Criogeniano de 850 a 600 Ma e Neoproterozoico III entre 600 a 544 Ma, também denominado como Ediacarano (Knoll 2000). Eventos expressivos definem os intervalos cronoestratigráficos para o Neoproterozoico e a transição para o Cambriano inferior (Figura 3.1). Estes eventos são caracterizados por significativas mudanças climáticas, tectônicas, biogeoquímicas e evolutivas, que foram fundamentais para o estabelecimento das condições ambientais atuais do planeta Terra.

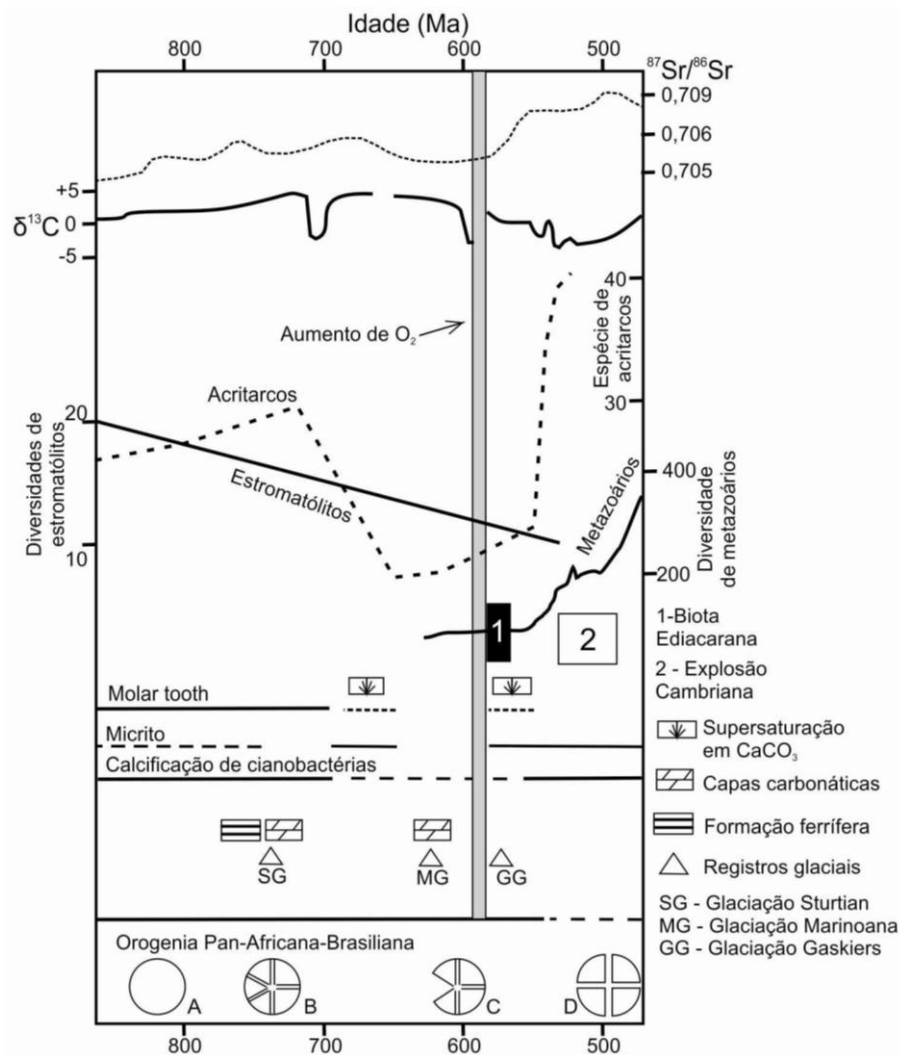


Figura 3.1 – Correlação estratigráfica dos principais eventos biológicos e físicos do final do Proterozóico a Cambriano. As curvas isotópicas são de caráter global, bem como as demais curvas que indicam diversidade e declínio dos estromatólitos, frequência de *molar tooth*, diversidade dos acritarcos e calcificação microbiana. Os diagramas sumarizam os eventos tectônicos que incluem: A) supercontinente Rodínia; B) fragmentação do Rodínia; C) coalescência da porção leste e oeste do Gondwana, extensão e rápida subsidência; D) fragmentação continental, abertura do Iapetus e dispersão pré-Pangea.

Fontes: Modificado de Nogueira 2006, informações de Knoll (1994), Riding (1994), Grotzinger & Knoll (1995), Knoll (2000), Trompette (2000), James *et al.* (2001), Sumner (2002) e Shields (2005).

3.1 EVENTOS TECTÔNICOS

O início do Neoproterozoico é marcado pela fragmentação do supercontinente Rodinia formado durante o evento de orogênese Grenvilliana entre ~1190-900Ma por meio da amalgamação de diversos blocos continentais (Hoffman 1991, Hoffman 1999). Admite-se que o supercontinente se estabeleceu entre 850-800 Ma e se manteve estável até aproximadamente 700 Ma. Entretanto na América do Sul a idade precisa de fragmentação do supercontinente ainda se mantém em discussão, com modelos que admitem idades entre 1100-1000 e 600Ma (Brito Neves *et al.* 1999, Cordani *et al.* 2000). O processo de fragmentação do supercontinente Rodinia foi conduzido por ciclos de rifteamento, resultando em inúmeros blocos continentais de diversos tamanhos como os blocos Amazônico, São Francisco-Congo, Oeste Africano-São Luis e Rio de la Plata (Brito Neves *et al.* 1999, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010). A continuação dos processos distensivos associados à subsidência mecânica e/ou térmica levou à formação de margens passivas, ideais para o desenvolvimento de extensas plataformas carbonáticas e siliciclásticas durante o Neoproterozoico (Eyles & Januszczak 2004).

Os blocos continentais remanescentes do evento de fragmentação do Rodinia são aglutinados novamente pelo processo de amalgamação do supercontinente Gondwana (Hoffman 1991, Li *et al.* 2008). O modelo simples da assembléia Gondwana admite a amalgamação de duas grandes massas continentais representadas pelo Gondwana Oeste, formado pelos blocos da América do Sul e África, e Gondwana Leste formado pelos blocos da Antártica, Austrália, Índia e Madagascar, tendo como principal registro de sutura o Cinturão de Moçambique (Kröner 1980, Shackleton 1996). Na América do Sul, os principais cinturões de deformação do Neoproterozoico foram desenvolvidos durante o evento orogênese Brasileiro/Pan-Africano com duração de 630-540Ma (Almeida 1964, Trompette 1997, Cordani *et al.* 2003, McGee *et al.* 2014). A Província Tocantins representa a zona de deformação mais proeminente deste evento, sendo relacionada aos cinturões de deformação das faixas Paraguai-Brasília-Araguaia, situadas entre o Cráton Amazônico e outros crátons menores da América do Sul (Cordani *et al.* 2003).

A amalgamação do Gondwana oeste resultou no fechamento do extenso oceano Góias-Pharusian, por meio de sucessivas colisões continentais finalizadas por volta de 600 Ma (Cordani *et al.* 2013). Para formação da Faixa Paraguai é proposto a colisão dos blocos continentais responsáveis pelo fechamento do oceano Clymene, que ocorreu durante Cambriano inferior a médio (Tohver *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010). Eventos distensivos

posteriores resultaram em intrusões graníticas de idade em torno de 518-500 Ma, representadas pelo Granito São Vicente (Almeida & Mantovani 1975, McGee et al. 2011).

3.2 GLACIAÇÕES DO NEOPROTEROZOICO

Durante a separação do supercontinente Rodinia são documentados três grandes glaciações: Sturtiana há 746 Ma; Marinoana há 635 Ma e Gaskiers há 580 Ma (Figura 3.1), sendo as duas primeiras de magnitude global (Knoll 2000, Halverson *et al.* 2005). O levantamento de dados paleomagnéticos em sucessões do Sturtiano e Marinoana no norte da Namíbia (Grupo Otavi), sul da Austrália (Grupo Umbertana), noroeste do Canadá (Grupo Windermere), noroeste de Svalbard (Grupo Akademikerbreen) e centro-oeste da China (Grupo Yangtze), sugere que a expansão da crosta de gelo durante a glaciação alcançou baixas latitudes. Além disso, estes eventos são destacados por uma sucessão estratigráfica peculiar, representada por diamictitos glaciogênicos sobrepostos por depósitos de “capa carbonática”, que por sua vez são recobertos por sucessões de pelitos e folhelhos. Estes dados são a base para hipótese do *Snowball Earth*, a qual considera que a superfície da Terra foi submetida a resfriamento extremo, que congelou por completo mares e continentes durante o Criogeniano inferior e superior (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Arnaud *et al.* 2011).

Neste intervalo de tempo a Terra apresentava baixas concentrações de ρCO_2 causadas pelo intemperismo de rochas siliciclásticas, devido ao soergimento de tectônicos e concentração de massas continentais em zonas equatoriais, resultantes do drifte do supercontinente Rodinia (Hoffman & Schrag 2002). Além disso, a concentração de blocos continentais separados por mares rasos em zonas de baixa latitude diminuiu o armazenamento de energia solar e em contrapartida aumentou o efeito albedo. Estas condições proporcionaram o avanço da capa de gelo até o Equador (Hoffman & Schrag 2002). O avanço da capa de gelo que causou a redução extrema do processo de fotossíntese marinha. A somatória destes processos levou à queda de temperatura da Terra em até cerca de -50°C , causando variações nos padrões de dispersão do calor na atmosfera e nos oceanos (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). O desequilíbrio térmico permitiu o desenvolvimento das bancadas de geleiras até recobrimento completo a superfície da Terra. A obliteração completa dos oceanos pela capa de gelo gerou ambientes afóticos, eliminando os organismos fotossintetizantes marinhos com conseqüente queda da produtividade biológica primária.

Neste contexto os oceanos desenvolveram condições de anoxia durante o Neoproterozoico e assim se estabeleceu as condições de *Snowball Earth*.

As condições da glaciação (*icehouse*) terminaram subitamente, e foram sucedidas por uma fase de efeito estufa (*greenhouse*), gerada pelo aumento de CO₂ (~350 vezes a concentração atual), diminuição do albedo e aumento do vapor de água. Vulcões próximos aos limites de placas tectônicas teriam bombeado o CO₂ para a atmosfera e oceano pelas rachaduras na capa de gelo. As condições de anoxia dos oceanos, através de milhões de anos teriam favorecido a formação de ferro reduzido em solução. Este foi transportado e precipitado como formações ferríferas em zonas de águas mais oxidantes com atividades de organismo fotossintetizantes, os quais recolonizaram os oceanos durante o processo de degelo (Figura 3.1). O aumento da *p*CO₂ e temperatura foi acompanhado pelo influxo de águas alcalinas ricas em bicarbonatos e CaCO₃, provindas de águas de degelo e áreas continentais intemperizadas, que ao serem misturadas às águas oceânicas enriquecidas em ¹²C culminaram na precipitação de capas carbonáticas com valores anômalos negativos em δ¹³C. A saturação de CaCO₃ em águas oceânicas permitiu a precipitação de crostas, leques de cristais e cimentos fibrosos de aragonita, bem como estromatólitos, hoje representados pseudomorfos de aragonita compostos por calcita (Grotzinger & Knoll 1995). Estes eventos estão associados às modificações da circulação oceânica, aumento da temperatura e CO₂ atmosférico após o final das glaciações (Grotzinger & Knoll 1995, Sumner 2002, Hoffman & Schrag 2002).

Apesar dos registros da glaciação Gaskiers ocorrerem em escala global, à ausência da capa carbonática pós-glacial e curto período de duração, poderia eliminar a hipótese do *Snowball Earth* como mecanismo de resfriamento, sendo possível interpretá-la como um glaciação do tipo Fanerozoica (Evans 2003, Halverson et al 2005, Condon & Bowring 2011, Li et al. 2013). A dispersão dos continentes Laurentia, Báltica e Gondwana-sudoeste e outros fragmentos continentais para latitudes mais altas no final do Neoproterozoico teriam facilitado o desenvolvimento de camada de gelo continental (Symons & Chiason 1991, Torsvik et al. 1995, Evans 2000, Evans 2003, Meert & Torsvik 2003).

3.3 EXCURSÕES ISOTÓPICAS DE CARBONO E QUÍMICA DO OCEANO

O arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico é marcado por anomalias positivas e negativas extremas de δ¹³C, reproduzidas em escala global a partir de depósitos distintos da mesma idade (Figura 3.2). Desta forma, a construção da curva de δ¹³C tem sido

fundamental para correlação dos depósitos neoproterozoicos (Knoll 2000, Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2010).

Anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (-5‰) são documentadas em depósitos de capa carbonática pós-glacial (Figura 3.1 e 3.2) ligadas aos eventos de Sturtiano (~752Ma) e Marinoana (~635Ma) capazes de alterar o ciclo do carbono global (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002, Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2010, Arnaud *et al.* 2011). Diferentes modelos são propostos para explicar tais anomalias. Um primeiro modelo admite que o influxo de águas alcalinas de degelo e de intemperismo continental, enriquecidas em bicarbonato e CaCO_3 , para dentro de oceanos anóxicos enriquecidos de carbono-12, resultando na precipitação de capas carbonáticas com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, após o período glacial de >5-10Ma (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). Um segundo modelo propõe o desenvolvimento de oceanos quimicamente estratificados durante o Neoproterozoico. Águas marinhas profundas de condições anóxicas resultariam em atividade bacteriana com redução do sulfato, o que levaria o aumento da alcalinidade de águas marinhas rasas produzindo efeitos de ressurgência sem condições de glaciações extremas (Grotzinger & Knoll 1995). O último modelo admite processos de dissociação de hidratados de metano com aumento da alcalinidade em função da degradação de matéria orgânica, durante a fase final da glaciação, favorecendo a precipitação da capa carbonática em águas enriquecidas em carbono-12 (Kennedy *et al.* 2001).

Duas anomalias de $\delta^{13}\text{C}$ entre -6 a +6‰ são documentadas em sucessões pré-glaciais (Figura 3.2): a anomalia *Islay* para o evento Sturtiano e a anomalia *Terzona* para o evento Marinoana (Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2010). Este padrão de $\delta^{13}\text{C}$ no Neoproterozoico também é observado nos registros da Antártica no limite Eoceno-Oligoceno, onde excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ seguidas de rápido resfriamento coincidem com aumento do sinal de $\delta^{13}\text{C}$ (Zachos *et al.* 2001). A partir desta idéia, sugere-se que a anomalia *Trezona* é produto de massivo influxo de metano, provindo de reservatório enriquecido em matéria orgânica maturada (Shrag *et al.* 2002).

A anomalia negativa de *Bitter Springer*, com valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -5‰ a cerca ~800Ma permanece pouco compreendida (Figura 3.2). Apesar de não apresentar relação com eventos glaciais, tem sido utilizada como base para correlação de registros pré-Sturtianos, que ocorrem na Austrália, Canadá e Svalbard (Preiss 2000, Halverson *et al.* 2005). O modelo proposto para esta anomalia assume que a tectônica de fragmentação do supercontinente Rodinia proporcionou rompimentos estruturais de depósitos marinhos estáveis, ricos em

matéria orgânica soterrada durante Neoproterozoico médio, liberando grande volume de carbono-12 para águas oceânicas (Maloo *et al.* 2005).

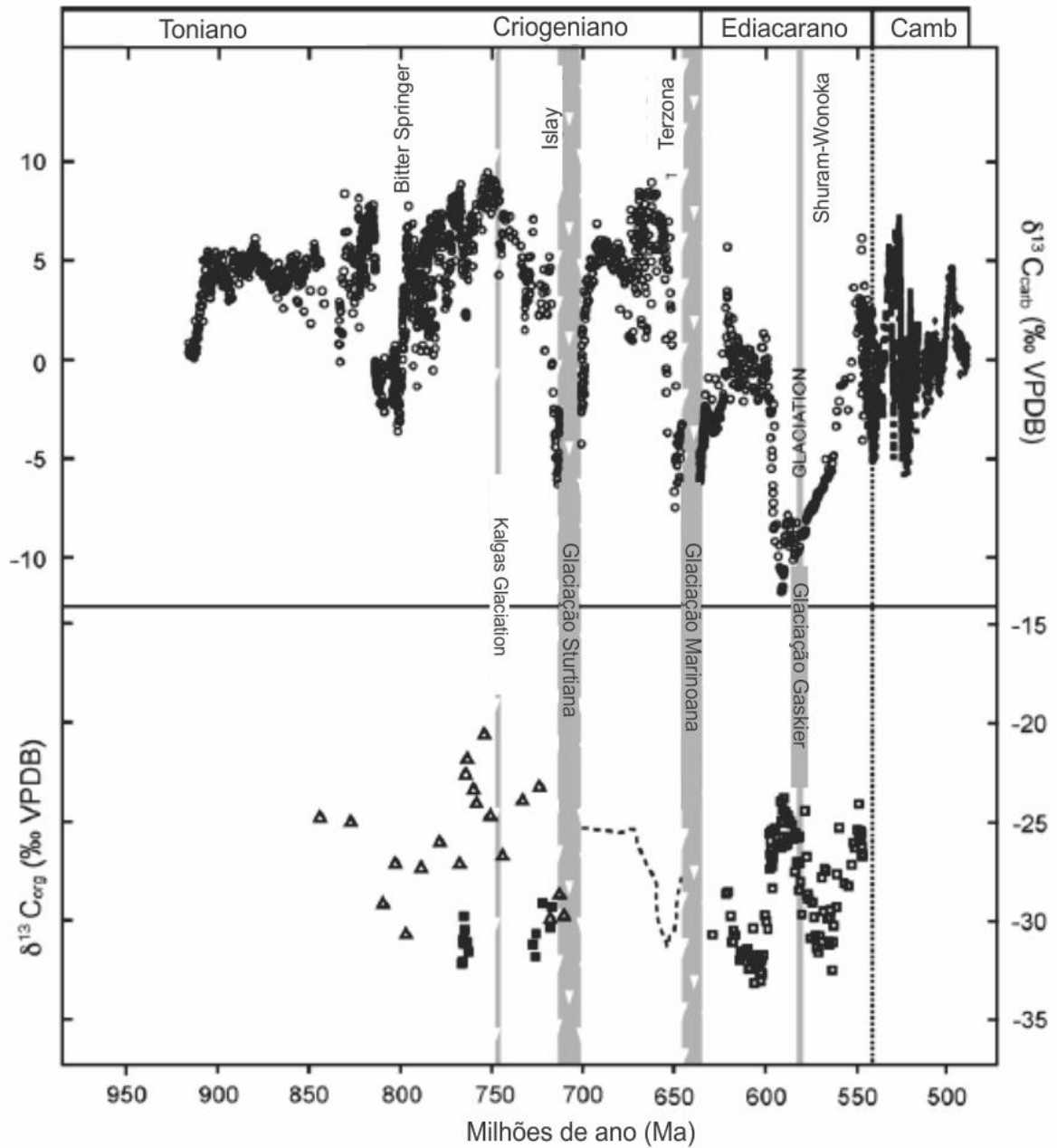


Figura 3.2 – Arcabouço quimiostatigráfico do Neoproterozoico com base em dados de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos e matéria orgânica, demonstrando as principais anomalias isotópicas, e sua relação com os eventos de glaciação Sturtiana, Marinoana e Gaskiers, auxiliados por dados geocronológicos (Halverson 2010).

Embora a anomalia negativa de *Shuram-Wonoka* seja associada à glaciação Gaskiers (Figura 3.2), este argumento se mantém em discussão, devido à falta de uma seção completa que mostre a relação entre $\delta^{13}\text{C}$ negativos e os depósitos glaciais Gaskiers (Condon *et al.*

2005, Le Guerroué *et al.* 2006b; Fike *et al.* 2006, Halverson *et al.* 2010, Grotzinger *et al.* 2011). Entretanto não há evidências de anomalias negativas da mesma amplitude no Neoproterozoico como a excursão *Shuram-Wonoka* com sinal de $\delta^{13}\text{C}$ de até -10‰ (Halverson *et al.* 2010). Além disso, esta excursão tem sido considerada de caráter global sendo documentada em sucessões como: Grupo Nafun de Omã, Wonoka Formation do sul da Austrália, Formação Doushantuo sul da China e Johnnie Formation no Death Valley (Burns & Matter 1993, Calver 2000, Corsetti & Kaufman 2003, Fike *et al.* 2006, , Le Guerroué *et al.* 2006a 32, Le Guerroué *et al.* 2006b 33, , Jiang *et al.* 2007, Kaufman *et al.* 2007, McFadden *et al.* 2008, Grotzinger *et al.* 2011). Baseado em dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, Grotzinger *et al.* (2011) sugerem um evento diagnético global, onde a composição do carbono inorgânico nos sedimentos foi afetada por significativas alterações no redox global relacionadas a alta oxigenação atmosférica. Esta condição permitiu a oxidação efetiva dos componentes orgânicos, que gerou influxos massivos de águas de formação enriquecida em carbono-12. Outra hipótese afirma que haveria a alteração da composição isotópica da rocha carbonática, por meio da migração de fluidos diagenéticos ricos em hidrocarbonetos empobrecidos em carbono-13.

3.4 EVOLUÇÃO BIOLÓGICA

O Neoproterozoico também é marcado por mudanças bioevolutivas importantes, ligadas aos eventos de glaciação e por mudanças químicas dos oceanos, principalmente no Ediacarano (635-542Ma). A anoxia gerada pelas glaciações extremas do evento Marinoana (~630Ma) favoreceu o extermínio de organismos eucarióticos, bem como o declínio dos estromatólitos, cianobactérias e dos acritarcos (Grotzinger 1990, Riding 1994, Hoffman *et al.* 1998). O declínio dos estromatólitos também apresenta uma relação temporal com o surgimento das primeiras formas de metazoários no final do Ediacarano (Riding 2006). A primeira instância deste evento é relacionada a uma competição entre as comunidades de metazoários e as colônias estromatólitos (Grotzinger 1990). Outra razão para o declínio dos estromatólitos seria o aumento do volume de grãos bioclásticos, produzidos pela secreção de carapaças de *Cloudina* (Warren *et al.* 2013). A presença de sedimentos livres no sítio deposicional alterou dinâmica de sedimentação, criando camadas de bioclastos calcário que se depositavam sobre as colônias microbianas impedindo seu desenvolvimento.

O final do Ediacarano é marcado pelo surgimento de formas macroscópicas complexas (Narbonne, 2005), as primeiras evidências de metazoários (Fedonkin & Waggoner, 1997),

diversificação dos eucariontes unicelulares (Xiao *et al.*, 2014) e complexificação dos ecossistemas bêntonicos (Wood *et al.*, 2002, Laflamme *et al.*, 2012), que precedem a explosão de vida do Cambriano. A evolução dos organismos é acompanhada por oceanos ferruginosos estratificados ricos em carbono inorgânico dissolvido, que se desenvolveram após o evento da glaciação Marinoana (Fike *et al.* 2006, Calfied *et al.* 2007, Cohen *et al.* 2009, Ader *et al.* 2009, Li *et al.* 2010, Narbonne 2010). Por volta de 580Ma haveria a oxigenação de águas profundas capazes de suportar animais de maior porte (Knoll 1994, Fike *et al.* 2006).

A complexidade morfológica, a abundância e ampla distribuição geográfica de acritarcos nos registros neoproterozoicos viabiliza a utilização destes para correlação bioestratigráfica (Grey 2005). Estes organismos foram os primeiros eucariontes preservados no registro fóssil em depósitos pré-cambrianos profundos (Schopf & Klein 1992). Podem ser interpretados como cistos de ciclos de vida de algas fitoplanctônicas e algas verdes (Armstrong & Brasier 2005). De acordo com a assembléia de acritarcos, é possível estabelecer biozonas para o Neoproterozoico (Grey 2005). Para sucessões pós-glaciação Marinoana é determinada a biozona *Ediacaran Leiosphere Palynoflora* (ELP) que consiste em simples esferomorfos; e para o Ediacarano médio (~580-570Ma), a biozona *Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora* (ECAP) composta por acritarcos acantomorfos largos, com espinhos e processos complexos.

4 MÉTODOS

4.1 ANÁLISES DE FÁCIES SEDIMENTAR

O método de análise de fácies sedimentar (Walker 1992) inclui: 1) individualização e descrição de fácies, procurando caracterizar a composição, geometria, textura, estrutura sedimentar, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente dos corpos sedimentares; 2) compreensão dos processos sedimentares responsáveis pela geração de fácies; e 3) associação de fácies, que visa reunir fácies sedimentares contemporâneas e cogenéticas, viabilizando o reconhecimento dos ambientes e sistemas deposicionais. Kerans & Tinker (1997) propõem o termo litofácies carbonática para designar os elementos descritivos básicos tridimensionais, definidos pelas estruturas sedimentares, componentes, fábricas e, quando presente, tipo e morfologia de estromatólitos. Neste trabalho portanto o termo fácies sedimentar foi empregado no mesmo sentido que litofácies carbonática, com intuito de integrar e complementar ambos os métodos de análise de fácies sedimentares.

O mapeamento da distribuição vertical e lateral destas fácies foi auxiliado por perfis verticais, bem como seções esquemáticas e panorâmicas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997). Dentro desses procedimentos, foram identificadas as superfícies chaves com significado estratigráfico para a correlação das seções e individualização dos ciclos deposicionais.

4.2 SEQUÊNCIA ESTRATIGRÁFICA DE ALTA FREQUÊNCIA (SAF)

A análise de sequência estratigráfica foi baseada no método Mitchum & Van Wagoner (1991), que divide a sequência deposicional de Vail *et al.* (1977) em múltiplas sequências limitantes de 4^a-5^a ordem chamadas de sequências de alta frequência (SAF), encontradas em escala de afloramentos. As SAFs têm todos os atributos das sequências deposicionais, pelo fato de serem compostas por parassequências (ciclos de espessura métrica) e conjunto de parassequências, que podem ser inseridas dentro de tratos de sistemas seguindo a curva original de sequências deposicionais de maior ordem, a curva de Vail (1987). O reconhecimento dos tratos de sistemas (*i.e.* mar baixo, transgressivo e mar alto) pelas SAFs é feito por meio da identificação dos padrões de empilhamento dos conjuntos de ciclos (retrogradacionais, progradacionais e agradacionais), *trends* de espessuras (adelgaçamento ou espessamento ascendente das fácies sedimentares que atestam a maior profundidade da lâmina d'água e, conseqüentemente, a variação do espaço de acomodação) e pela frequência dos

ciclos. A avaliação dos padrões de espessamento e adelgaçamento das parassequências foi auxiliada pelo Gráfico de Fischer - *Fischer Plot* (Sadler *et al* 1993), que forneceu subsídio para determinação de superfície de inundação máxima, limites de sequências, superfícies chaves, tratos de sistemas, média de subsidência e mecanismo de geração de espaço de acomodamento (Goldhammer *et al.*1991; Kerans & Tinker 1997; Bosence *et al.* 2009).

4.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

A análise petrográfica de lâminas delgadas sob microscópio óptico visa caracterizar os constituintes primários e diagenéticos dos carbonatos da Formação Nobres e da Formação Serra do Quilombo, além de auxiliar na análise de fácies sedimentares. As lâminas são confeccionadas de amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies, ao longo dos ciclos deposicionais definidos em perfis estratigráficos. Para identificação do tipo de carbonato seguiu-se a técnica proposta por Adams *et al.* (1984) que utilizam o tingimento das lâminas petrográficas com alizarina vermelha-s e ferrocianeto de potássio. A quantificação composicional e textural dos carbonatos é feita por meio de contagem de 300 pontos no mínimo por lâmina sob microscópio óptico. Para classificação petrográfica, foi adotado o esquema de Dunham (1962) baseado na proporção entre lama carbonática e componentes aloquímicos, complementada pela classificação de Embry & Klovan (1971), que leva em consideração o tamanhos dos grãos carbonáticos e o tipo de bioconstrução. A descrição de texturas de dolomita segue a descrição de Sibley & Gregg (1987).

Para melhor compreensão da textura e mineralogia, foram utilizados métodos de microscópio eletrônico de varredura (MEV) efetuados no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA. As amostras foram metalizadas com ouro durante 1,5min e analisadas no equipamento MEV modelo LEO-1430, utilizando imagens de elétrons secundários e retroespalhado nos parâmetros de: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 10 kv, distância de trabalho = 15 mm.

4.4 GEOQUÍMICA

4.4.1. Isótopos de ^{13}C e ^{18}O em carbonatos

O método de isótopos segue três fases: 1) coleta sistemática de amostras; 2) preparação de amostras; 3) análise de razões isotópicas. As amostras foram coletadas em intervalos pré-determinados com aproximadamente 1m (quando possível) e posicionadas nos perfis estratigráficos. Utilizaram-se amostras homogêneas evitando-se fraturas, zonas com

preenchimento de minerais diagenéticos, horizontes intemperizados e/ou recristalizados (este último reconhecidos pelo auxílio de análise petrográfica) para evitar alterações no sinal isotópico primário em função de fluidos tardios. A pulverização das rochas foi feita em gral de ágata, e coletas pontuais por meio de broca milimétrica de todos os constituintes carbonáticos identificados (matriz, grão e cimento).

As análises de razões isotópicas de carbono e oxigênio foram realizadas em dois laboratórios distintos, em diferentes fases do projeto de doutorado. As primeiras análises foram conduzidas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco. A análise foi feita a partir de CO₂ (gás) extraído de carbonatos pulverizados (~50mg), em linha de alto vácuo, após reação com ácido ortofosfórico (100%) a 25°C por um dia (três dias no caso da presença de dolomita). O CO₂ liberado é submetido a limpeza criogênica e analisado em espectrômetro de massa triplo coletor e dupla admissão SIRA II. Os resultados são apresentados na notação convencional de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em permil (‰) relativo ao padrão PDB (*Pee Dee Belemnite*). O padrão para o $\delta^{18}\text{O}$ é dado em SMOW (*standard mean ocean water*) e geralmente os resultados são apresentados também em PDB. As incertezas das medidas de isótopos foram de 0,1‰ para o carbono e 0,2‰ para o oxigênio, baseado em múltipla análise de um padrão interno do laboratório (BSC = *Borborema Skarn Calcite*).

A segunda série de análises foi efetuada no *Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables, Institut de Physique du Globe de Paris e Université Paris-Diderot*, França, durante o estágio de doutorado sanduíche no exterior realizado via PDSE-CAPES (Processo PDSE nº 8336/13-0). O protocolo de análise admite a utilização de 2 a 3mg de amostras pulverizadas colocados em tubos hermeticamente fechados, submetidos à limpeza à vácuo com gás de He ultra-puro à 2bar de pressão durante dois minutos, utilizando Gilson 22X *autosample*. A extração do CO₂ analisado foi feita por meio de duas fases de dissolução utilizando ácido fosfórico a 100% (H₃PO₄). A primeira fase de dissolução foi feita a 25°C durante 4 horas para extrair o CO₂ da calcita. A segunda fase de dissolução foi executada a 80°C durante 2 horas para extrair o CO₂ da dolomita. A composição isotópica do carbono e oxigênio do CO₂ extraído foi medida usando cromatógrafo de gás acoplado ao espectrômetro de massa Analytical Precision 2003 (AP2003), hoje chamado de GV 2003, em fluxo contínuo de hélio. A composição isotópica foi dada em notação de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em permil (‰) relativos ao padrão PDB. A reprodutibilidade do $\delta^{13}\text{C}$ é de 0,1‰ e para o $\delta^{18}\text{O}$ de 0,2‰, verificadas em

múltiplas análises utilizando o padrão interno do laboratório do IPGP (Renne II, Merck, Across para calcita, e Cristal, TeS e MI para dolomita).

4.4.2 Isótopos de ^{13}C em matéria orgânica

As análises de $\delta^{13}\text{C}$ em matéria orgânica também foram realizadas no *Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables* (IPGP). A extração da matéria orgânica foi feita pela dissolução dos componentes carbonáticos, por meio de ataque ácido utilizando HCl (6N) durante de 12 horas em temperatura ambiente, seguido por mais 2 horas com o mesmo ácido aquecido a 80°C quando houver dolomita. Os resíduos obtidos foram lavados com água destilada com pH neutro e centrifugadas o número de vezes necessárias até eliminação do HCl presente, e por fim secas a 50°C. Para cada amostra, 10 a 100mg do material residual (matéria orgânica e insolúveis) foram mensurados no Analisador Elemental Flash EA1112 acoplado ao espectrômetro de massa Thermo Finnigan DELTA plus XP via interface ConFlo IV. Três padrões internos foram usados para calcular o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, além de um padrão interno com cinco diferentes quantidades (massa em miligramas) foram usadas para estimativa de concentração de carbono no material residual ($\text{TOC}_{\text{residual}}\%$) e recalculada para a concentração em amostra total ($\text{TOC}_{\text{total}}\% = \text{TOC}_{\text{residual}}\% \times \text{\%descarb}/100$) com incerteza de $\pm 10\%$. A reprodutibilidade feita com padrão interno do laboratório é de $\pm 0,1\%$ para o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e expressa em escala PDB.

5 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ARARAS SUPERIOR, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, BRASIL

Isaac D. Rudnitzki^{1,2} & Afonso Cesar Rodrigues Nogueira^{1,2,3}

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, Brasil;

²Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM), Belém, Brasil;

³Instituto de Geociência da Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil

Email rudnitzki@ufpa.br; anogueira@ufpa.br

RESUMO

A parte superior do Grupo Araras, de idade Neoproterozóica, é redescrita e redefinida com base em dados faciológicos e estratigráficos obtidos da região de Cáceres e Nobres, respectivamente porção oeste e leste da Faixa Paraguai Norte, região sul do Cráton Amazônico, Estado do Mato Grosso, Brasil. Estas unidades recobrem os calcários da Formação Guia, consistindo em uma sucessão de aproximadamente 350m de espessura representada pelas formações Serra do Quilombo e Nobres. A Formação Serra do Quilombo é constituída por dolomitos finos, dolomitos arenosos, brechas com cimento de dolomita e brechas com matriz, enquanto que a Formação Nobres é formada por dolomitos finos, arenitos, brechas e conglomerados dolomíticos, pelitos e níveis de sílex secundário. Essas unidades representam um único sistema deposicional, que inclui rampa carbonática de mar aberto (Formação Serra do Quilombo), adjacente a uma rampa interna restrita dominada por processos de maré (Formação Nobres). A reconstrução paleogeográfica sugere uma costa com morfologia de baía, dominada por planícies de maré/*sabkha* com mar aberto em direção E-NE, separadas por um complexo de barra oolíticas. A presença clara dos depósitos da Formação Raizama sobrepondo os depósitos do Grupo Araras estabeleceu base para correlação regional, abrindo oportunidade para novas questões sobre o contexto estratigráfico proposto atualmente para Faixa Paraguai Norte.

ABSTRACT

The upper Araras Group, Neoproterozoic, is redescrbed and redefined based on sedimentological and stratigraphic data from Cáceres and Nobres region, respectively portion west and east of Northern Paraguay Belt and S-SW of Amazon Craton, Mato Grosso State, Brazil. These units overlying the bituminous limestones from Guia Formation, with approximately 350m thickness and represented by Serra do Quilombo and Nobres. The Serra do Quilombo Formation consists fine dolostone, sandy dolostone, carbonate breccias with cement and matrix, while the Nobres Formation consist in fine dolostone, sandstones, mudstones and chert thin layers. These units represent a single depositional system including carbonate ramp open sea (Serra do Quilombo Formation) adjacent to a restricted inner ramp dominated by tidal processes (Nobres Formation). The paleogeographic reconstruction suggests coastal shape like bay dominated by tidal flats/*sabkha* and seaward to E-NW, separated by oolitic bar complex. The clear presence of deposits of Raizama Formation overlying the Araras Group carbonates allowed to established the regional correlation opening opportunity for new questions about the currently stratigraphic context proposed Northern Paraguay Belt.

Palavras-chaves: Formação Serra do Quilombo, Formação Nobres, Rampa carbonática, Neoproterozóico, Faixa Paraguai Norte

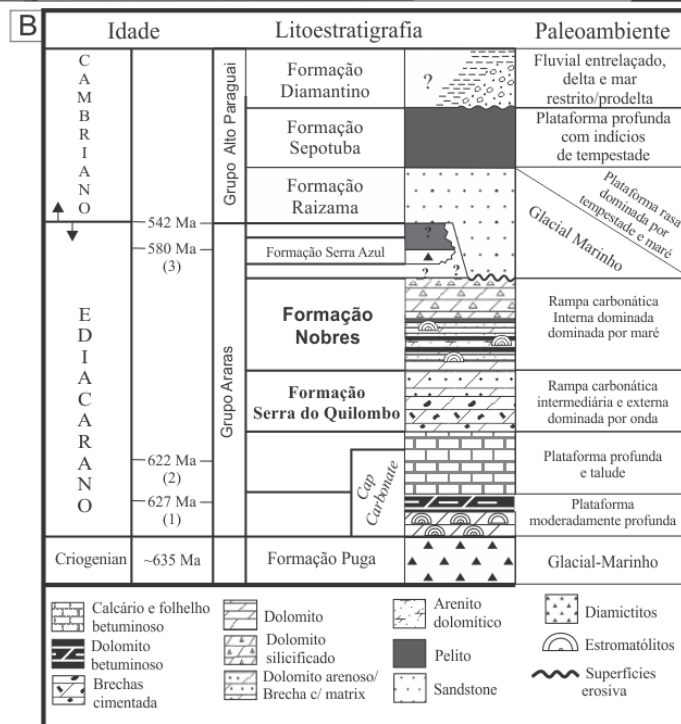
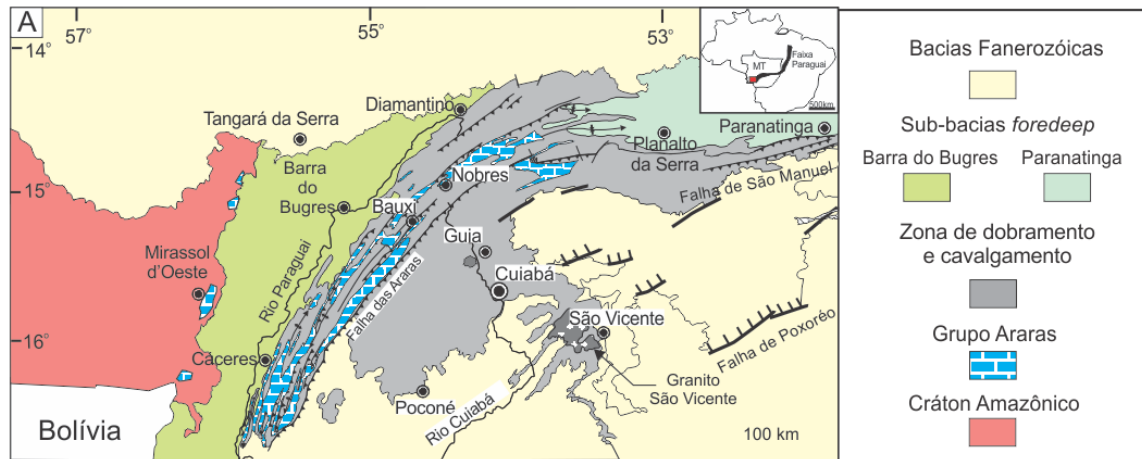
5.1 INTRODUÇÃO

Depósitos de plataforma carbonática do Grupo Araras, de idade Neoproterozóica, ocorrem expostos ao longo da Faixa Paraguai Norte e Sul do Cráton Amazônico (Almeida 1964, Nogueira & Riccomini 2006). Estes depósitos têm sido reconhecidos mundialmente pela presença de depósitos pós-glaciais ligados ao evento Marinoana de ~635 Ma e à hipótese de *Snowball Earth* (Hofman & Scrag 2002, Nogueira *et al.* 2003, Soares *et al.* 2013). Além disso, o registro de eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos vem colocando essa unidade em destaque no cenário mundial (Nogueira *et al.* 2007, Sansjofre *et al.* 2011). Após a redefinição do Grupo Araras por Nogueira & Riccomini (2006), trabalhos têm detalhado unidades específicas desse grupo, ampliando o conhecimento sobre o Neoproterozóico sedimentar da Faixa Paraguai.

Neste trabalho, as unidades da porção superior do Grupo Araras, representadas pelas formações Serra do Quilombo e Nobres, foram reavaliadas por meio de análise de fácies sedimentar e estratigráfica, tendo como base afloramentos clássicos em cortes de estrada e frente de lavra expostos nas proximidades das cidades de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso, que representam a zona oeste e leste da Faixa Paraguai Norte. Os estudos permitiram integrar as duas unidades em um único sistema deposicional de rampa carbonática, bem como esboçar a paleogeografia da borda SW do Cráton Amazônico e suas implicações no contexto estratigráfico da Faixa Paraguai no final do Neoproterozoico.

5.2 GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Paraguai é uma entidade tectônica neoproterozóica inserida na Província Tocantins. Estruturada durante o evento orogenético Brasileiro/ Pan-Africano entre 600 e 540 Ma, é resultante da convergência de três blocos continentais: a oeste, o Amazônia; a leste, o São Francisco-Congo e ao sul, o Paraná ou Rio de la Plata, este último recoberto pelos depósitos fanerozóicos da Bacia do Paraná (Almeida 1984; Trompette 1997). As rochas mais antigas da Faixa Paraguai são a sucessão metassedimentar do Grupo Cuiabá que abrange grande parte da região sul e leste deste cinturão orogenético (Figura 5.1A). Essa unidade é recoberta, ou lateralmente equivalente, pelos diamictitos glaciogênicos da Formação Puga (Figura 5.1B). Esses depósitos são correlacionados ao último evento global de glaciação Criogeniana há ~635Ma, e à hipótese do *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002; Nogueira *et al.* 2003; Allen & Hoffman 2005; Halverson *et al.* 2005).



Aspectos geológicos. A) Mapa de localização das áreas estudadas (modificado de Sansjofre *et al.* 2014); B) Coluna estratigráfica da Faixa Paraguai Norte (modificado de Nogueira & Riccomini 2006). Idades (1) Babinski *et al.* (2006); (2) Romero *et al.* (2012), (3) McGee *et al.* (2014).

O Grupo Araras recobre diretamente os diamictitos da Formação Puga, sendo considerado como registro da evolução de uma plataforma carbonática durante o Neoproterozoico. O grupo é individualizado em quatro unidades litoestratigráficas (Nogueira & Riccomini *et al.* 2006): 1) Formação Mirassol d'Oeste, com dolomitos e microbialitos róseos; 2) Formação Guia, constituída por calcários e folhelhos betuminosos cinzas a cinza escuros com leques de pseudomorfos de aragonita; 3) Formação Serra do Quilombo, com dolomitos cristalinos e com terrígenos e brechas carbonáticas de coloração cinza a cinza claro; e 4) Formação Nobres, topo do Grupo Araras, constituída de dolomitos finos e arenosos, microbialitos, arenitos brancos e pelitos avermelhados (Figura 5.1B). Baseados em dados

sedimentológicos e quimioestratigráficos (isótopos de carbono e enxofre), as formações Mirassol d'Oeste e Guia (base) são interpretadas como depósitos de capa carbonática pós-Marinoano (Nogueira *et al.* 2003, Sansjofre *et al.* 2011; Soares *et al.* 2012). Idades radiométricas Pb/Pb de 627 ± 32 Ma e 622 ± 33 Ma foram obtidas na base da Formação Guia, confirmando a correlação com depósitos pós-Marinoana (Babinsky *et al.* 2006, Romero *et al.* 2012).

Na porção oeste da Faixa Paraguai, o Grupo Araras é recoberto pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, com limite erosivo associado a níveis de conglomerados polimíticos, entre a Formação Nobres e Formação Raizama (Nogueira *et al.* 2007; Rudnitzki & Nogueira 2012). O Grupo Alto Paraguai consiste em uma sequência siliciclástica individualizada em três unidades litoestratigráficas (Bandeira *et al.* 2012): Formação Raizama, composta de arenito e pelito, depositada na zona de *shorface*, com influência de tempestades, e associada à planície de maré; 2) Formação Sepotuba, constituída de folhelho, pelito e arenito, representante de um sistema de *offshore* transicional; e 3) Formação Diamantino, formada por ritmito e conglomerado de um sistema lacustre e/ou mar restrito ligado a um fluvial entrelaçado (Figura 5.1B).

Para a porção leste, tem sido proposto de forma inferida que a sucessão carbonática Araras é recoberta pelos diamictitos e pelitos da Formação Serra Azul (Alvarenga *et al.* 2007; McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014). Essa unidade é interpretada como depósitos pós-glacial relacionado ao evento Gaskiers há ~580 Ma. Os depósitos de diamictitos ocorrem encaixados em vales glaciais incisos que são sucedidos por uma sucessão de pelitos, relacionado à transgressão pós-glacial (Figura 5.1B). A idade de 640 ± 15 Ma obtida por meio de razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovitas detríticas de diamictitos é interpretada como idade deposicional robusta máxima e, quando comparados com sua posição estratigráfica recobrando os carbonatos do Grupo Araras, sugere também sedimentação durante o Edicarano médio (McGee *et al.* 2014).

5.3 BASE DE DADOS E ASPECTOS GERAIS DAS ÁREAS ESTUDADAS

Nesse trabalho, foram descritas nove seções do Grupo Araras superior, nas regiões das cidades de Cáceres e Nobres, no Estado do Mato Grosso, que representam respectivamente a zona oeste e leste da Faixa Paraguai Norte (Figura 5.1). As exposições estão dispostas ao longo de flancos de dobras com mergulho de 45° para NE e 10° - 37° para NW-SE, até sub-vertical. Esse contexto permitiu o estudo detalhado de sucessões contínuas com até 150m de

espessura (Figura 5.2-5.3). Para cada região, foi elaborado um perfil composto do Grupo Araras superior, utilizado para correlação entre as porções oeste e leste (Figura 5.13).

Nas duas áreas de estudo, foram reconhecidas quatro unidades litoestratigráficas, segundo a definição de Nogueira & Riccomini (2006), sendo da base para o topo: 1) Formação Guia, com calcários e folhelhos betuminosos e brechas calcárias com matriz, com cerca de 300m de espessura; 2) Formação Serra do Quilombo, com dolomitos de coloração cinza a cinza escuro que consiste em dolomito fino a grosso, dolomito com grãos carbonáticos (oóide, oncóide, pelóide, intraclasto), dolomito arenoso e brecha carbonática com matriz e cimento, com ~120m de espessura; 3) Formação Nobres, representada por aproximadamente carbonatos e siliciclásticos, de coloração cinza a cinza claro, bege e vermelho claro, que consistem em dolomito fino a grosso, dolomito oolítico-intraclástico, *microbioalito*, *chert*, brechas com matriz, dolomito arenosos, arenito dolomítico, arenito fino e pelito, com aproximadamente 200m de espessura; e 4) Formação Raizama, com ~100m de espessura, predominantemente siliciclástica, com rochas de coloração marrom a avermelhada, formada por arenito fino-médio, pelito e conglomerado.

Na Formação Serra do Quilombo, são comuns níveis de brechas cimentadas com arcabouço formado por clastos de dolomito tabular, por vezes fraturados ou corroídos, envolvidos por cimento de dolomita espática planar e romboedros com cristais maiores que 100 μ m. Ocorrem na forma de pacotes métricos descontínuos que podem acompanhar planos de acamamento, ou na forma de condutos métricos (<3m de largura, <25m comprimento) cortando as camadas (Figura 5.4A e B), com *trend* estrutural regional NE-SW (Souza 2012).

Os processos diagenéticos mais comuns observados nas Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres incluem: dolomitização com dolomitos cristalinos médios a grossos, silicificação com níveis maciços e nódulos de *chert*, cimento de dolomita espática em fraturas e vênulas, drusas de dolomita, dissolução pela presença de *vugs* e *karts* recentes, e dissolução por pressão representada por estilólitos. O intemperismo altera a cor original das rochas para branco ou branco avermelhado em função dos processos de lixiviação e oxidação. Tais processos podem alterar completamente o arcabouço original da rocha, no entanto foram avaliados em detalhe para não criar ruídos na análise paleoambiental.

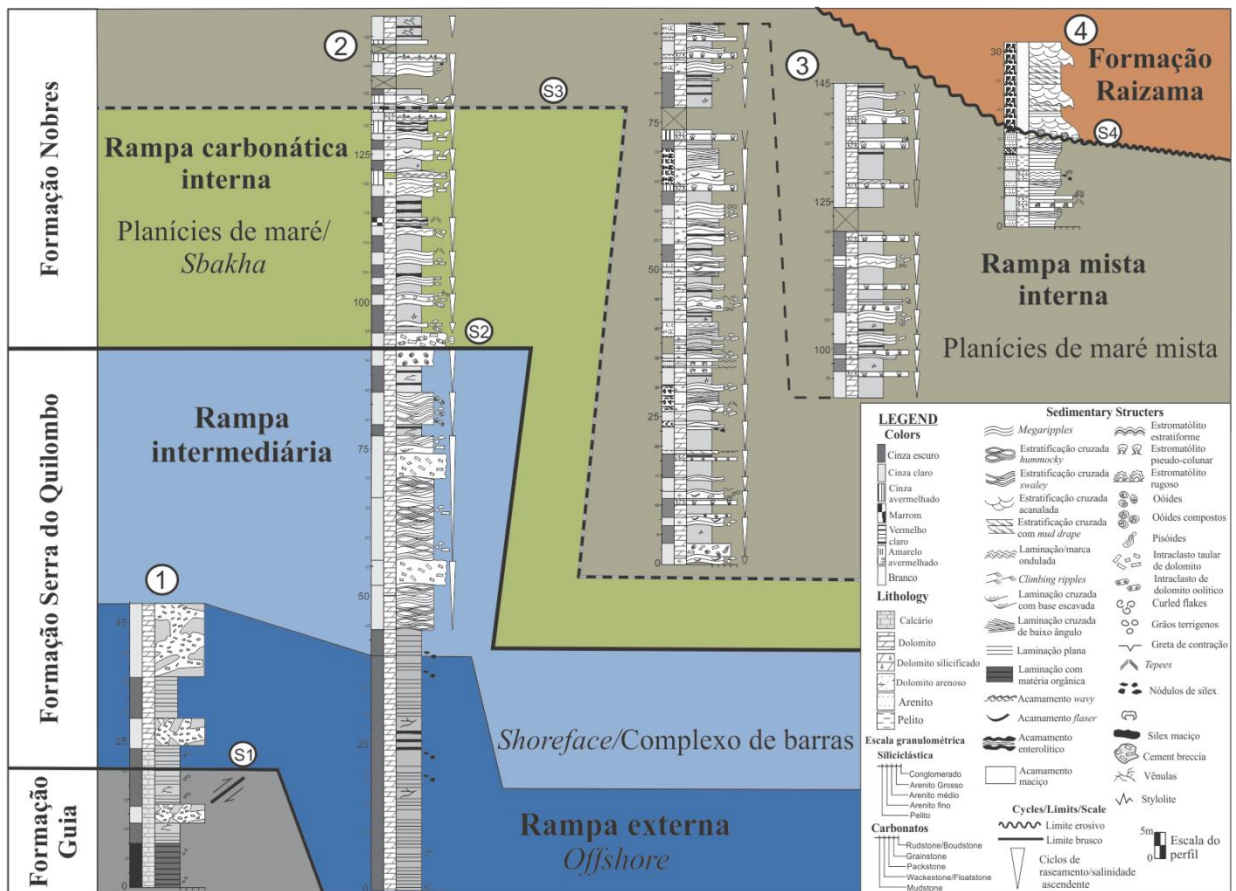


Figura 5.2 – Seções estratigráficas estudadas da região de Cáceres-MT. Perfis 1 e 2 frente de lava da pedreira Emal-Camil, perfis 3 e 4 ao longo de cortes de estrada da BR-070

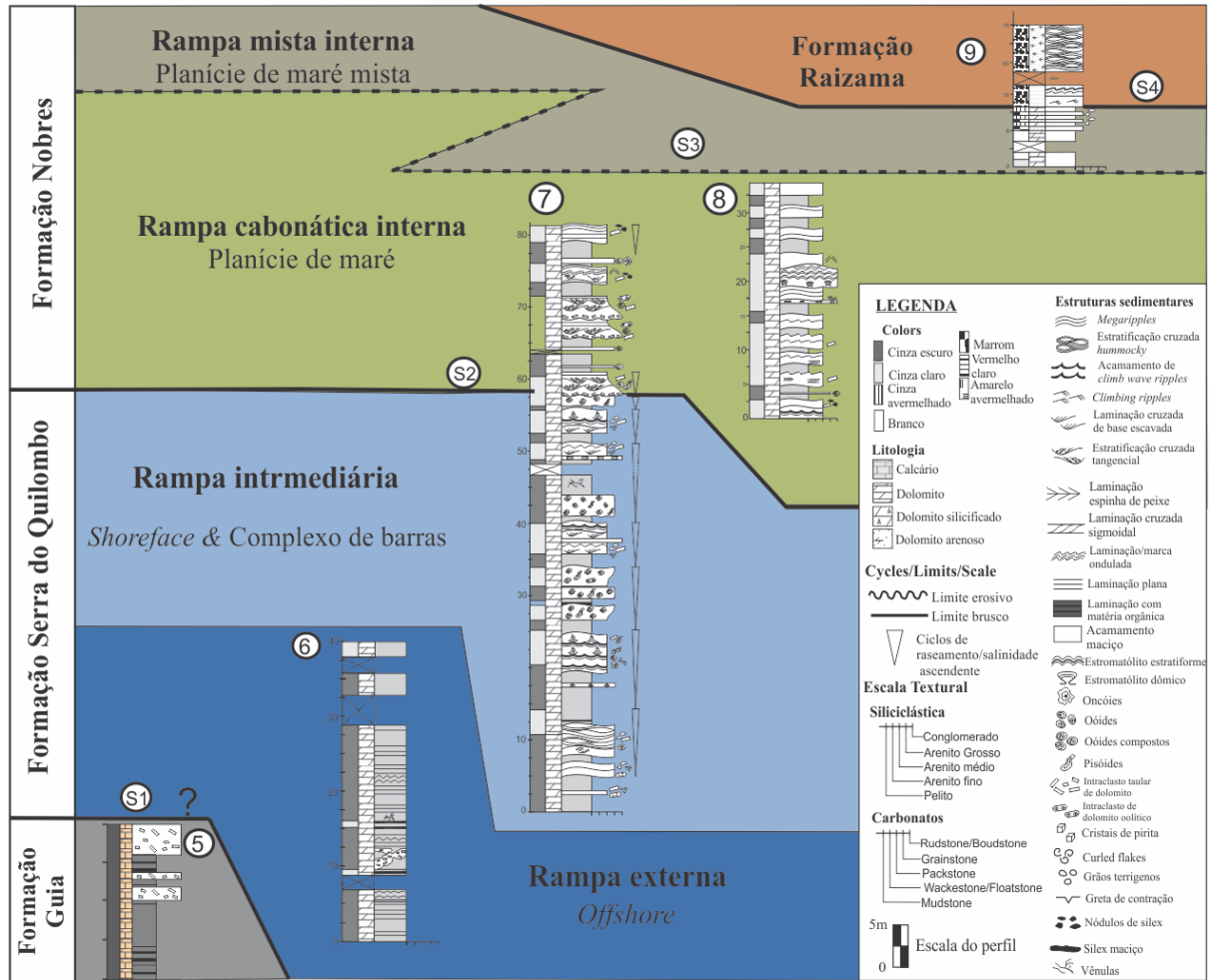


Figura 5.3 – Seções estudadas da região de Nobres-MT, perfil 5 pedra Copacel, perfis 6, 7 frente de lavra da pedra Ecoplan, perfil 8 ao longo da BR-364, perfil 9 cachoeira Rio Serragem

5.4 FÁCIES SEDIMENTARES

A análise de fácies sedimentar para o Grupo Araras superior resultou na identificação de 20 litofácies (Quadro 1), compostas por carbonatos, carbonatos impuros e siliciclásticos. Neste trabalho, admitimos um o modelo paleoambiental onde a Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres são produtos de um mesmo sistema deposicional, representado pelo sistema de rampa carbonática Araras, assim as fácies sedimentares são distribuídas em quatro grupos de associações de fácies. Na Formação Serra do Quilombo, ocorrem associações de fácies de rampa carbonática externa (AQ1) e rampa carbonática intermediária (AQ2), enquanto a Formação Nobres consiste nas associações de fácies de rampa carbonática interna (AN1) e rampa mista interna (AN2). Em cada associação de fácies, são reconhecidos subambientes que se desenvolvem nas diferentes zonas da rampa carbonática Araras, descritos e interpretados a seguir.

5.4.1 Rampa carbonática externa (*Offshore*) – AQ1

Descrição

A associação de fácies de rampa carbonática externa se restringe à base da Formação Serra do Quilombo e estabelece o contato com a Formação Guia, observado na região de Cáceres (Figura 5.2 e 5.3). Apresenta camadas tabulares lateralmente contínuas por dezenas de metros e até 45m de espessura, constituídas de dolomito fino laminado com matéria orgânica (Dlo) e dolomito fino com acamamento maciço a laminado (Dm) (Figura 5.4A e C). O arcabouço consiste em matriz de dolomita fina (5-10 μm) com textura xenotópica, e porções recristalizadas, representadas por cristais de dolomita planar maiores que 62 μm formando mosaicos médios a grossos. Também são observados grãos terrígenos (quartzo, feldspato e opacos) com tamanho areia muito fina a fina e matéria orgânica, concentrados ao longo de laminações ou *dissolution seams*. Em ambas as áreas, a associação AQ1 é sucedida por ciclos de dolomito fino (Dm) e dolomito intraclásticos/arenoso com estratificação crizada *hummocky* (DAh) pertencentes a associação de fácies AQ2.

Quadro 5.1 – Quadro de fácies sedimentares da Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres

Fácies Sedimentar	Sigla	Microfácies/Descrição	Processo deposicional	Ambientes de sedimentação
Dolomito fino laminado com matéria orgânica	Dlo	Dolomito fino com laminação plano-paralela, intercalado com níveis de matéria orgânica e estilólitos	Precipitação química de lama carbonática em ambiente com baixa energia associada influxos de detritos como matéria orgânica e terrígenos depositados por decantação.	Rampa externa: <i>offshore</i>
Dolomito fino maciço a laminado	Dm	Dolomito fino com acamamento maciço e laminação plano-paralela a ondulado, com contribuição de material terrígeno (argila a areia muito fina) destacando as laminações e disperso o na matriz carbonática	Precipitação química de carbonatos em ambiente de baixa energia associado esporádicos influxo de terrígenos	Rampa externa: <i>offshore</i> Rampa intermediária: <i>shoreface inferior</i> Rampa Interna: Inframaré, intermaré
Dolomito intraclástico/arenoso com estratificação cruzada <i>hummocky/swaley</i>	DAh	<i>Dolopackstone/Dolorudstone</i> com intraclastos tabulares a subarredondados de dolomito fino e dolomito oolítico com até 5cm de comprimento, intercalados por dolomito arenoso com grãos de tamanho silte a areia média. Apresenta estratificação cruzada <i>hummocky</i> e <i>swaley</i> , dispostos em camadas com <i>pinch-and-swell</i> , e transição lateral para acamamento em <i>megaripples</i> .	Precipitação de carbonatos em ambiente de alta energia associado a fluxo oscilatório combinado causado por ondas de tempestade, que proporciona retrabalhamento do substrato carbonático e esporádicos influxos de material terrígeno.	Rampa intermediária: <i>shoreface inferior-médio</i>
Dolomito oolítico com matriz	Doo	<i>Dolowackestone/Dolopackstone</i> oolítico com oóides simples, oóides e pisóides compostos, raros intraclastos de dolomito fino, matriz de dolomita fina a média, dispostos em camadas tabulares de acamamento maciço a laminado	Precipitação de química lama carbonática em ambiente de energia baixa a moderada associada a influxos de grãos carbonáticos de águas rasas para águas mais profundas ao longo da plataforma.	Rampa intermediária: complexo de barras oolíticas Rampa interna Inframaré
Dolomito oolítico	Dgo	<i>Dolograinstone</i> com oóides e pisóides, e raros oncóides, arcabouço sustentado por grãos carbonáticos e cimento de dolomita média a grossa. Apresenta acamamento de <i>megaripples</i> a maciço.	Precipitação inorgânicas de grãos carbonáticos associadas a migração de barras de barras oolíticas em águas rasas de alta energia controladas por ação de ondas e correntes de maré.	Rampa intermediária: complexo de barras oolíticas
Dolomito com acamamento <i>wave ripple</i>	Dwr	O arcabouço consiste em intercalação centimétrica entre <i>Dolopackstone</i> com oóides e oncóides, subordinado intraclasto, e dolomito arenoso com grãos de terrígenos do tamanho silte a areia fina. As camadas são disposta na forma de <i>megaripples</i> com estrutura interna de laminações e marcas onduladas recobertas por lama carbonática, formada acamamento <i>wave</i> e <i>linsen</i> .	Migração de formas de leito por meio de fluxos oscilatórios em ambiente raso de moderada a alta energia, alternados com períodos de decantação de lama carbonática, e recargas de terrígenos por eventos de tempestade. Atividade metabólica de microorganismos formando os envelopes de lama carbonática por trapeamento.	Rampa intermediária: <i>Shallow-subtidal</i>
Dolomito com <i>tepee</i>	Dt	Dolomito com estruturas antiformes que rompem e deformam o acamamento interno, caracterizados por arestas tabulares rompidas dispostas para cima (forma em V), com fratura preenchida por dolomito finos (lama carbonática), intraclastos carbonático tabulares e /ou cimento de dolomita estática ou sílex.	Processo de dilatação e contração do substrato carbonático através de exposição subaérea do substrato carbonático lamoso, associado a ressurgência de águas subterrâneas em zonas vadosas e freática, além de cimentação precoce.	Rampa intermediária: <i>Shallow-subtidal</i> Rampa interna: Intermaré, Supramaré
Dolomito laminação cruzada de baixo ângulo	DI	<i>Dolopackstone</i> oolítico e terrígenos, matriz de dolomita fina a pseudo-espática, laminações cruzadas de baixo ângulo e subordinadamente laminação plano-paralela, laminação truncada por onda.	Precipitação química de carbonatos em ambiente de alta energia submetido à ação do fluxo e refluxo gerados por onda em águas rasas	Rampa intermediária: <i>Shoreface superior</i>
Dolomito com laminação cruzada de base escavada	Dc	<i>Dolopackstone/Dolorudstone</i> intraclástico e grãos terrígenos com laminação cruzada de base escavada associado a laminações onduladas assimétricas, com <i>forset</i> e forma de leito recoberta por lama carbonática. As feições escavadas são preenchidas por <i>lags</i> de intraclastos carbonáticos como dolomito fino e dolomito oolítico ou peloidal, além de grãos siliciclásticos do tamanho areia fina a média.	Precipitação de carbonato em ambiente com alta energia, submetido a fluxo oscilatório que proporciona o retrabalhamento do substrato, associado a influxo de material terrígenos. Alternada com períodos de baixa energia que proporciona decantação da lama carbonática	Rampa intermediária: <i>Foreshore</i>

Quadro 1 – Continuação

Fácies Sedimentar	Sigla	Microfácies/Descrição	Processo deposicional	Ambientes de sedimentação
Dolomito com estratificação cruzada tangencial	Dct	<i>Dolograinstone/Dolorudstone</i> intraclástico com clastos de dolomito fino e dolomito oolíticos, subordinada contribuição de oóides e pelóides, e arcabouço sustentado por grãos carbonáticos e cimento de dolomita. Estratificação cruzada tangencial com intraclastos tabulares marcando a base escavada e <i>forserts</i> .	Migração de formas de leito de crista sinuosa, por meio de fluxo de corrente de alta energia com a escavação e retrabalhamento substrato carbonático.	Rampa carbonática interna: <i>Tidal inlet</i> (canal de maré)
<i>Dolomudstone</i> com moldes evaporíticos	Dev	Dolomito fino com acamamento maciço, parcialmente silicificado (<i>chert</i> secundário) com pseudomorfos evaporíticos na forma de nódulos e <i>pop corn</i> , delgadas camadas de <i>chert</i> maciço irregulares de até 2,5cm.	Precipitação química de carbonatos e evaporitos em ambiente restrito de baixa energia, hipersalino e alta taxa de evaporação. Percolação de águas alcalinas ricas em sílica durante diagenese precoce (?) que substitui minerais evaporíticos (anidrita, halita?).	Rampa mista interna: Intermaré, Supramaré
Dolomito fino/Dolomito arenoso com acamamento enterolítico	De	Dolomito fino intercalado com dolomito fino com terrígenos formando acamamento enterolítico. As camadas irregulares do acamamento enterolítico que consistem em dobras desarmônicas com feições locais de diápiros e rompimento. Também ocorrem clastos tabulares (<i>rip-up clasts</i>), nódulos na forma de <i>chicken wire</i> e finas lentes de arenito dolomítico associada ao topo das camadas enterolíticas (<i>sand patch fabric</i>).	Precipitação química de evaporitos e carbonatos em ambiente de baixa energia em acumulações de águas efêmeras e condições hipersalinas e árida, associado a processos diagenéticos precoces de precipitação de minerais evaporíticos, seguido de deformações plásticas sin-sedimentares em função das mudanças de volume dos sulfatos (gipsita e anidrita), e incursões de terrígenos durante maré alta e tempestades. Processo de dolomitização dos evaporitos.	Rampa carbonática interna: Supramaré/ <i>Sabkha</i>
Dolomito intraclástico/arenoso com acamamento de <i>megaripples</i>	Dmr	Acamamento de <i>megaripples</i> composto por intercalações de <i>Dolopackstone</i> intraclástico e dolomito fino com terrígenos. Internamente ocorre laminação e marca ondulada assimétrica, laminação cruzada espinha de peixe e sigmoidal, no geral recobertas por filmes de lama carbonática. <i>Lags</i> intraclásticos ocorrem delimitando a base dos <i>sets</i> de laminações cruzadas ou preenchendo cunhas de escavação. Também ocorrem estruturas como greta de contração no topo dos acamamentos com presença de intraclastos do tipo <i>rip-up</i> e curvados.	Precipitação de carbonatos sob condições de alternância processo de tração e suspensão, que induzia a migração de formas de leito e decantação do material em suspensão respectivamente. Associado a exposição subaérea parcial das formas de leito, retrabalhamento do leito carbonático, além de influxo de terrígenos.	Rampa carbonática interna: Intermaré Rampa mista interna: Intermaré Intermaré mista
Dolomito/ <i>Chert</i> microbial	Det	Dolomitos fino a médio com laminações microbianas, estromatólitos estratiformes, dômicos e rugosos com porosidade fenestral subordinada, parcialmente silicificados.	Precipitação de carbonato bioinduzido e trapeamento de partículas sedimentares por atividade microbiana. Silicificação secundária.	Rampa carbonática interna: Intermaré Rampa mista interna: Intermaré, Intermaré mista, Supramaré
Brecha carbonática com matriz	Bm	Brechas com clastos tabulares de dolomito fino sustentados por matriz dolomítica, de acamamento maciço	Retrabalimento do leito carbonático por meio de impacto de ondas de tempestade. Ou fluxo de massa de alta energia.	Rampa intermediária: <i>Shoreface médio</i> , Rampa carbonática interna <i>Tidal inlet</i> (canal de maré)
Pelito laminado	Pl	Camadas de pelito com até 5m de espessura, com laminação plano-paralela ressaltada por delgados níveis de arenitos e siltitos.	Deposição de material em suspensão por decantação em ambiente de baixa energia e esporádicos influxos arenito muito fino.	Rampa mista interna: Intermaré siliciclástico
Arenito dolomítico com acamamento de <i>megaripples</i>	Amr	Acamamento de <i>megaripples</i> que consiste em intercalações de arenito fino a grosso dolomítico, <i>dolopackstone</i> intraclástico e dolomito fino. Estruturas interna como laminação e marca ondulada assimétrica recobertos por filmes de dolomito fino, ou laminação plana. Tampem ocorre feições de escavação em cunha preenchidos por intraclasto carbonáticos de tamanho seixo, e grãos siliciclástico médio a grosso. Gretas de contração ocorre no topo das camadas, associadas clastos do tipo <i>rip-up</i> .	Deposição por meio de alternância entre correntes trativas com migração de formas de leito intercaladas com períodos de decantação do material em suspensão. Além disso, ocorre períodos de exposição subaérea e retrabalhamento do substrato carbonático	Rampa mista interna: Intermaré mista, Intermaré siliciclástico
Arenito fino com laminação ondulada	Al	Arenito muito fino a médio com laminação levemente ondulada a quase planar, intercaladas por pares de pelito avermelhado. Aumento da frequências do pares de pleito para o topo e adelgaçamento ascendente da intercalação de arenito.	Deposição subaquosa com alternância de tração e suspensão.	Rampa mista interna: Intermaré mista e intermaré siliciclástica
Arenito fino a médio laminação cruzada	Ac	Arenito fino a médio de camadas tabulares de até 2m de espessura com laminações cruzadas e subordinadamente laminações plano-paralela.	Migração de forma de leito em ambiente subaquoso por meio de fluxo de corrente unidirecional, em ambiente de média a alta energia.	Rampa mista interna: intermaré misto, Intermaré siliciclástico
Arenito/Pelito heterolítico	APh	Arenito fino a muito fino intercalado com pelitos formando acamamento do tipo <i>wavy-flaser</i> e subordinada laminação plano-paralela.	Deposição por meio de migração de marcas onduladas induzidas por correntes trativas e suspensão alternadas.	Rampa mista interna: Intermaré siliciclástico

Interpretação

Os depósitos de Dlo e Dm em sequência monótonas com mais de 45m de espessura sugerem precipitação de lama carbonática em ambiente de baixa energia, sem influencia de ondas, interpretados como depósitos de *offshore* que compõe a rampa externa. A laminação é produto da segregação de partículas de lama carbonática, ou influxos de materiais terrígenos provindos de zonas mais rasas. A presença de lâminas de matéria orgânica reforça a idealização de um ambiente de águas calmas associados à espessa coluna d'água, condições que favorecem a preservação parcial de detritos orgânicos. A distribuição estratigráfica desses depósitos, recobrimdo os depósitos de plataforma profunda da Formação Guia e sucedidos por depósitos de águas mais rasa da fácies AQ2, colabora com a interpretação da associação de AQ1 como depósitos de *offshore* na zona da rampa externa.

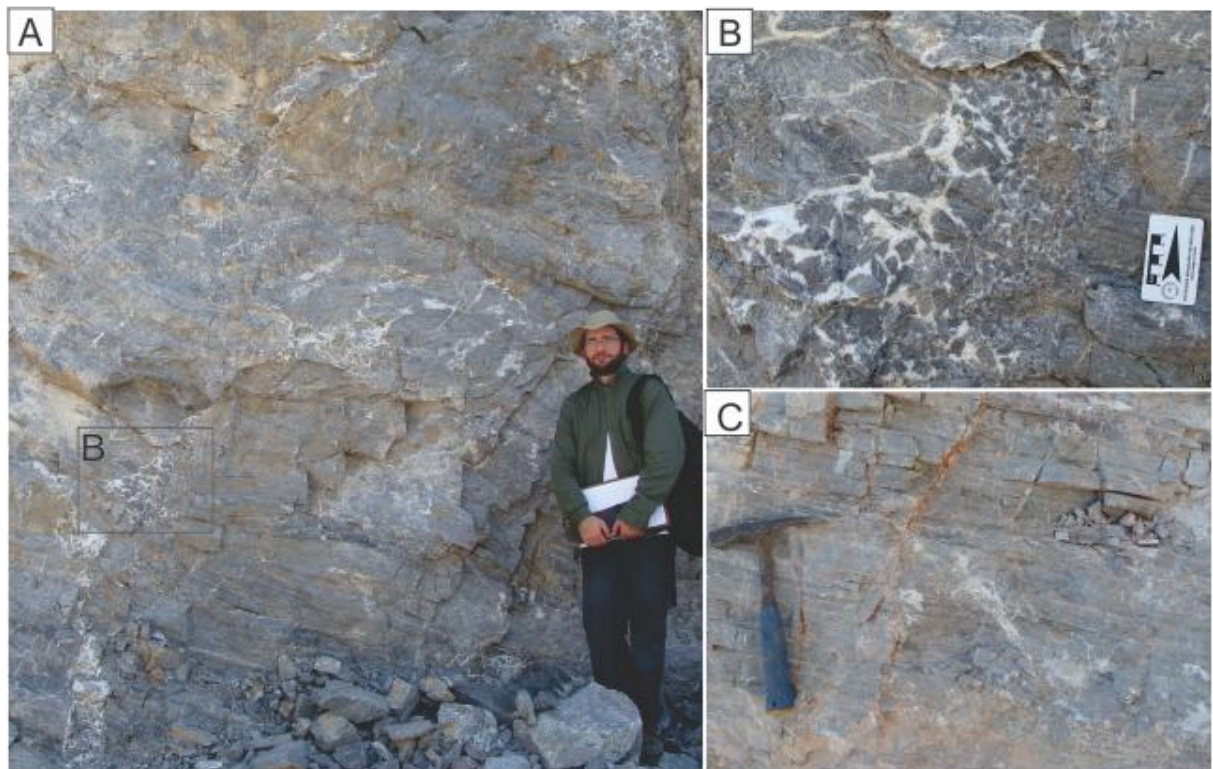


Figura 5.4 – Fácies sedimentares da rampa carbonática externa (AQ1). A) Camadas de dolomito fino a laminado (Dm) truncadas por brechas carbonáticas com cimento. B) Brechas carbonáticas com cimento com clastos tabulares de dolomito e cimento de dolomita espática com arranjo de brecha hidráulica; C) Dolomito fino laminado (Dm).

5.4.2 Rampa carbonática intermediária (*Shoreface* influenciado por tempestade, complexo de barras e *foreshore/shallow subtidal*) – AQ2

A associação de fácies da rampa carbonática intermediária (AQ2) representa a porção superior da Formação Serra do Quilombo, perfazendo cerca de 60m de espessura, normalmente recobrendo os depósitos da associação AQ1 e antecedendo os depósitos da Formação Nobres (Figura 5.2 e 5.3). A rampa carbonática intermediária se estende entre o nível de base de onda de tempestade até o nível mínimo de maré baixa, podendo ser dividida em três subambientes que incluem: i) *Shoreface*; ii) Complexo de barras oolíticas, e iii) *Foreshore/Shallow-subtidal*.

5.4.2.1 *Shoreface* influenciado por ondas de tempestade

Descrição

Os depósitos de *shoreface* apresentam aproximadamente 40m de espessura, dispostos na forma de camadas tabulares e onduladas. Consistem em dolomito fino, dolomito arenoso e dolomito com oóides, pelóides e intraclastos, organizados em ciclos de 10 a 25m de espessura (Figura 5.5A).

Na porção inferior, os ciclos são formados por camadas tabulares de dolomito fino maciço (Dm), intercaladas por delgadas camadas de dolomito oolítico com matriz (Doo) de até 30cm de espessura (Figura 5.5B). Ambas as fácies possuem matriz de dolomita fina com cristais de até 6µm de tamanho e subordinada contribuição de grãos carbonáticos como oóides e intraclastos de dolomito fino. As fácies Dm e Doo são recobertas por camadas de dolomito arenoso e/ou com dolomito intraclástico com estratificação cruzada *hummocky* (DAh), com até 8m de espessura (Figura 5.5B). Não há evidência de superfícies erosivas entre a transição de fácies. Os pacotes apresentam adelgaçamento e espessamento lateral (*pinch-and-swell*) sistemático, intercalados ou passando lateralmente para acamamento do tipo *megaripples* (Figura 5.5A e B). Por vezes, lâminas de margá ou dolomito fino recobrem as formas de leito de grande porte. No topo dessa fácies, ocorre estratificação cruzada *swaley* (Figura 5.5C) formando pacotes amalgamados, além de apresentar maior proporção de siliciclásticos (Figura 5.5D). O arcabouço constitui-se por intercalações milimétricas *dolopackstones/dolograinstone* intraclásticos e pelóidais com terrígenos (Figura 5.5F e G). Os grãos carbonáticos são representados por intraclastos tabulares de dolomito fino com até 0,3cm de tamanho, e pelóides esféricos compostos por dolomita microcristalina de tamanho areia muito fina a fina,

além de raros oóides pouco desenvolvidos e dispersos. Os grãos terrígenos consistem em quartzo, feldspato e raros grãos de mica de tamanho silte a areia grossa, arredondados a subarredondados. Em ambas microfácies, a matriz consiste em dolomita fina não planar com porções de recristalização (*dolopackstone*), ou até mesmo suportado cimento de dolomita espática (*dolograinstone*).

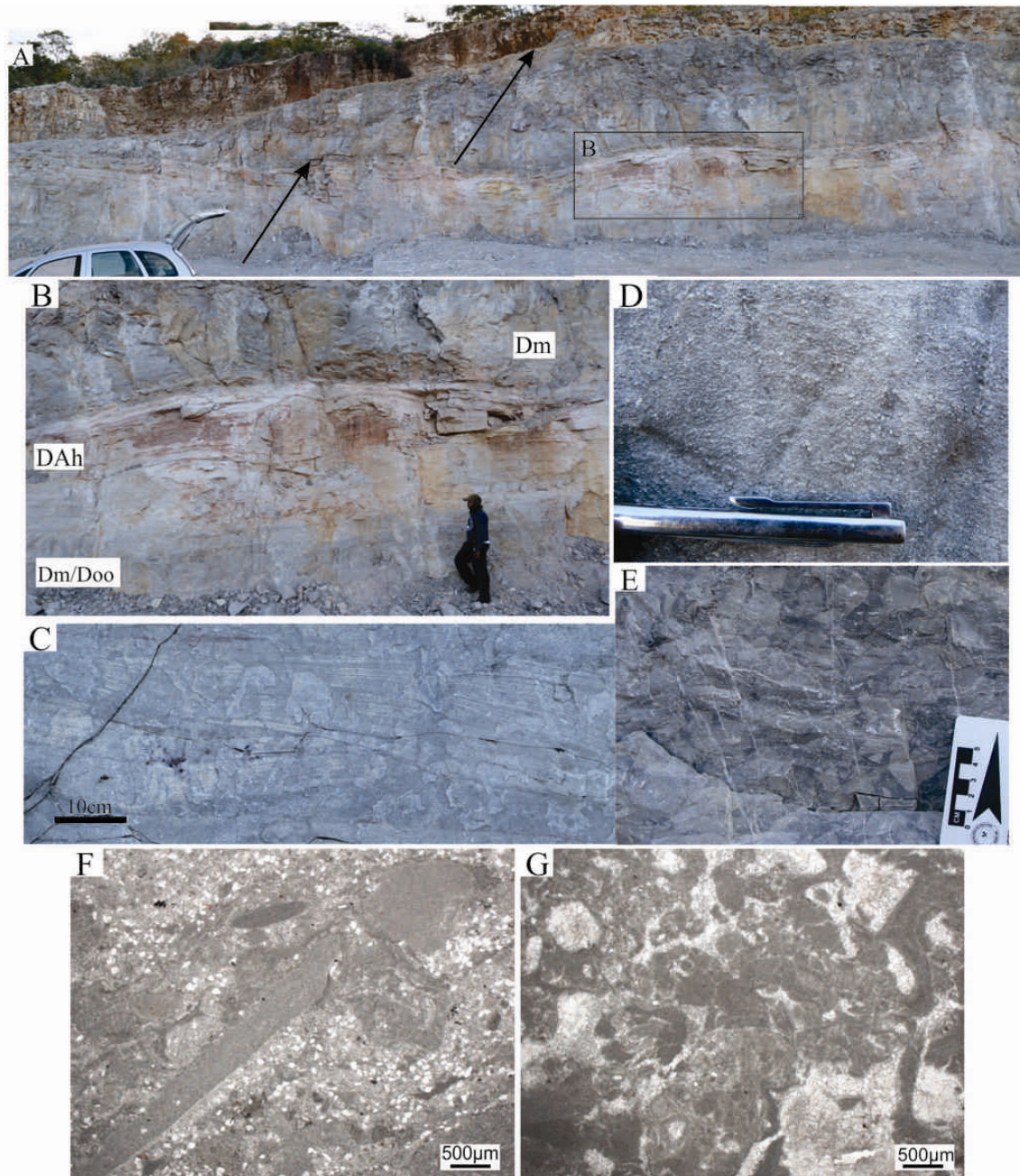


Figura 5.5 – Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2) do subambiente de *shoreface* influenciado por tempestades. A) Ciclos de raseamento ascendente *shoreface*; B) Composição de fácies dos ciclos de raseamento, na base dolomito fino maciço (Dm) intercalados por camadas delgadas de dolomito oolítico com matriz (Doo), recobertos por dolomito intraclástico a arenito dolomítico com estratificação cruzada *hummocky* (DAh); C) Estratificação cruzada *swaley* com

transição lateral para lâminas cruzadas de baixo ângulo a planar; D) Concentração de grão de terrígenos de tamanho areia fina a grossa ao longo das laminações; E) Brecha carbonática com matriz e clastos tabulares de dolomito fino da fácies Bm; F) Microfácies de *dolopackstone* intraclástico com terrígenos da fácies DAh; e G) Microfácies de *dolograinstone* intraclástico também da fácies DAh (Fotos F e G com nicóis paralelos).

As camadas de DAh são sucedidas por brechas carbonática com matriz (Bm), que delimitam o topo dos ciclos métricos de *shoreface*. Os pacotes apresentam acamamento maciço com até 5m de espessura (Figura 5.5E). O arcabouço é sustentado por grão e matriz, que consiste em clastos tabulares a subarredondados de dolomito fino com até 8cm de comprimento, envoltos por uma matriz de dolomito fino não planar com cristais menores que 5 μ m. A fácies Bm é recoberta, de forma brusca porém não erosiva, pela fácies Dm, o que dá início a uma novo ciclo de sucessão de camadas.

Interpretação

Os ciclos são interpretados como ciclos de rasamento ascendente (*shallowing upward*) de *shoreface*. As fácies de Dm e Doo, na base dos ciclos, sugerem ambiente de baixa energia abaixo do nível base de ondas de tempestade, submetido a períodos de influxos de detritos (como oóides e siliciclástico) provindos de zonas mais rasas da plataforma, sendo definida como zona de *shoreface* inferior. A fácies DAh implica em processos de fluxo combinado e oscilatório, relacionados a tempestades que remobilizam sedimentos depositados em até 200m de profundidade (limite de base de onda de tempestade), permitindo o desenvolvimento de formas de grande porte como *megaripples* e acamamento *pinch-and swell* (Dott & Bourgeois 1982, Duke 1985, Cheel & Leckie 1993). A ação de fluxos oscilatórios de alta energia mantém sedimentos finos (lama carbonática-siliciclástica) em suspensão durante o evento de tempestade, que por sua vez são decantados sobre as formas de leito de grande porte. A presença da estratificação cruzada *swaley*, associada a truncamentos de baixo ângulo e laminação planar, de desenvolvem em áreas mais rasas do ambiente costeiro como *shoreface* intermediário a superior (Dumas & Arnot 2006). Desta forma, admite-se um ambiente deposicional dominado por onda, que abrange toda zona de *shoreface*. Os intraclastos carbonáticos associados às fácies DAh e Bm são reflexos do retrabalhamento do substrato carbonático nas áreas mais rasas da plataforma. Este processo requer ação de fluxo hidrodinâmico de alta energia devido à litificação precoce do substrato carbonático. Eventos de tempestade permitem o desenvolvimento cargas de ondas cíclicas de alta energia, suficiente para erodir o leito carbonático coeso (Craft and Bridge 1987, Demicco & Hardie 1994, Bouchette *et al.* 2001). A presença de grãos terrígenos indica períodos de influxos de

material siliciclásticos, produto da interação do evento tempestades e massivas recargas de suprimentos continentais.

5.4.2.2 Complexo de Barras oolíticas

Descrição

Estes depósitos são formados basicamente pela fácies de dolomito oolítico (Dgo). As camadas são onduladas, com textura maciça na base, que se desenvolve para acamamento de *megaripples* no topo (Figura 5.6A). Os acamamentos consistem em intercalações de *dolograinstone* e *dolopackstone* oolítico, com presença de oóides e pisóides, intraclastos de dolomito oolítico e dolomito fino, e raros oncóides (Figura 5.6B e C). Diferentes formas de oóides e pisóides estão presentes como: i) Formas esféricas e alongadas; ii) pisóides compostos, representados pela coalescência de dois ou mais oóides; iii) núcleos diferenciados de intraclastos carbonáticos de dolomito fino ou dolomito oolítico; e iv) Lamelas concêntricas fraturadas. Na fábrica de *dolograinstone*, o arcabouço é suportado por grãos carbonáticos e cimento de dolomita com textura que varia de franjas a mosaico grosso (Figura 5.6E), já no arcabouço da fábrica de *dolopackstone* predomina composição de grãos e matriz de dolomita fina não-planar (Figura 5.6D).

Os depósitos de complexo de barra apresentam relação espacial com os depósitos de *shallow-subtidal* (Figura 5.6A), onde camadas da fácies Dgo são sucedidas por composições de dolomito fino laminado (Dm) e dolomito oolítico/oncolítico com acamamento *wave ripple* (Dwr). O contato entre as camadas de fácies distintas é gradual e acompanha a geometria ondulada do acamamento de *megaripple*.

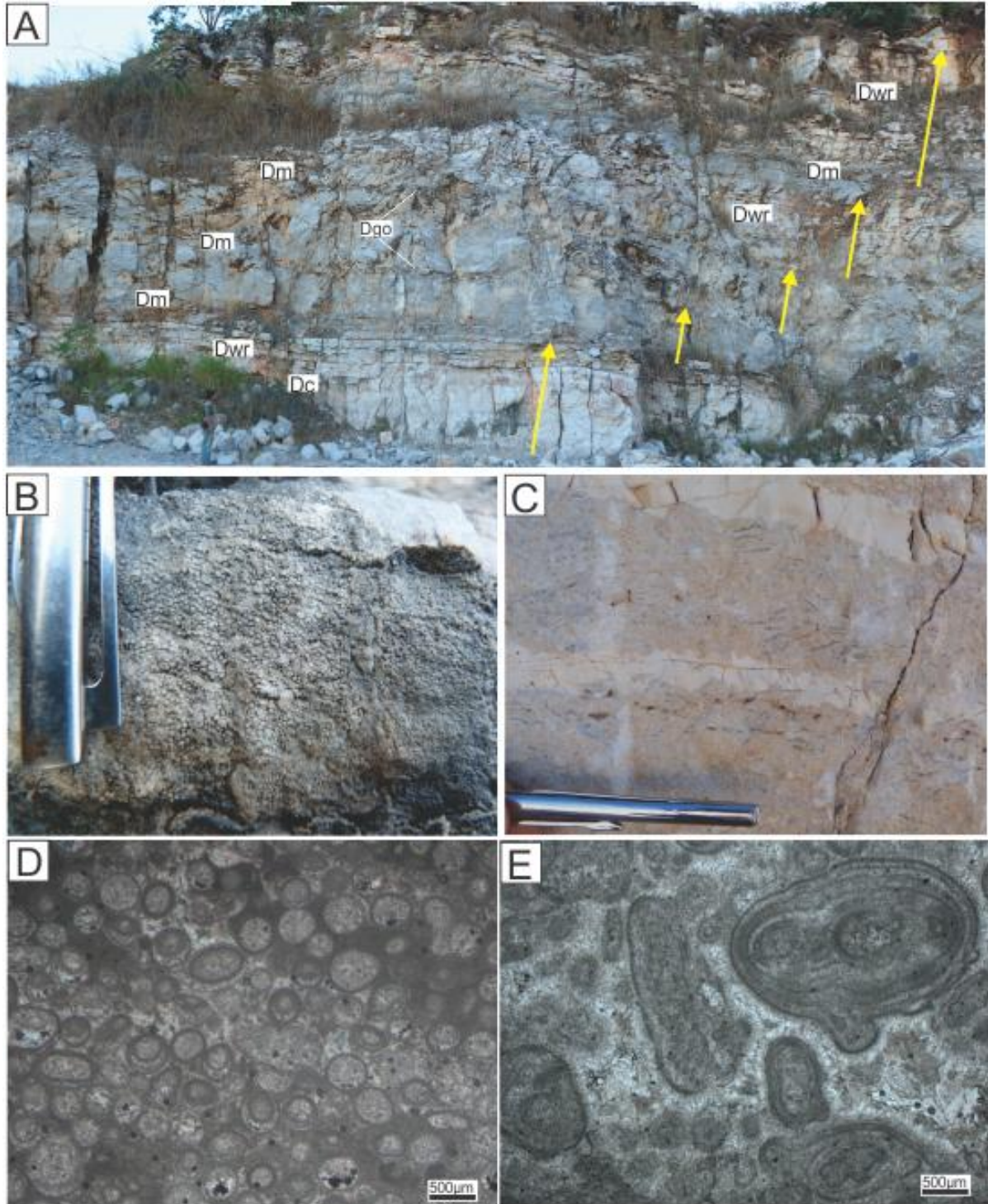


Figura 5.6 – Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2), subambiente de complexo de barras oolíticas. A) Ciclos de raseamento ascendente que consistem em dolomito fino maciço (Dm), dolomito com laminação cruzada (Dc), dolomito com acamamento *weve ripples* (Dwr), dolomito oolítico (Dgo); B) Oóides de tamanho areia muito fina a fina; C) Pisóides alongados com interface de acamamento cimentado por sílex; D) *Dolopackstone* oolítico; E) *Dolograinstone* oolítico. (Foto D nicóis cruzados, Foto E nicóis paralelos).

Interpretação

Estes depósitos se desenvolvem em zonas mais rasas da rampa carbonática, submetidos à ação de correntes e ondas de alta energia. Correntes de maré ou onda, longitudinais à linha de costa, promovem migração de formas de leito de grande porte, como *megaripples*, que leva ao desenvolvimento de complexos de barras carbonáticas paralelos à costa, em zonas de 5 a 10m de profundidade (Tucker & Wright 1990, Read 1985, Tucker 1992). Nesse contexto, oóides e pisóides são considerados o principal suprimento sedimentar que define um complexo de barras oolíticas. A presença de pisóides com diferentes formas e complexidade interna sugere o retrabalhamento constante dos grãos carbonáticos, reflexo de um ambiente raso com águas agitadas (Tucker & Wright 1990). A intercalação entre *dolograinstone* e *dolopackstone* indica alternância de energia de corrente, típicos de influências secundária da variação de maré. Além disso, a intercalação de lama carbonática sugere o desenvolvimento de áreas confinadas em depressões ao longo do complexo de barras, protegidas da ação de correntes de alta energia, supridas por períodos de inundação marinha.

5.4.2.3 *Foreshore & Shallow-subtidal*

Descrição

Os depósitos de *foreshore* e *shallow-subtidal* são encontrados entre os depósitos de complexo de barra oolíticas, com espessura entre 5 a 12m organizados em ciclos métricos, que consistem, da base para o topo, em (Figura 5.6A): dolomito maciço laminado (Dm), dolomito com laminação cruzada de base escavada (Dc), dolomito com laminação de baixo ângulo (Dl), dolomito com acamamento *wave ripple* e dolomito com *tepee* (Dt). Na base dos ciclos, ocorrem dolomito fino maciço a laminado (Dm), dispostos em camadas tabulares. O arcabouço é formado por dolomito microcristalina não-planar, intercalado com *wackestones*, com oóides e pisóides simples a compostos bem desenvolvidos com 1 a 6cm de diâmetro e raros terrígenos dispersos na matriz.

Na sequência dos ciclos, são descritas as fácies de Dc e Dl, as quais ocorrem como camadas tabulares na base, e topo levemente ondulado. Na fácies Dc, feições de escavação apresentam base assimétrica, com sulcos preenchidos por grãos terrígenos ou oóides, distribuídos paralelamente ao plano de acamamento (Figura 5.7A). As laminações cruzadas ocorrem associadas a formas de leito assimétricas, normalmente recobertas por marga ou dolomito fino (Figura 5.7B). *Lags* de intraclastos tabulares a arredondados e subordinados

oóides ocorrem acompanhando a base das laminações cruzadas (Figura 5.7C). As fácies D1 consistem em lâminas quase-planar com suave grau de inclinação 10°, truncadas por superfícies de reativação, que representa laminação cruzada de baixo ângulo (Figura 5.7D). O arcabouço da fácies Dc e D1 inclui *dolopackstone/dolorudstone* intraclástico com intraclastos de dolomito fino e dolomito oolítico (raros), além de grãos terrígenos de quartzo e feldspato do tamanho silte a areia fina (Figura 5.6E), a matriz consiste em dolomita xenotópica microcristalina com cristais menores que 6µm.

A fácies de Dwr ocorre na forma de camadas com acamamento de *megaripples* com até 4m de espessura (Figura 5.6A e 5.8A). Internamente, destaca-se por laminações onduladas simétricas, formadas pela intercalação entre dolomito cinza claro e dolomito cinza escuro. A porção clara é representada por *dolopacksotone* com oóides simples e compostos com feições de fratura e lamelas concêntricas deformadas, oncóides bem desenvolvidos (<2cm de diâmetro), além de subordinada contribuição de pelóides e intraclastos de dolomito fino (Figura 5.8E e F). Por sua vez, a parte mais escura consiste em dolomito fino com terrígenos (40%) com grãos do tamanho entre silte e areia fina, considerados como lama carbonática ou marga. A proporção de espessura entre as camadas de *dolopacksotone* oolítico/oncolítico e lama carbonática define o tipo de acamamento interno. Intercalações com espessuras equivalentes caracterizam o acamamento do tipo *wave ripple*, enquanto que intercalações de maior proporção de lama carbonática definem o acamamento tipo *linsen* (Figura 5.8B). No topo das formas de grande porte, desenvolvem-se marcas onduladas simétricas com comprimento de onda centimétrico e baixa amplitude (L=2-4cm, H=0,3-2cm), recobertas por marga. Também são observados cristais de pirita de hábito cúbico, milimétricos (<5mm) e disseminados (Figura 5.8C).

Estruturas de deformação são comuns ao longo do acamamento interno da fácies Dwr. Intervalos de dolomito oolítico/oncolítico com camadas completamente rompidas formam horizontes com fragmentos tabulares dispostos na forma horizontal acompanhando o plano de acamamento, e bordas contorcidas definidas por estilólitos, dando o aspecto de fabrica do tipo *fitting*. Quando estes fragmentos de dolomito são encontrados isolados e imersos na lama carbonática, definem clastos do tipo *rip-up*, e normalmente não apresentam bordas limitadas por estilólitos (Figura 5.8C).

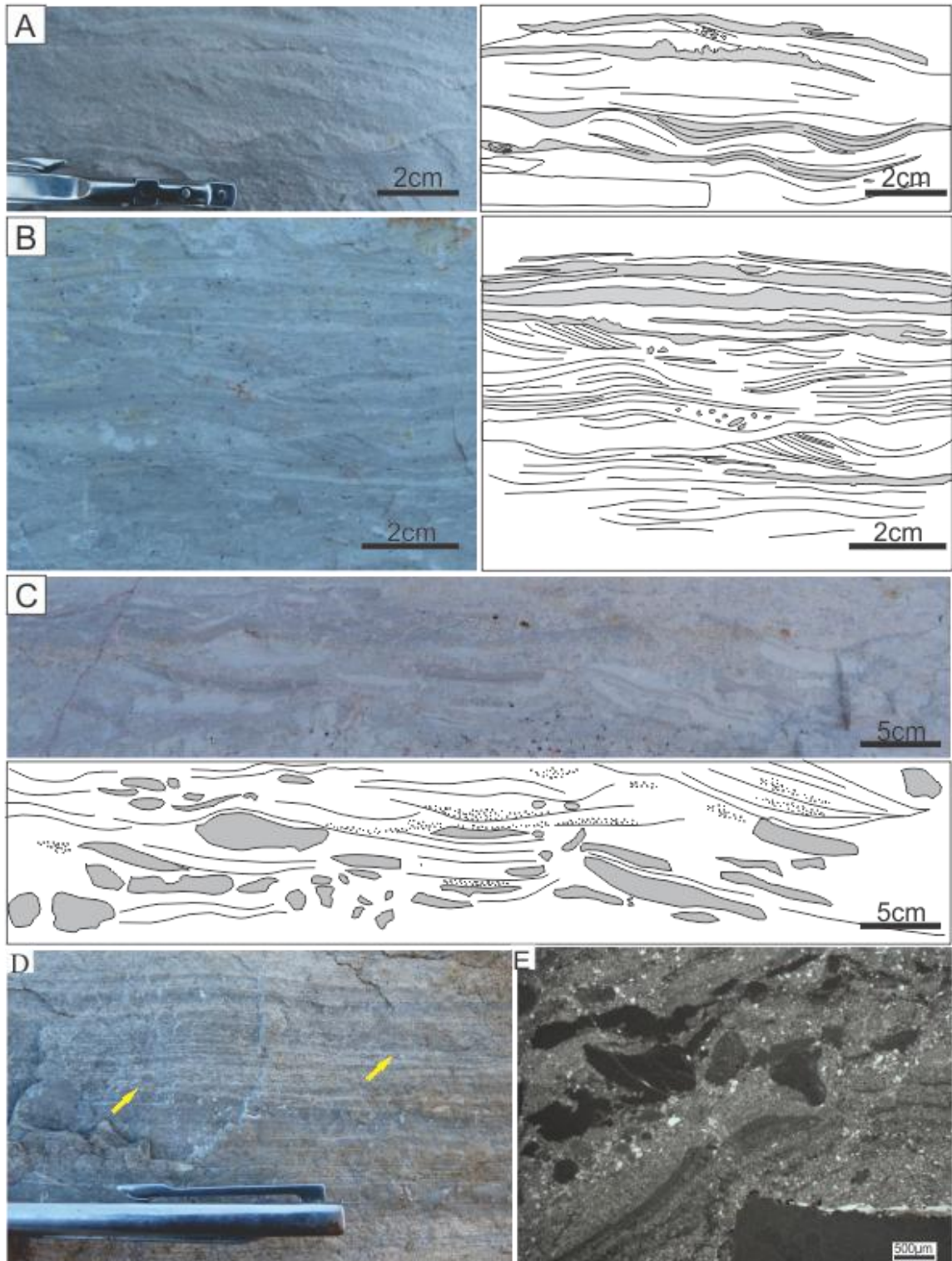


Figura 5.7 – Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2), depósitos de *foreshore*. A) Feições de escavação preenchidas por oóides, intraclastos carbonáticos e siliciclásticos associados a laminações planas e onduladas (fácies Dc); B) Laminação cruzada de base escavada, com formas de leito assimétricas recobertas por lama carbonática, com intraclastos dispersos (fácies Dc); C) *Lags* de intraclastos de dolomito fino, com grãos siliciclásticos preenchendo cunhas de escavação; D) Laminação cruzada de baixo ângulo com superfícies de reativação (seta, fácies D1); E) Microfácies de *dolopackstone/dolorudstone* intraclástico com terrígenos (nicóis paralelos).

Também são observadas feições deformacionais antiformes, que caracterizam estruturas do tipo *tepee* da fácies sedimentar Dt (Figura 5.8D). Estas estruturas são formadas por conjunto de camadas rompidas de dolomito oolítico/oncolítico, com bordas voltadas para cima formando uma geometria trocoidal-invertida. As fraturas de rompimento são preenchidas pela lama carbonática subjacentes e intraclastos carbonático tabulares e contorcidos centimétricos. A geometria antiforme se propaga para camadas sobrejacentes truncando os acamamentos superiores. O cume das estruturas *tepee* é caracterizado por zonas totalmente deformadas com intraclastos de dolomito tabular e curvados, imersos na lama carbonática sem orientação aparente. A fácies Dt ocorre em horizontes bem definidos entre pacotes da facies Dwr ou recobrimdo o topo de ciclos de *foreshore/shallow subtidal*.

Interpretação

Extensos cordões de complexos de barras ao logo da plataforma carbonática permitem o desenvolvimento de zonas confinadas ou protegidas da ação de correntes. A sucessão sistemática entre depósitos de *foreshore/shallow subtidal* e depósitos de complexo de barras permite deduzir interação entre os dois sistemas de sedimentação em cordões oolíticos. A sequência de ciclos de Dm, Dc, Dl e Dwr são considerados como ciclos de raseamento ascendente que reflete o ciclos de sedimentação de águas rasa da rampa carbonática intermediária em função da flutuação do nível do mar relativo.

A fácies Dm caracteriza deposição de lama carbonática em suspensão, durante períodos de aumento da coluna da água. A fácies Dc e Dl representa zonas de *foreshore* que bordejavam as barras oolíticas. As laminações cruzadas de base escavada de sugerem influências de fluxo oscilatório combinado responsável pelo retrabalhamento do substrato carbonático formando *lags* intraclásticos. As laminações cruzadas de baixo ângulo e superfície de reativação apontam para processos *swash-back-swach* produzidos em ambiente raso também sob domínio da ação de onda de energia moderada a alta (Tucker 1992). Além disso, marcas onduladas recobertas por filmes de lama carbonática (marga) sugere alternância de processos de tração e suspensão, relacionados à variação da coluna da água em função da maré.

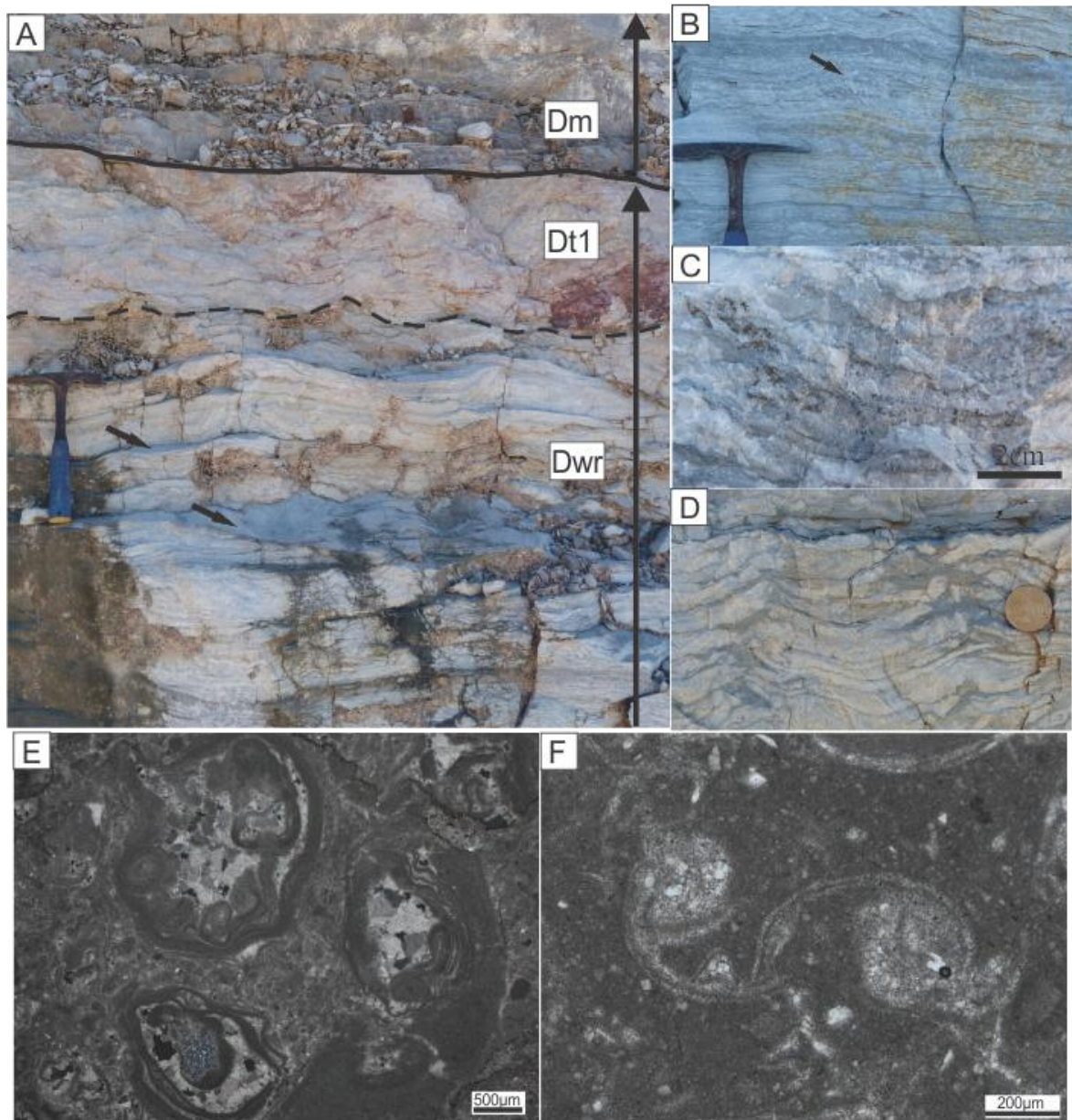


Figura 5.8 – Fácies sedimentares da rampa carbonática intermediária (AQ2), depósitos de *shallow subtidal*. A) Ciclos de raseamento ascendente do depósito de *shallow subtidal* (setas alongadas), que consistem em dolomito maciço (Dm), dolomito com acamamento de *wave ripple*, dolomito com *tepee* de extrusão (Dt) e filmes de lama carbonática recobrendo formas de *megaripples* (seta); B) Acamamento *wave* e *linsen* associados a camadas rompidas formando clastos do tipo *rip-up* (seta); C) Cristais de pirita cúbica; D) Fácies Det com estrutura do tipo *tepee* de extrusão; E) *Dolopackstone* com oóides e oncóides da fácies Dwr (nicóis cruzados); F) Oóide com lamelas distorcidas (nicóis paralelos).

A fácies Dwr é interpretada como depósitos parcialmente confinados protegidos da ação de onda, com conexões marinhas que permite recargas cíclicas de águas marinhas com eventos episódicos de tempestade, desenvolvidos ao longo das calhas das barras oolíticas ou em zonas confinadas entre os complexos de barras. O acamamento *wave* e *linsen* da fácies Dwr sugerem processos de alternância de precipitação carbonática e tração em função da

variação da coluna da água. A fase de precipitação de carbonato indica águas rasa de energia moderada, com contribuição de atividade metabólica de microorganismos fotossintetizantes representados pelos oncóides. A fase de tração sugere influxos de águas marinhas para dentro das áreas confinadas permitindo o influxo de material terrígenos e intraclastos carbonáticos. Intraclastos carbonáticos e oóides com lamelas distorcidas são indicativos de ação de ondas de tempestade (Conley 1977; Tucker & Wright 1990; Flügel 2010). Os horizontes com acamamento deformado com clastos de tipo *rip-up* são considerados como períodos de exposição subaérea que permitiu o desenvolvimento de ressecamento e contração do leito carbonático. Além disso, a estrutura de *tepee* do tipo extrusivo (Dt) é associado a processo de resurgência de águas intersticiais conduzidos pela flutuação do nível do lençol freáticos (Kendall & Warren 1987).

5.4.3 Rampa carbonática interna AN1 (*Tidal Inlet* e Planície de maré/*Sabkha*)

A rampa carbonática interna (AN1) representada à base da Formação Nobres, perfazendo aproximadamente 40m de espessura, com depósitos predominantemente carbonáticos e contribuição de material siliciclástico mínima (<20%). Representam os sistemas deposicionais desenvolvidos ao longo da zonas costeira restritas. A associação de fácies AN1 foi individualizada em dois subambientes que consiste em: i) *Tidal inlet*; 2) Planícies de maré associadas a *sabkha*.

5.4.3.1 Tidal Inlet

A base da associação AN1 consiste em depósitos de dolomito com estratificação cruzada tangências (Dct) e brechas carbonáticas com matriz (Bm). Estes depósitos recobrem diretamente as fácies de dolomito oolítico (Dgo) relacionadas ao complexo de barras oolíticas, que por sua vez são sucedidos pelos ciclos de raseamento ascendente da planície de maré/*sabkha* (Figura 5.2 e 5.3).

A fácies Dct ocorre somente na porção leste da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres. Consiste em dolomitos intraclásticos dispostos em camadas lenticulares a tabular com até 3m de espessura. A estratificação cruzada tangencial ocorre organizada em *sets* com até 60cm de espessura (Figura 5.9A), limitados na base por *lags* de intraclastos carbonáticos e no topo por dolomito fino maciço constituindo ciclos granodecrescentes ascendente (Figura 5.9B). Intraclastos tabulares e arredondados (<10cm) ocorrem imbricados em planos inclinados dos *forsets* ou na horizontal na base dos *sets*. O arcabouço apresenta textura de

dolograinstone/dolorudstones, com intraclastos exóticos formados por dolomito fino e dolomito oolítico, oóides e pelóides e rara contribuição de terrígenos (Figura 5.9C). O arcabouço é sustentado por grãos carbonáticos e cimento, e ausências de matriz.

A fácies Bm ocorre restrita a região de Cáceres porção oeste da Faixa Paraguai Norte. A mesma apresenta dimensões espaciais limitadas, representada por uma camada tabular de acamamento maciço e cerca de 2,5m de espessura (Figura 5.9D). É constituída de intraclastos tabulares de dolomito fino dolomito fino e dolomito oolítico de com tamanho variando entre 5-20cm de comprimento, dispersos em uma matriz de dolomita fina não planar com feições de recristalização.

Interpretação

A fácies de Dct sugere migração de formas de leito subaquosas de cristas sinuosas em função de fluxo unidirecional. Este processo também permite o retrabalhamento do leito carbonática gerando leitos escavados preenchidos por clastos grossos de carga de fundo. A presença de dolomito fino no topo dos *sets* indica períodos estacionários das formas de leito associados à diminuição na energia de fluxo de corrente, predominando a deposição de lama carbonática em suspensão. A fácies Bm é interpretada como fluxos de massa de alta energia porém poucos dispersivos provenientes do colapso de barreiras sólidas em função dos fluxos de corrente de maré, intensificados quando associados a eventos de tempestade.

Apesar da diferença faciológica entre as fácies Dct e Bm, não impede de correlacionar ambas as fácies a um único ambiente deposicional se consideráramos alguns fatores sedimentológicos e estratigráficos. A posição estratigráfica, destas fácies nas duas regiões estudadas, se restringe entre os depósitos de complexo de barras oolíticas na base os depósitos de planície de maré. Além disso, o arcabouço sedimentar de ambos os contato apresentam mesma composição de grãos carbonáticos intraformacionais, o que indica mesma fonte de proveniências sedimentar, neste caso as barras oolíticas. Desta forma, as fácies Dct e Bm são interpretadas como produto de variação de processos de sedimentação dentro do sistema de *tidal inlet*, que cortavam os complexos de barra oolíticos. Conexões entre o mar aberto e área costeiras restritas permite o desenvolvimento de correntes de maré canalizadas em função da variação de maré cíclica. O fluxo canalizado permite o retrabalhamento dos bancos carbonáticos oolíticos, principal fonte do suprimento sedimentar para formação de dunas subaquosas migratórios (Tucker & Wright 1990). O progressivo processo de escavação e migração lateral destes canais promove a desestabilização das barras oolíticas e

consequentemente o colapso das bordas laterais com geração de fluxos gravitacionais de alta densidade, mas pouco dispersivo. Eventos de tempestades também colaboram com processos de colapso e incisão em barreiras oolíticas para instalação do sistema de *tidal inlet*.

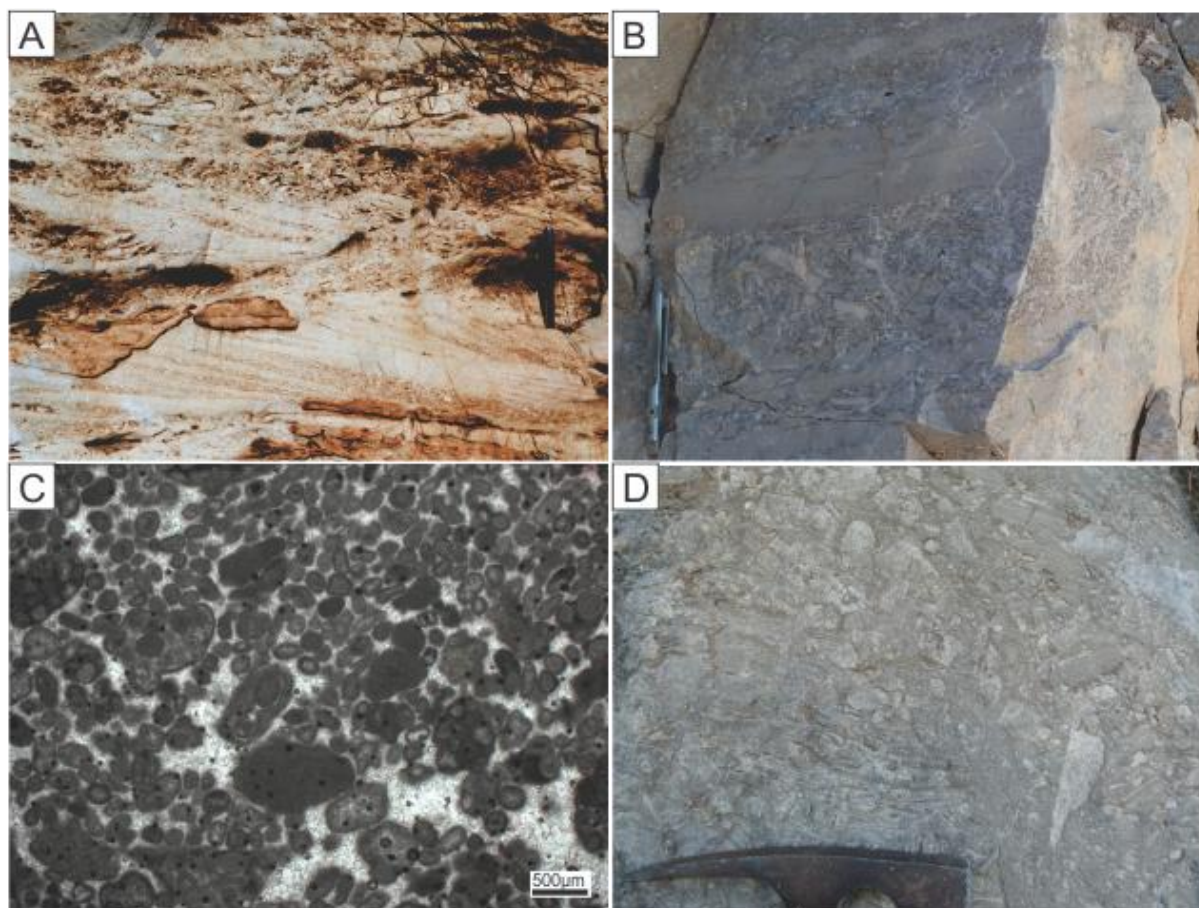


Figura 5.9 – Fácies sedimentares da rampa carbonática interna (AN1) do subambiente de *tidal inlet*. A) Dolomito intraclástico com estratificação cruzada tangencial da fácies Dct; B) Estratificação cruzada tangencial com intraclastos tabulares imbricados ao longo do *foreset* e *bottomset*, e camadas de dolomito fino no topo dos *sets*; C) Microfácies de *dolograinstone* intraclástico com oóides (nicóis paralelos); D) Brecha carbonática com matriz com intraclastos de dolomito fino e dolomito oolítico;

5.4.3.2 Planície de maré/*Sabkha*

Descrição

Os depósitos de planície de maré/*Sabkha* ocorrem na porção inferior da Formação Nobres, com cerca de 30m de espessura (Figura 5.2). Estes depósitos são caracterizados por sucessões de camadas tabulares e onduladas, organizadas em ciclos métricos (2 a 6m de espessura) e limitados por contatos planos bruscos entre si (Figura 5.10A). As fácies consistem basicamente, da base para o topo, em: dolomito fino maciço (Dm), dolomito oolítico com matriz (Doo), dolomito intraclástico e arenoso com acamamento de *megaripples*

(Dmr), dolomito/*chert* microbial (Det), dolomito com *tepee* (Dt2); dolomito fino/arenoso com acamamento eterolítico (De).

A base dos ciclos consistem em dolomito maciço a laminado (Dm) dispostos em camadas tabulares com intercalações delgadas de dolomito oolítico (Doo). A fácies Dm é composta básica por dolomita fina não planar com cristais de tamanho entre 10 a 30 μ m (Figura 5.10E). Enquanto a fácies Doo consistem em *dolopacktones* com oóides de granulometria fina e matriz de dolomita fina não planar. Estes depósitos são sucedidos por depósitos da fácies Dmr.

A fácies Dmr consiste em intercalações de *dolopackstone* intraclástico com terrígenos com acamamento de *megaripples*. O *dolopackstone* apresenta arcabouço formado por intraclastos de dolomito fino tabulares de até 3cm de tamanho, grãos terrígenos dispersos arredondados a subarredondados, tamanho areia muito fina a média compostos por quartzo, quartzo policristalino, feldspato e plagioclásio (Figura 5.10F). A matriz consiste em dolomita microespática com textura xenotópica a hipdiotópica. O processo de silicificação é mais expressivo representado por quartzo microcristalino e cimento de quartzo fibro-radial. Ao longo dos pacotes de *megaripples* são observadas estruturas internas variadas como laminações onduladas assimétricas a planas, além de marcas onduladas assimétrica (Figura 5.10B). Nesta fácies, as formas de leito são recobertas por filmes de dolomito fino ou marga. Intraclastos tabulares do tipo *rip up* e *curled flakes* acompanham as laminação onduladas, ou como *lags* intraclásticos preenchendo superfícies côncavas de geometria lenticular (Figura 5.10C). Também são observadas laminações cruzadas espinha de peixe e sigmoidal de pequena escala (*sets* <4cm) relacionadas a transição lateral de laminações onduladas (Figura 5.10D).

Estruturas do tipo *tepee* (Dt) também são observadas normalmente em horizontes com até 2m de espessura, recobrimo formas de *megaripples* da fácies Dmr, ou rara ocasiões acompanhando as laminações internas. Ocorrem como estruturas antiformes em camadas rompidas com pontas arqueadas para cima e preenchidas por material fino ou intraclastos tabulares. Esta feições são semelhante a formas de escapes que variam entre 3 a 60cm de altura (Figura 5.11A). Níveis estromatólitos ocorrem na forma de *boundstones* silicificados (Det) medindo até 2m de espessura (Figuras 5.11B), são encontrados entre as fácies Dmr e De. Apresentam formas estratiformes com laminações irregulares com raros domos interligados e exibindo localmente porosidade fenestral.

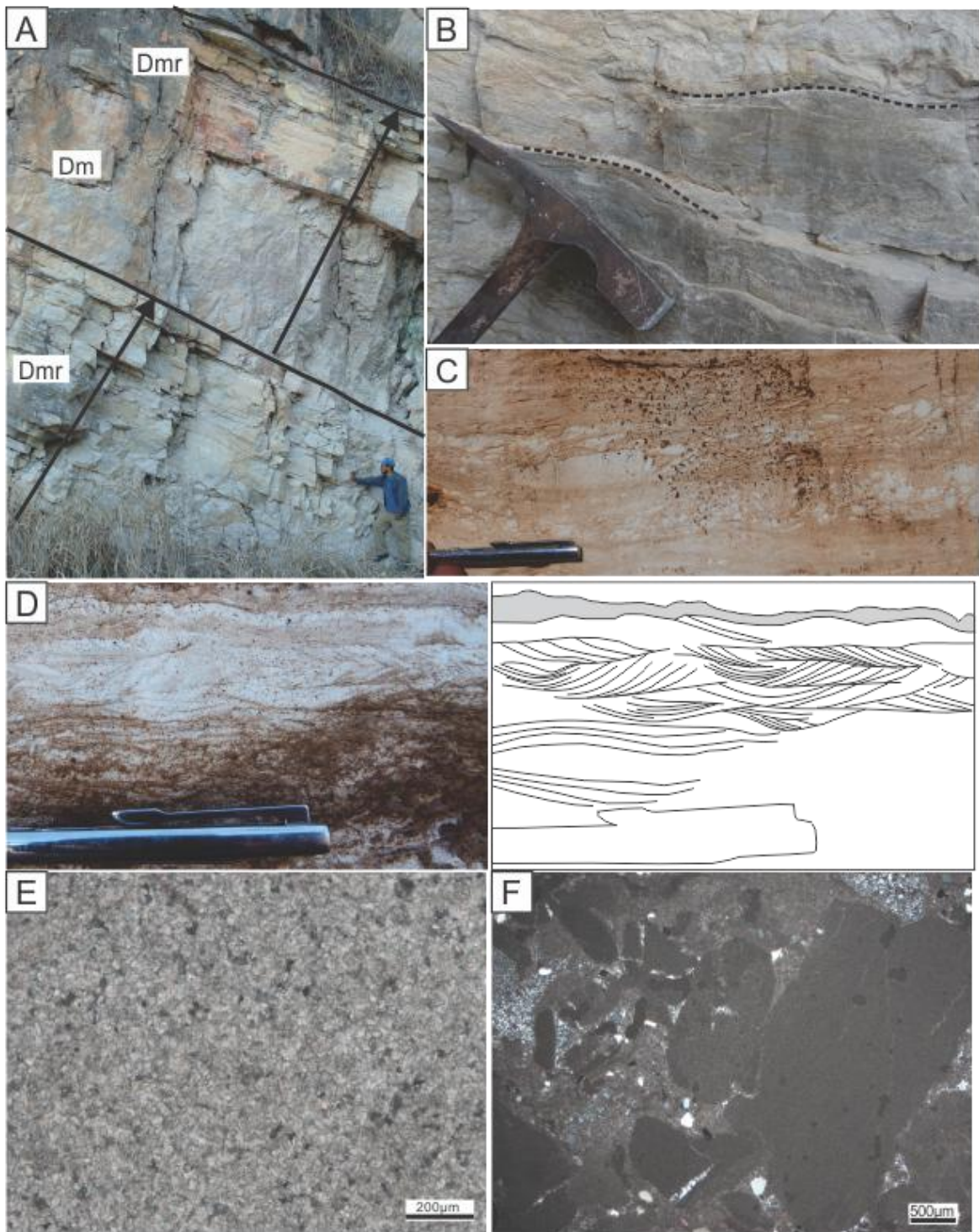


Figura 5.10 – Fácies sedimentares rampa carbonática interna (AN1) do subambiente de planície de maré/*sabkha*. A) Ciclos de raseamento ascendente (seta) composto por dolomito maciço (Dm) e dolomito com acamamento de *megaripples* (Dmr); B) Acamamento *megaripples* com laminação ondulada; C) *Lags* de intraclasto tabular de dolomito fino preenchendo cunhas de escavação; D) Laminação cruzada tangencial e espinha de peixe da fácies Dmr; E) Microfácies do dolomito fino (Dm) com dolomita microcristalina xenotópica; F) *Dolopackstone* intraclástico com raros terrígenos da fácies Dmr, associado a quartzo microcristalino. (Fotos E e F como nicóis cruzados).

O topo dos ciclos métricos de sucessão de fácies é marcado pela fácies De. Esta fácies consiste em camadas com estruturas de acamamento enterolítico, representadas por intercalações centimétricas de dolomito fino e dolomito arenoso, com deformações de adelgaçamento-espessamento não sistemático, dobras, convoluções e rompimento de camadas (Figura 5.11C). Também são encontradas estruturas do tipo *sand patch fabric* marcadas por lentes delgadas e irregulares de dolomito arenoso preenchendo depressões no topo do acamamento enterolítico (Figura 5.11D).

Vale ressaltar que a sucessão de fácies dos ciclos métricos de pequena escala apresentam diferentes composições de fácies, como exemplo da fácies De que se restringem aos depósitos encontrados na região de Cáceres, oeste da Faixa Paraguai Norte. A presença ciclos completos em termos de fácies são raros, desta forma a descrição anterior segue um modelo ideal de um ciclo composto por todas as fácies presentes nos depósitos de planície de maré/*sabkha*, com intuito de facilitar descrição e compreensão.

Interpretação

As sequencias de fácies organizadas em ciclos métricos são interpretadas como ciclos de raseamento/salinidade ascendente (*shallowing-upward cycles*) do sistema de planície de maré/*sabkha* que rampa carbonática interna. As fácies Dm e Doo são interpretadas como ambiente de inframaré, onde ocorre o predomínio de precipitação de lama carbonática em ambiente submersos de baixa energia com influência mínima de ação de correntes, permanentemente submersa ao nível do mar (Shin 1983, Tucker & Wright 1990). A presença de pisóides e oóides sugerem períodos de influxos de grãos carbonáticos provindos do complexo de barras oolíticas, por meio de correntes dominantes de enchente de maré ou eventos de tempestades.

A fácies Dmr sugere migração de forma de leito com alternância de processo de tração e suspensão, com períodos de água parada e inversão de correntes trativas. Esta fácies se desenvolve no subambiente de intermaré, submetido a constantes períodos alternados de inundação pela água do mar e exposição subaéreas, relacionadas a processos ação de maré (Tucker & Wright 1990). Os níveis de intraclastos tabulares são oriundos do processo de exposição subaérea do leito de intermaré, que permite o desenvolvimento de gretas de contração e conseqüente dismantelamento da superfície em clastos tabulares ou curvados (*rip-up clast* e *curled flakes*). Estes fragmentos carbonáticos são retrabalhados facilmente por correntes de maré, principalmente durante períodos de vazante associados a canalizações intermitentes rasas de pequena escala. Os estromatólitos dômicos da fácies Det indicam

atividade microbiana na zona de intermaré desenvolvidos sob ação de correntes trativas periódicas responsáveis pela morfologia dômica dos estromatólitos.

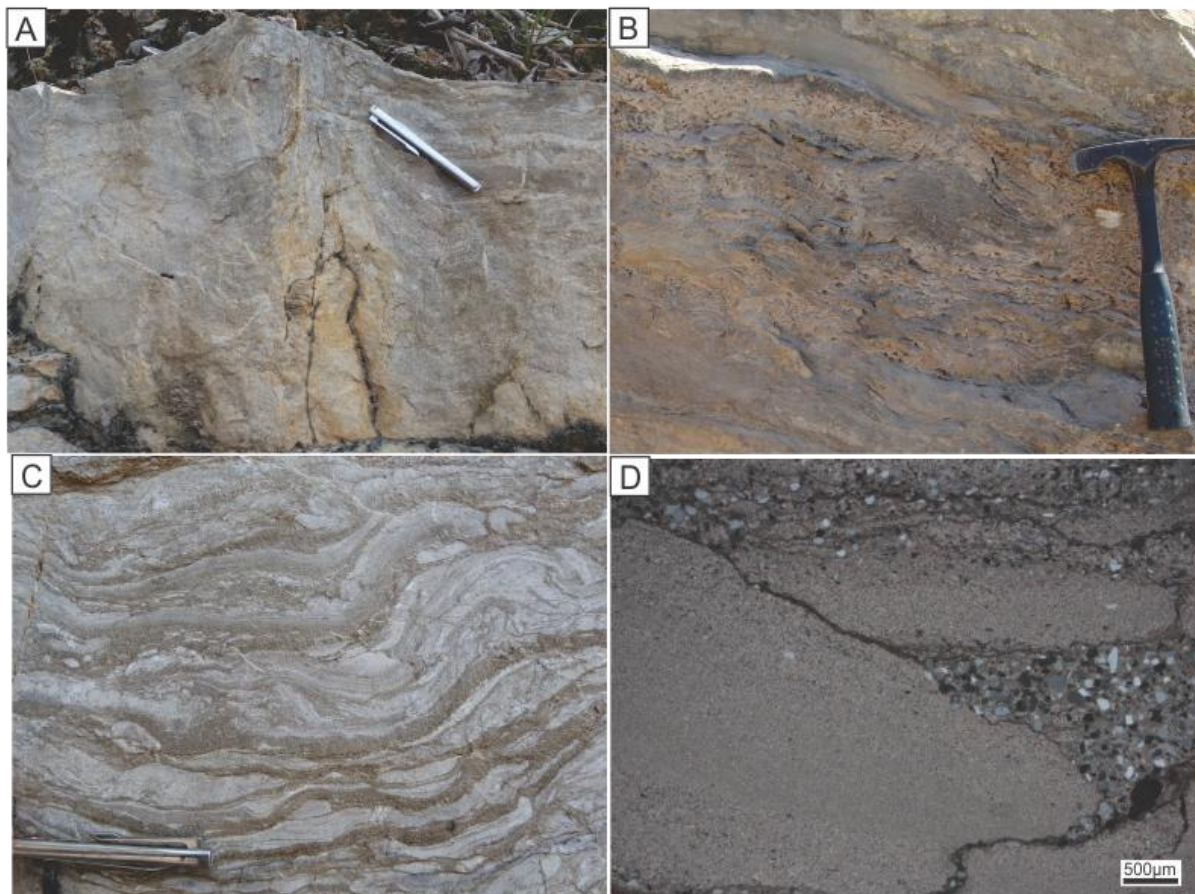


Figura 5.11 – Fácies sedimentares da rampa carbonática interna (AN1) do subambiente de planície de maré/*sabkha*. A) Estrutura *tepee* desenvolvido no topo dos depósitos de *sabkha*; B) Estromatólito estratiforme com pequenos domos (fácies Det); C) Intercalação de dolomito fino e dolomito arenoso com acamamento enterolítico da fácies De; D) Arcabouço sedimentar do acamamento enterolítico (fácies De), composto por dolomita fina microcristalina ($<4\mu\text{m}$) e concentrações delgadas de siliciclásticos de tamanho areia fina a muito fina (nicóis cruzados).

As fácies de De e Dt são associadas ao subambiente de supramaré/*sabkha* caracterizados pelo baixo aporte e transporte de sedimentos clásticos e alta taxa de evaporação em clima árido e seco. A fácies do tipo Dt é resultante de processos de expansão e contração térmica da camada carbonática em ambientes com alta taxa de evaporação associados à variação do lençol freático em zonas vadasas que proporciona a cimentação ou injeção de materiais finos nos espaços fraturados (Kendall & Warren 1987, Demicco & Hardie 1994). Enquanto isso, a fácies De é produto da precipitação de crostas salinas em poças rasas restritas em depressões na zona de supramaré. O progressivo processo de evaporação e aumento da salinidade proporciona a precipitação de evaporitos no leito ou como cimento

intrasedimentar na zona vadosa. Os consecutivos processos de recristalização dos minerais evaporíticos altera o volume deste material, o que gera a pressão lateral dentro do arcabouço que promove a contorção, dobramento e rompimento da crosta salina dando a textura enterolítica (Hardie & Shinn 1986, Kendall 1992). Eventos de recargas marinhas por meio de tempestades causaram dissolução parcial dos evaporitos, cuja superfície irregular é preenchida por sedimentos arenosos formando a textura do tipo *sand patch fabric* (Kendall 1992).

5.4.4 Rampa mista interna AN2 (Planície de maré mista)

Descrição

A sequência de rampa carbonática mista (AN2) representa a porção superior da Formação Nobres com aproximadamente 170m espessura, considerada como a sucessão mais espessa do Grupo Araras superior (Figura 5.1). Também consiste em camadas tabulares a onduladas, organizadas em ciclos métricos de 1,5 a 8m de espessura cada (Figura 5.12). A associação AN2 consiste em um único ambiente de sedimentação considerado como depósitos de planície de maré mista. Apesar da semelhança entre as associações AN1 e AN2, a contribuição de material siliciclásticos é muito maior na associação AN2 (>70% de terrígenos). Na base os ciclos ocorrem com composição mista (carbonatos e siliciclásticos) que passam progressivamente para ciclos predominantemente siliciclástico.

Algumas composições de fácies da associação AN1, se repetem nos ciclos da associação AN2, como no caso das fácies Dm e Doo representado os depósitos de inframaré. No entanto, estes depósitos são recobertos por níveis de dolomito microbial (Det) de até 1,5m de espessura, representados por estromatólitos com morfologia pseudo-colunar, com colunas com até 12cm de altura interligadas entre si na base e laminação microbial de 1-2mm de espessura (Figura 5.12B).

A fácies de arenito fino dolomítico com acamamento *megaripples* (Amr) ocorre recobrendo as fácies Dm, Doo e Det. O acamamento de *megaripples* consiste em intercalações centimétricas de arenito fino a grosso dolomítico, dolomito intraclástico e dolomito fino. As camadas de arenito dolomítico apresentam laminações planas a quase planar com grãos imbricados na forma horizontal e localmente cunhas de escavação centimétricas preenchidas por grãos grossos. O arcabouço consiste em grãos arredondados a subarredondados, esfericidade alta, tamanho areia muito fina a grossa. Consistem em quartzo, quartzo policristalino, microclina, plagioclásio, mica, intraclastos de dolomito fino tabular, chert e fragmento de rocha cristalina, além de cimento de dolomita fina microespática e microquartzo

(Figura 5.12E). Também ocorre laminação cruzada, laminação e marca ondulada assimétrica recoberta por filmes de dolomito fino ou marga, além de intraclastos tipo *rip-up* e *curled flake* dispersos. Gretas de contração ocorrem no topo da camada junto com moldes evaporíticos silicificados da fácies Dev.

A fácies Al é representada por camada de arenito fino a médio laminado, sobreposta às camadas da fácies Amr. Apresentam laminação levemente ondulada a quase planar, intercaladas por pares de pelito que recobre as formas onduladas, com alternância de espessura entre arenito e pelito (Figura 5.12A). Os pares de pelitos se tornam mais frequentes para o topo do depósito, ao mesmo tempo que as intercalações de arenito se adelgaçam para o topo. A sequência de fácies Dm, Doo, Det, Amr, Dev e Al representam o modelo idealizado de um ciclo completo de raseamento ascendente. Porém mais uma vez ciclos completos são raros, mas isso não implica que os mesmos saiam do contexto de sedimentação da planícies de maré mista.

Os ciclos siliciclásticos com rara presença de carbonatos representam o topo da associação AN1. Estes consistem em pelito laminado (fácies Pl), arenito/pelito com acamamento heterolítico tipo *wavy* (fácies APh), arenito com laminação cruzada (fácies Ac) ou laminação ondulada (fácies Al). As fácies siliciclásticas são sucedidas por dolomitos com moldes evaporíticos tipo *pop-corn* ou na forma de nódulos (fácies Dev, Figura 5.12D), e dolomito com estrutura do tipo *tepee* (fácies Dt) recobertos por microbialitos com estromatólitos rugosos na forma de domos com até 50cm de diâmetro (fácies Det, Figura 5.12C).

A sucessão AN2 encerra o registro da Formação Nobres, e conseqüentemente o registro do Grupo Araras. Estes depósitos ocorrem com maior expressividade na porção oeste da Faixa Paraguai, onde são mais espessos (~145m) com maior contribuição de material siliciclásticos. Enquanto que na porção leste são depósitos pouco desenvolvidos (<20m espessura). Em ambas as regiões estes depósitos marcam o limite superior do Grupo Araras, definido pelos depósitos da Formação Raizama, base da sequência siliciclástica do Grupo Alto Paraguai.

Interpretação

A composição de fácies é interpretada como ciclos de raseamento/salinidade ascendente desenvolvidos no sistema de planície de maré mista. Os ciclos consistem em subambientes de inframaré (Dm, Doo), intermaré mista (Amr, Al, Det, Dev), intermaré

siliciclástica (Pl, Al, Ac e APh) e supramaré (Dev e Det). No ambiente de inframaré ocorre predomínio de deposição de lama carbonática associados a esporádicos influxos de oóides provindos do complexo de barras. A relação espacial dos níveis de estromatólitos sugere atividades de colônias microbianas na interface inframaré/intermaré mista em zonas parcialmente protegidas de correntes de maré.

A intermaré mista é marcada pela migração de formas de leito por meio de correntes de maré, sujeitas a alternâncias entre processos tração e suspensão. Também são submetidas a períodos de exposição subaérea, responsáveis pelo desenvolvimento de gretas de contração, *rip-up clat*, *curled flakes* e precipitação de minerais evaporíticos. As feições escavação com concentrações de grãos grossos sugerem o desenvolvimento de canalizações rasas intermitentes durante o período de maré vazante, e transportando suprimento siliciclástico para dentro planícies de maré. A contribuição de siliciclásticos no sistema de sedimentação de intermaré permitiu o desenvolvimento de cordões arenosos que também migravam em função das correntes de maré.

O progressivo aumento de material siliciclástico para os ciclos da Formação Nobres, é interpretado como processo de substituição da sedimentação carbonática para siliciclásticas. Os ciclos apresentam subambientes de intermaré siliciclástica caracterizada pela alternância de correntes trativas e períodos de deposição do material em suspensão controlados por correntes de maré. Depósitos de supramaré indicam processo de exposição subaérea associadas à alta taxa de evaporação proporcionando o desenvolvimento de estruturas tipo *tepee* e precipitação de crostas de evaporitos como anidrita e gipsita (Tucker & Wright 1990, Kendall & Warren 1987). Os estromatólitos sugerem presença de “poças” confinadas na zona de supramaré frutos de recargas de água marinha ou meteórica que forneceram condições para colonização de microrganismos.

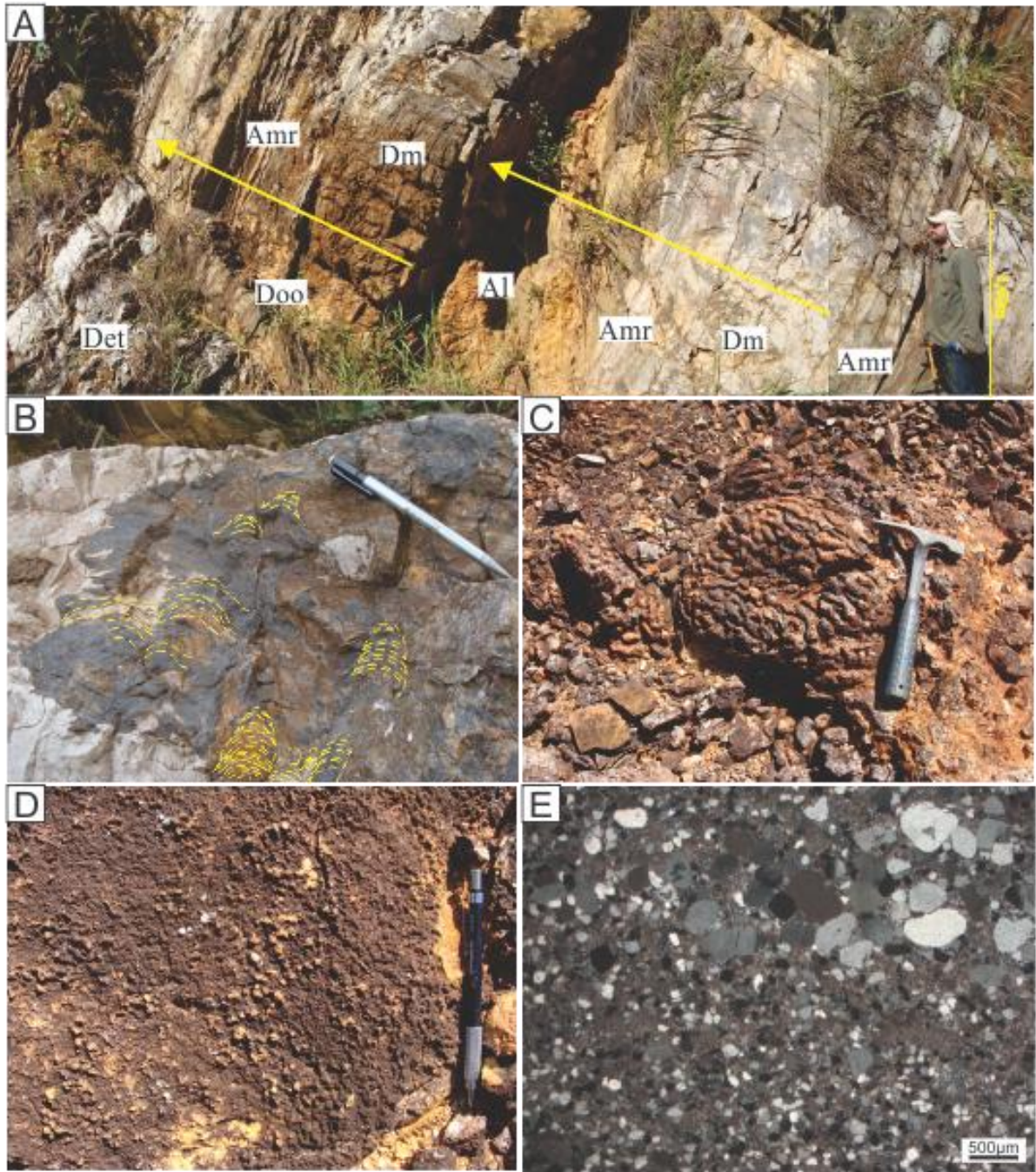


Figura 5.12 – Fácies sedimentares da rampa mista interna (AN2) do subambiente de planície de maré mista. A) Ciclos de raseamento ascendente composto por dolomito maciço (fácies Dm); dolomito oolítico (fácies Doo), estromatólito pseudo-colunar (fácies Det), arenito dolomítico com *megaripples* (fácies Amr) e arenito laminado (Al); B) Estromatólitos pseudo-colunar; C) Estromatólito rugoso; D) Moldes evaporíticos tipo *pop-corn*; E) Microfácies do arenito dolomítico (nicóis cruzados).

5.5 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS E SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL

Com base nos perfis estratigráficos, foram identificadas quatro superfícies estratigráficas S1, S2, S3 e S4 em ambas as áreas de estudo (Figura 5.2, 5.3, 5.13). Estas superfícies coincidem com a superfícies descritas por Nogueira *et al* (2007) na porção oeste da Faixa Paraguai Norte, reafirmando seu caráter regional. Combinado com os novos dados sedimentológicos e estratigráficos foi possível correlacionar as áreas estudadas e re-avaliar o real significado dos limites estratigráficos que definem o Grupo Araras superior.

A superfície estratigráfica S1, representa o limite litoestratigráfico entre a base da Formação Serra do Quilombo e o topo dos calcários betuminosos da Formação Guia. Esta se destaca na região de Cáceres, porção oeste da Faixa Paraguai Norte (Figura 5.13). A superfície é definida pelo contato abrupto com concentração de brechas carbonáticas cimentadas associadas a uma zona de intenso fraturamento cimentada por dolomita espática, que abrange tanto os dolomitos da Formação Serra do Quilombo como os calcários betuminosos da Formação Guia (Figura 5.3B). A princípio, estas brechas foram interpretadas como produto de deformações sin-sedimentar (Nogueira *et al.* 2007), entretanto também são consideradas de natureza tectônica/hidrotermal (Alencar 2011; Milhomem *et al.* 2013). Neste trabalho admitimos que estas feições sejam de origem tectônica, sendo consideradas como ruídos na idealização do modelo estratigráficos. Na porção leste região de Nobres, não foram encontradas exposições que demonstrassem claramente a superfícies S1. No entanto, a disposição espacial destas unidades com as atitudes dos flancos de dobras, é possível afirmar que as sucessões dolomíticas da Formação Serra do Quilombo estão sobrepostas aos calcários e folhelhos betuminosos da Formação Guia (Souza 2012).

A sucessão litoestratigráfica entre de calcário-dolomito do Grupo Araras, tem sido proposto em trabalhos anteriores, no entanto nunca foi discutido qual seu real significado estratigráfico (Almeida 1964, Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira *et al.* 2007, Alvarenga *et al.* 2008, Milhomem *et al.* 2013). A superfície S1 define o limite entre os depósitos desenvolvidos em condições de águas profundas em ambas as unidades. A última fase de sedimentação dos calcários da Formação Guia é caracterizada por depósitos de plataforma profunda associada *slope* desenvolvidas durante processo de transgressão marinha (Nogueira *et al.* 2007; Sansjonfre *et al.* 2014). Por sua vez são sucedidos pelos depósitos dolomíticos de *offshore* da rampa carbonática externa (AQ1) da Formação Serra do Quilombo. A permanência de condições de águas profundas entre a passagem dos sistemas deposicionais explica a ausência de feições erosivas o que caracteriza a superfície S1 como uma superfície

de desconformidade. A superfície S1 também pode ser interpretada como superfície máxima de inundação marinha já que as condições de plataforma profunda da Formação Guia são substituídas pela sequência de raseamento da rampa carbonática da Formações Serra do Quilombo. Isso sugere que ao atingir a máxima inundação marinha o nível relativo do mar se manteve estável, foram instaladas condições de mar alto com subsidência tectônica como principal responsável pela geração de espaço de acomodação. A conservação de depósitos de *offshore* na base da Formação Serra do Quilombo sugere que a taxa de subsidência era maior que a taxa de sedimentação carbonática gerando depósitos agradacionais. O raseamento e espessamento ascendente para depósitos de águas rasas da associação AQ2, sugere que a fase agradacional foi substituída pelo processo progradação responsável expansão da rampa carbonática Araras. Estas características são típicas de processos de *catch-up* na transição de sistemas transgressivos e início do sistema de mar alto, associados a um evento de subida rápida do nível relativo do mar seguida pela desaceleração do processo, representada pela acreção vertical de depósitos carbonáticos profundos sucedidos por sequência progradação respectivamente (Desrochers 1992).

A superfície estratigráfica S2, representa o contato superior da Formação Serra do Quilombo definido pela Formação Nobres. A princípio, esta superfície foi interpretada como período de exposição da plataforma carbonática Araras em eventos de queda do nível do mar, devido à presença de brechas carbonáticas ao longo da superfície S2 (Nogueira *et al.* 2007). Porém não foram encontradas evidências de feições de carstificação ou pedogenéticas ao longo da superfície S2, o que descarta este evento. Com base nos novos dados, a superfície S2 pode ser classificada como uma superfície de correlação regional, que individualiza as formações Serra do Quilombo e Nobres. A superfície S2 é reconhecida nas duas áreas de estudo com registros sedimentares distintos, mas de mesma natureza relacionados aos depósitos de *tidal inlet* da associação AN1. Em ambas as regiões a superfície S2 é caracterizada por uma superfície abrupta levemente irregular, que separa os depósitos de complexo de barras oolíticas da rampa carbonática intermediária (AQ2) abaixo e os depósitos de *tidal inlet* da rampa carbonática interna (AN1) acima, que por sua vez são sobrepostos pelos ciclos de raseamento da planície de maré/*sabkha*. Os depósitos limitados pela superfície S2 indicam que apesar da mudança do sítio deposicional não houve interrupção da sedimentação carbonática. Sendo assim, a superfície S2 é interpretada como uma passagem transicional e lateral entre um ambiente de sedimentação rampa carbonática intermediária dominada pela ação de ondas (Formação Serra do Quilombo) para um sistema de rampa

carbonática interna (Formação Nobres) controladas pela ação de maré, além de marcar o registro da primeira fase de progradação dos sistemas de planície de maré Nobres.

A superfície S3 separa os depósitos de rampa carbonática interna (AN1) e os depósitos de rampa mista interna (AN2), ambas inseridas na Formação Nobres (Figura 5.2, 5.3 e 5.13). Esta foi observada com maior clareza na região de Cáceres, e inferida pela posição estratigráfica das associações de fácies na região de Nobres. A superfície é caracterizada pelo registro da primeira camada de siliciclástica na composição dos ciclos de planície de maré. A partir deste ponto a Formação Nobres registra uma crescente contribuição de sedimentação siliciclástica para o topo, caracterizada pela passagem de ciclos carbonáticos da planície de maré/*sabkha* (AN1) para ciclos de planície de maré mista que por fim são substituídos por ciclos de planície de maré predominantemente siliciclásticos (ambos AN2). Apesar de não individualizar unidades litoestratigráficas a superfície S3 representa uma importante mudança nas condições de sedimentação no sistema deposicional da rampa interna Araras, onde o influxo massivo de siliciclásticos poderia ser o responsável por alterar a taxa de produção carbonática da planície de maré.

A superfície S4 define o limite superior da Formação Nobres com os depósitos siliciclásticos da Formação Raizama, ou seja, o limite estratigráfico entre Grupo Araras e o Grupo Alto Paraguai (Figura 5.2, 5.3 e 5.13). A superfície é caracterizada por feições sedimentológicas distintas em cada área de estudo. Na porção oeste, a superfície é caracterizada por uma discordância erosiva, distinguida por um nível de *lag* de conglomerado polimítico com clastos de arenito fino e carbonatos. Estes são sucedidos por camadas de arenito médio a grosso, com estratificações cruzada acanalada, cruzada com *mud drapes* e plano-paralela, além de pelitos laminados que compõem os depósitos de estuarinos da Formação Raizama. Na porção leste, a superfície é marcada pela passagem dos ciclos de dolomito cristalino, arenito e margas laminados da Formação Nobres para os depósitos de arenito com estratificação cruzada *hummocky* e laminações planas da Formação Raizama. Nesta região, não há evidências de superfície erosiva entre os depósitos, isso indica que a passagem entre os ambientes de sedimentação ocorreu de forma transicional de ambientes costeiros rasos dominados por maré para depósitos marinho moderadamente profundo influenciados por onda de tempestade.

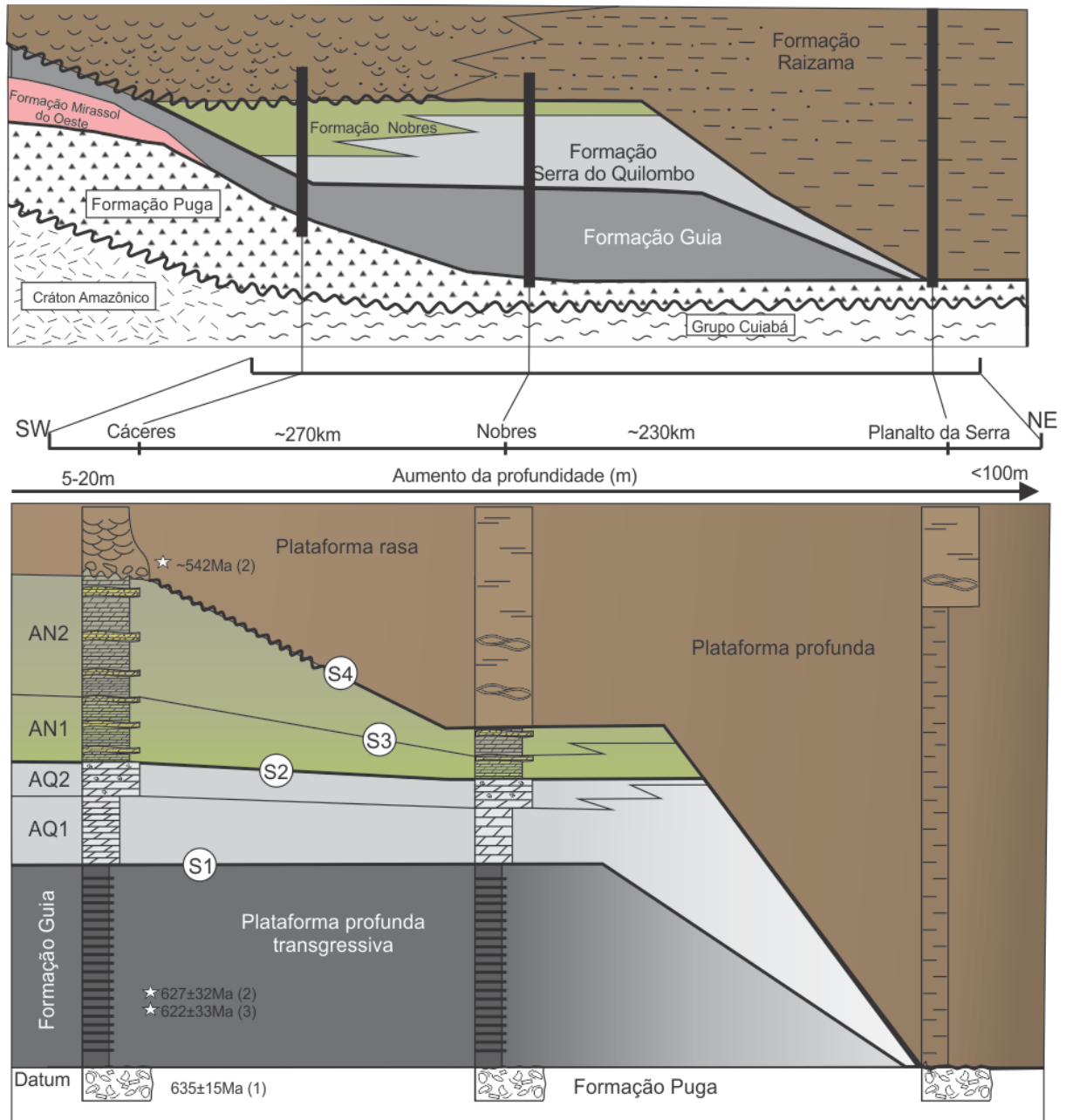


Figura 5.13 – Correlação estratigráfica da sucessão Neoproterozoica da Faixa Paraguai Norte, A) Representação da distribuição litoestratigráfica do Grupo Araras com seções compostas de cada região estudada (adaptado de Nogueira & Riccomini 2006, Sansjofre *et al.* 2014); B) Correlação das seções compostas do Grupo Araras superior, onde a Formação Serra do Quilombo é representada pela rampa carbonática externa (AQ1), rampa carbonática intermediária (AQ2), e a Formação Nobres pela rampa carbonática interna (AN1) e rampa mista interna (AN2). Perfil composto da região de Planalto da Serra baseado na descrição de Silva Jr. (2012).

Baseado no contexto estratigráfico e sedimentar, a superfície S4 é classificada como um limite de sequência deposicional, segundo Vail *et al.* 1977, que define o fim da sequência carbonática do Grupo Araras e o início da sequência siliciclástica do Grupo Alto Paraguai. Normalmente depósitos estuarinos se desenvolvem durante sistema transgressivo (Boyd *et al.* 1992, Cattaneo & Steel 2003), isso sugere uma superfície de transgressão marinha associada

ravinamento por maré sobre depósitos de águas rasas da Formação Nobres, e conformidade estratal em áreas de águas mais profundas, o que caracteriza uma superfície de conformidade correlativa.

Na porção extremo oeste o Grupo Araras se mantém indiferenciado, com posição estratigráfica inferida com base no contexto regional (Alvarenga *et al.* 2007, McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014). Entretanto, Silva Jr. (2012) descreve depósitos de pelitos e arenitos intercalados da Formação Raizama, interpretados como depósitos de plataforma marinha profunda, que recobrem diretamente os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga. Estas características estratigráficas abrem margem para uma possível não deposição dos carbonatos do Grupo Araras Superior na zona extremo leste.

5.6 MODELO PALEOGEOGRÁFICO

O modelo paleogeográfico da última fase de sedimentação da plataforma carbonática Araras (Figura 5.14A) levou em consideração os resultados obtidos neste trabalho e comparados com ao contexto regional proposto para Faixa Paraguai Norte (Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2007; Bandeira *et al.* 2012, McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014, Sansjonfre *et al.* 2014). O modelo abrange a região das cidades de Cáceres (porção oeste), Nobres (porção leste) e Planalto da Serra (porção extremo leste), permitindo idealizar as condições paleoceanográficas da borda S-SW do Cráton Amazônico atuantes após a transgressão marinha pós-Marinoana (~622Ma) até o fim do registro da plataforma carbonática Araras no final do Ediacarano.

Os sistemas de sedimentação da Formação Serra do Quilombo e da Formação Nobres representam um único sistema deposicional referente a uma rampa carbonática homoclinal desenvolvida sobre condições de trato de sistema de mar alto e submetida a processo de progradação (Figura 5.14B). A sucessão de dolomitos da Formação Serra do Quilombo representam depósitos marinhos aberto da rampa carbonática externa e intermediária (associação de fácies AQ1 e AQ2). Estes depósitos são documentados na porção oeste e leste, com variação lateral uniforme, porém com depósitos de barrar oolíticas mais desenvolvidos na porção leste (Figura 5.14). A Formação Nobres apresenta distribuição restrita, onde os depósitos de rampa interna (associações AN1 e AN2) são mais expressivos na porção oeste com sucessões de até 145m de espessura e além de apresentar maior contribuição de sedimentação siliciclástica. Em por outro lado, na porção leste são menos desenvolvidos com até 20m de espessura e menor frequência de depósitos siliciclásticos.

Nota-se que o desenvolvimento de depósitos de águas profundas são mais expressivos em direção E-NE, sendo interpretado como a direção da bacia sedimentar. Como depósitos mar aberto são representados pela Formação Serra do Quilombo, neste modelo paleogeográfico assumimos o nome mar Serra do Quilombo. A ausência de depósitos carbonáticos para zona extrema leste sugere aumento da profundidade do substrato marinho, abaixo do limite de compensação dos carbonatos. Isso indica que a rampa carbonática Araras não ultrapassava mais de 200km de extensão. A rampa interna, Formação Nobres, representa depósitos costeiros continentais. A presença destes depósitos espessos em direção à porção oeste indica a direção do continente para S-SW. O adelgaçamento lateral e a ausência dos mesmos em direção a E-NE reforça a hipótese da posição do Mar Serra do Quilombo.

A presença de depósitos restritos de supramaré associadas *sabkha* e panelas salinas sugerem o recorte uma baía para linha de costa, o que facilitaria a implantação de zonas protegidas da ação de ondas. A presença de bancos carbonáticos bem desenvolvidos para porção centro-oriental reforça o modelo de restrição rampa interna em direção a S-SW. Apesar da presença de barreiras costeiras existiam conexões marinhas que atravessavam os bancos carbonáticos como os canais de *tidal inlet*, que facilitaram a circulação de corrente de maré dentro das zonas costeiras protegidas e o desenvolvimento das planícies de maré da Formação Nobres.

A disposição dos depósitos de rampa interna da Formação Nobres, também sugere que a direção de progradação da linha da costa em direção a E-NE. A dinâmica de migração da costa é associada a influxos de material siliciclástico provindos de sistemas fluviais-costeiros, principalmente na porção oeste de Faixa Paraguai Norte. A incursão de canais fluviais para dentro das zonas costeiras indica processo de rejuvenescimento de sistemas fluviais continentais resultantes da queda do nível do mar ou pelo soerguimento tectônico em áreas continentais. A hipótese de queda do nível do mar é descartada já que a rampa carbonática Araras é sucedida pela sequencia siliciclástica transgressiva da Formação Raizama. O soerguimento tectônico resultaria no surgimento de novas áreas fontes, o que explicaria a grande variabilidade de quartzo policristalino e fragmentos de rochas cristalinas (e.g rochas ígneas e vulcânicas) presentes na composição da rampa mista interna (AN2). Se for admitido um processo de soerguimento, poderia estar relacionado com o soerguimento de áreas continentais a S-SW do Cráton Amazônico, no entanto a ausência de dado de paleocorrente e proveniência não permite definir de forma clara esta hipótese.

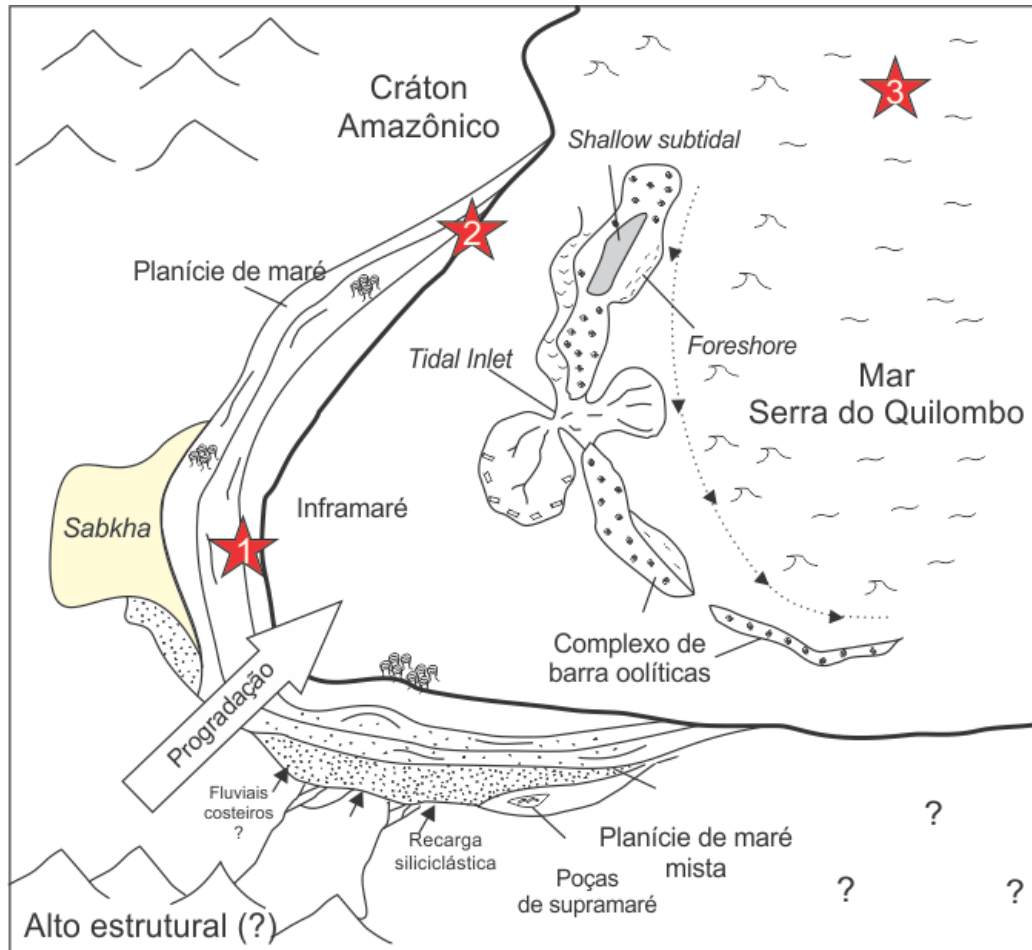


Figura 5.14 – Modelo paleogeográfico para Grupo Araras superior. 1) Seção da região de Cáceres; 2) Seção da região de Nobres; 3) Seção da região de Planalto da Serra.

5.7 IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Atualmente tem sido incluída uma nova unidade litoestratigráfica denominada Formação Serra Azul, posicionada entre os grupos Araras e Alto Paraguai (Alvarenga *et al.* 2007, McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014). A unidade consiste em diamictitos e pelitos glaciogênicos relacionados ao evento de glaciação Gaskiers (~580Ma). Estes depósitos são restritos a porção extremo leste da Faixa Paraguai Norte, documentados na cidade de Serra Azul, São Sebastião e Planalto da Serra, Estado do Mato Grosso. O limite inferior é deduzido com base no contexto estratigráfico regional, mas sem evidências físicas do contato com as rochas do Grupo Araras (McGee *et al.* 2013). Neste trabalho em ambas as áreas de estudo não foram documentadas registro da Formação Serra Azul, mas o contato direto com a sucessão siliciclástico da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai. A ausência dos depósitos da Formação Serra Azul não desqualifica a existência da unidade, mas contribui para a

compreensão do cenário estratigráfico da Faixa Paraguai Norte. A ausência destes depósitos para porção oeste e leste da Faixa Paraguai Norte pode ser explicada por três hipóteses: i) sedimentação em sítios deposicionais restritos; ii) erosão do registro; iii) variação lateral do sistema deposicional da Formação Raizama.

Segundo McGee *et al.* (2014) Formação Serra Azul ocorre preenchendo vales glaciais oriundos da queda do nível do mar durante o evento de glaciação Gaskiers (~580Ma), o que impossibilitou a deposição em grandes extensões laterais. O mesmo descreve a sobreposição de diamictitos entre a Formação Puga e Formação Serra Azul, afirmando que o processo de incisão dos vales glaciais foram significativos suficientes para erodir mais de 600m do substrato carbonático da plataforma Araras. O desenvolvimento de vales glaciais profundos é mais evidente em áreas montanhosas com alto grau de inclinação do substrato que viabiliza a alta taxa de erosão e incisão do vale. Estas condições se contrapõem com o cenário do Grupo Araras superior que admite uma rampa carbonática de mergulho suave (<10°) em direção a bacia. Além disso, o evento de glaciação Gaskiers é caracterizado como um efeito de curta duração e menor expressão em relação aos eventos Marinoano e Sturadiano (Halverson *et al.* 2005), o que inviabiliza longos períodos e erosão da plataforma carbonática por efeitos glacioeustáticos.

A hipótese de erosão do registro para porção oeste e leste, estaria relacionado com superfície S4, onde o processo de erosão poderia ter sido desencadeado pela queda do nível do mar em função da implantação glaciação Gaskiers. Entretanto, neste trabalho a superfície S4 é interpretada como um limite de sequência entre o Grupo Araras e o Grupo Alto Paraguai. O caráter de conformidade correlativa da superfície é atribuído ao processo de ravinamento transgressivo desenvolvido durante a implantação do sistema estuarino da Formação Raizama na porção mais rasa da plataforma na porção oeste (Figura 5.13).

A terceira hipótese sugere que os depósitos da Formação Serra Azul representam a variação lateral da Formação Raizama. Os trabalhos que sustentam a existência da Formação Serra Azul, admitem a variação lateral de facies sedimentares ao longo da unidade, onde na porção leste são predominantes os depósitos glaciomarinhos, enquanto que para o oeste ocorrem depósitos fluvio-costeiros (McGee *et al.* 2014). A Formação Raizama apresenta distribuição de depósitos semelhante, com predominância de depósitos marinhos profundos para porção leste e sistemas fluvio-estuarinos para o lado oeste (Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2014). Além disso, na porção extremo leste são documentados diamictitos da Formação Puga sendo recobertos diretamente pelos depósitos marinhos profundos da Formação

Raizama (Silva Jr. 2012). As semelhanças faciológicas e estratigráficas entre as formações Serra Azul e Raizama, associados as superfície S4 levanta a hipótese que estas unidade sejam lateralmente equivalentes.

Outro ponto para ser discutido é a presença de áreas continentais soerguidas para porção S-SW. A presença de um alto estrutural poderia explicar o *gap* temporal que existe na correlação estratigráfica entre o Grupo Araras na Faixa Paraguai Norte e o Grupo Corumbá na Faixa Paraguai Sul. A sucessão carbonática do Grupo Corumbá também ocorre recobrando diamictitos glaciais correlatos a Formação Puga, sucedido pelo dolomitos róseos da Formação Bocaina interpretado como uma possível capa carbonática (Boggiani *et al.* 2003, Boggiani *et al.* 2010). Esta por sua vez, é recoberta pelos calcários escuros, margas e folhelhos da Formação Tamengo, com abundantes registros fósseis do final do Ediacarano que inclui *Cloudina lucianoi*, *Corumbella werneri*, *Titanotheca coimbre*, acritarcos *Bavlinella faveolata* e algas, que sugerem idade do Ediacarano superior. Este intervalo de tempo coincide com as idades radiométricas 543 ± 2 Ma obtidas por meio de U-Pb em zircões de depósitos de cinzas vulcânicas intercalados aos dolomitos com *Claudina* (Babinsky *et al.* 2008; Baggiani *et al.* 2010). A Formação Guaicurus consiste em siltito e folhelho que representam o topo do Grupo Corumbá.

O datum estratigráfico estabelecido pelos diamictitos da Formação Puga determinam a idade máxima de 635 ± 15 Ma a 706 ± 2 Ma para as sucessões sedimentares da Faixa Paraguai Norte e Sul respectivamente (Nogueira *et al.* 2003, Babinsky *et al.* 2013). As formações Mirassol d'Oeste e Bocaina representam os depósitos de capa carbonática pós-glaciais do evento Marinoana, caracterizados pelas fácies sedimentares de capa carbonática e excursão negativa de $\delta^{13}\text{C} < 5\%$ (Nogueira *et al.* 2003, Boggiani *et al.* 2010). Idades radiométricas de Pb-Pb em carbonatos da base da Formação Guia sugere idades de 627 ± 32 a 622 ± 33 Ma (Babinsky *et al.* 2006, Romero *et al.* 2012), colaborando com a intervalo Ediacarano Inferior para a sequência pós-Marinoana. Na Formação Guia também são documentados acritarcos da biozona “*Ediacaran Leiosphere Palynoflora*” que sugerem idades ~620 a 580Ma (Hidalgo, 2002, 2008; Grey, 2005; Brelaz, 2012). Não há registros de idades radiométricas para porção superior do Grupo Araras (Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres). A baixa frequência ou ausência de conteúdo fóssilífero são atribuídas aos processos diagenéticos dolomitização e silicificação. No entanto, na Formação Nobres apesar de mal preservados são documentados acritarcos do gênero *Tanarium* (Hidalgo 2008; Rudnitzki *et al.* In progress) que são relacionados aos acritarcos acantomorfos da biozona ECAP - *Ediacaran Complex*

Acanthomorph Palynoflora – que sugere idade entre 580 a 570Ma, equivalente ao Eciacarno médio (Grey 2005). Estes dados demonstra a incompatibilidade de correlação temporal entre o Grupo Araras superior (~620-570Ma) e a Formação Tamengo (~543Ma), que apresenta um *gap* temporal entre si entre 30 a 80Ma. No presente modelo admitimos que no intervalo de tempo da sedimentação da rampa carbonática Araras no Ediacarano médio a porção sul do Cráton Amazônico estava em fase de soerguimento impossibilitando o desenvolvimento da plataforma carbonática do Grupo Corumbá. Se consideramos que a Formação Serra Azul seria na verdade o membro inferior da Formação Raizama, permite considerar que o evento transgressivo responsável pela implantação do sistema estuarino da Formação Raizama seria o mesmo que conduziu a deposição da Formação Tamengo no final do Ediacarano. Embora desta hipótese permanecer fraca, devido a complexidade estratigráfica ao longo de toda Faixa Paraguai, abre oportunidade para novas discussões sobre os eventos que dominaram o final do Ediacarano.

5.8 CONCLUSÕES

A reavaliação do Grupo Araras Superior sugere que as formações Serra do Quilombo e Nobres representam um único sistema deposicional referente a uma rampa carbonática homoclinal desenvolvida sobre condições de trato de sistema de mar alto. O modelo paleográfico baseado na correlação regional sugere que a rampa carbonática Araras se desenvolveu em uma linha de costa na forma de uma baía ou golfo. As áreas costeiras se encontravam em direção a S-SW, enquanto que o mar do Serra do Quilombo se encontrava em direção a E-NE. A comparação das seções compostas do Grupo Araras Superior com contexto regional proposto para Faixa Paraguai Norte, confirmam a relação estratigráfica da Formação Nobres com a Formação Raizama, porém não demonstram relação espacial com os depósitos glaciais da Formação Serra Azul. Os resultados também sugerem a hipótese de um alto estrutural em direção a S-SW, o que explicaria o *gap* temporal existente entre o Grupo Araras Superior e O Grupo Corumbá da Faixa Paraguai Sul.

6 HIGH FREQUENCY PERITIDAL CYCLES OF THE UPPER ARARAS GROUP: PALYNOLOGY AND IMPLICATIONS FOR DISAPPEARANCE OF NEOPROTEROZOIC CARBONATE PLATFORM IN THE SOUTHERN AMAZON CRATON

Isaac Daniel Rudnitzki^{1,2}, Afonso Cesar Rodrigues Nogueira^{1,2,3}, Guilherme Raffaeli Romero⁴, Renata Hidalgo^{2,3}

¹Programa de Pós-Graduação da em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil,;

²Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM), Belém, Brazil;

³Instituto de Geociência da Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil

⁴Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

Email rudnitzki@ufpa.br; anogueira@ufpa.br; graffaeli@gmail.com, hidalgo@ufpa.br

ABSTRACT

Meter-scale shallowing upward cycles characterize Nobres Formation, the upper succession of the Neoproterozoic Araras Group, exposed in road cuts and quarries in the Northern Paraguay Belt, Southern Amazon Craton, Central Brazil. Exceptionally, in the basal portion of the Araras Group occurs a cap carbonate deposited after the Marinoan glaciation (635 Ma). Fourty four cycles/parasequences sets are fourth to fifth-order inserted in three third order sequences/megacycles, unconformably overlaid by siliciclastics deposits of the Alto Paraguay Group. The cycles are generally of peritidal type limited by exposure surfaces, composed by asymmetrical tidal flat/sabkha lithofacies in the basal Nobres Formation, consisting of fine dolostone, intraclastic dolostones with megaripples, stromatolites biostrome, sandy dolostone with enterolithic structures and silicified evaporite molds. Upsection the cycles progressively become symmetrical comprising arid tidal flat deposits with similar facies of the basal succession, however with abundant stromatolite biostrome, fine-grained sandstone and rare evaporitic molds. The stacking patterns for hundreds of meters indicate continuous and recurrent generation of accommodation space, probably triggered by subsidence concomitant with relative sea-level changes. Palynomorphs are represented by spheroidal forms, such as *Leiospharidia*, rare filamentous and acanthomorphous acritarchs represented mostly by *Tanarium* correlated to ECAP (Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora) or Volhyn/Redkino assemblage (Amadeusian), ranging 600-550 Ma. Previous data of carbon isotopes and paleogeographic reconstructions, associated with evaporites and storm-influenced deposits in the Araras Group, suggest a wet to tropical setting for Amazonia during the Mid-Ediacaran. This information is contrary to the occurrence of glacial deposits attributed to Gaskiers event (~582 Ma), putatively overlying the Araras Group in the Paraguay Belt. During the final phase of Araras carbonate platform, the *onset of source area uplift* in the Mid-Ediacaran provided a progressive terrigenous input to the peritidal area, preceding the progradation of siliciclastics fluvial-coastal environments related to the Alto Paraguay sedimentation. This event resulted in erosion of shallow carbonate basins and, potentially, the demise and disintegration of Neoproterozoic carbonate platforms in the Southern Amazon Craton.

Keywords: High frequency cycles, Nobres Formation, Araras Group, Neoproterozoic, Gaskiers glaciations

6.1 INTRODUCTION

High frequency cycles characterize several Precambrian carbonate successions and are similar to Phanerozoic rhytmities (Grotzinger 1986, Sami & James 1994, Jiang *et al.* 2003, Mingxiang & Tucker 2013). The cyclic successions of hundreds of meters thick, laterally continuous for several kilometers, have been interpreted as resulting of progressive accommodation space generation in subsiding basins with sea level changes. In fact, eustasy is an excellent explanation of these cycles whose periodicity generally fall within Milankovitch frequencies (Koerschner and Read 1989, Goldhammer *et al.* 1990). The tectonic is other factor tentatively used as a possible proxy for subsidence events. Therefore, many examples have demonstrated no correlation between their stratigraphic distribution and the vertical record of meter-scale cyclicity (Pratt 1994). In Central Brazil, high frequency cycles characterize the upper succession of Neoproterozoic Araras Group represented by dolostones of the Nobres Formation, discontinuously exposed in the Paraguay Belt, Southern Amazon Craton (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012). Exceptionally, hundreds of meters below Nobres Formation, in the basal portion of the Araras Group, occurs a post-glacial cap carbonate deposited after the last Cryogenian glaciation (635 Ma). These cycles interpreted as tidal flat and sabkha consist in composite sequences attributed to transition of transgressive system tract to highstand conditions related to the third relative sea-level rise (Nogueira *et al.* 2007).

Despite the general knowledge about the facies analyses and paleoenvironment interpretation for Nobres Formation, the cycles of this unit, exposed in the Cáceres Region, State of Mato Grosso, Brazil, is re-evaluated here using Fischer plot and microfossils data (Figure 6.1). We establish, by first time, the probable controls on deposition (autocyclicity, glacioeustasy or tectonic) and the relative age for this unit in combination with previous isotopic data, increasing its stratigraphic resolution. Nobres Formation considered here the last carbonate record in the Paraguay belt, frequently used as a stratigraphic marker for correlation of Upper Araras Group, is unconformably overlaid by siliciclastics of the Alto Paraguay Group or by putatively glacial deposits of the Serra Azul Formation, attributed to Gaskiers event of 580 Ma (Alvarenga *et al.* 2007, McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014). This deposits occur restricted to the eastern Paraguay belt, is poorly constrained in the facies description and stratigraphic relations, as well as, its robust maximum depositional age provided only by provenance information. In order to test the influence of glaciation and the means of erosion event on the top of Nobres Formation, we open consequently discussions

about the occurrence of Gaskiers event and the disappearance of the carbonate platforms in the Southern Amazon Craton during the Ediacaran.

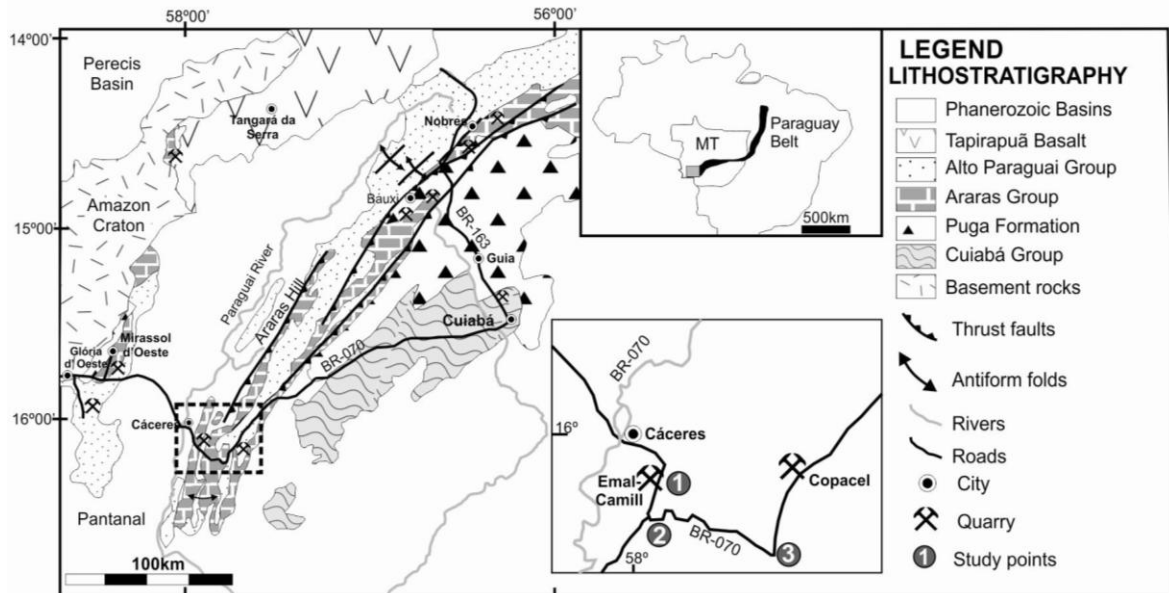


Figure 6.1- Geological Map of study area and location of the outcrops in Northern Paraguay Belt in the south of the Amazon Craton (Nogueira & Riccomini 2006).

6.2 GEOLOGICAL SETTING

The Paraguay Fold Belt is a Neoproterozoic tectonic suture formed during the Brazilian/Pan-African orogenesis of 600-540 Ma that resulted in the collisions of Amazon Craton to the west, São Francisco Craton to the east, and Parana block to the south. Distinct structural domains characterize the Northern Paraguay Belt (Almeida 1964, Almeida 1984, Alvarenga & Trompette 1993, Trompette 1997, Nogueira *et al.* 2007). In the northeastern domain, weakly deformed rocks with gently dipping strata fill foredeep sub-basins confined to the southern margin of Amazon Craton. The external domain has folds and thrusts faults developed in carbonate rocks of Araras Group and siliciclastic deposits of the Alto Paraguay Group in angular contact with metamorphic rocks of Cuiabá Group (Figure 6.1).

The 800m- thick carbonate succession of the Neoproterozoic Araras Group overlies glaciogene diamictites of Puga Formation related to Marinoan glaciation of ~635Ma (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007, Babinski *et al.* 2013). Four lithostratigraphic units form the Araras Group, Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo and Nobres formations (Figure 6.2). The Mirassol d' Oeste Formation is a cap carbonate linked to the snowball Earth hypothesis (Hofman & Schrag 200) and lies on directly with Puga diamictites,

consisting in peloidal dolostone and microbialite (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007, Romero *et al.* 2011; Sansjofre *et al.* 2011). Bituminous limestone, shale and subordinate sandstone of the Guia Formation cover the cap carbonate interpreted as deep- to storm-influenced platform deposits related to a transgressive system tract (Nogueira *et al.* 2007; Soares *et al.* 2013; Sansjofre *et al.* 2014). The onset of the upper Araras Group start with dolostone, sandy dolostone and carbonate breccia deposits from Serra do Quilombo Formation considered as storm-dominated platform sporadically influenced by seismicity (Nogueira *et al.* 2007, Milhomem *et al.* 2013). Nobres Formation, the uppermost succession of Araras Group, consists of dolostone, sandy dolostone, microbialites, chert and sandstone interpreted as tidal flats deposits (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012).

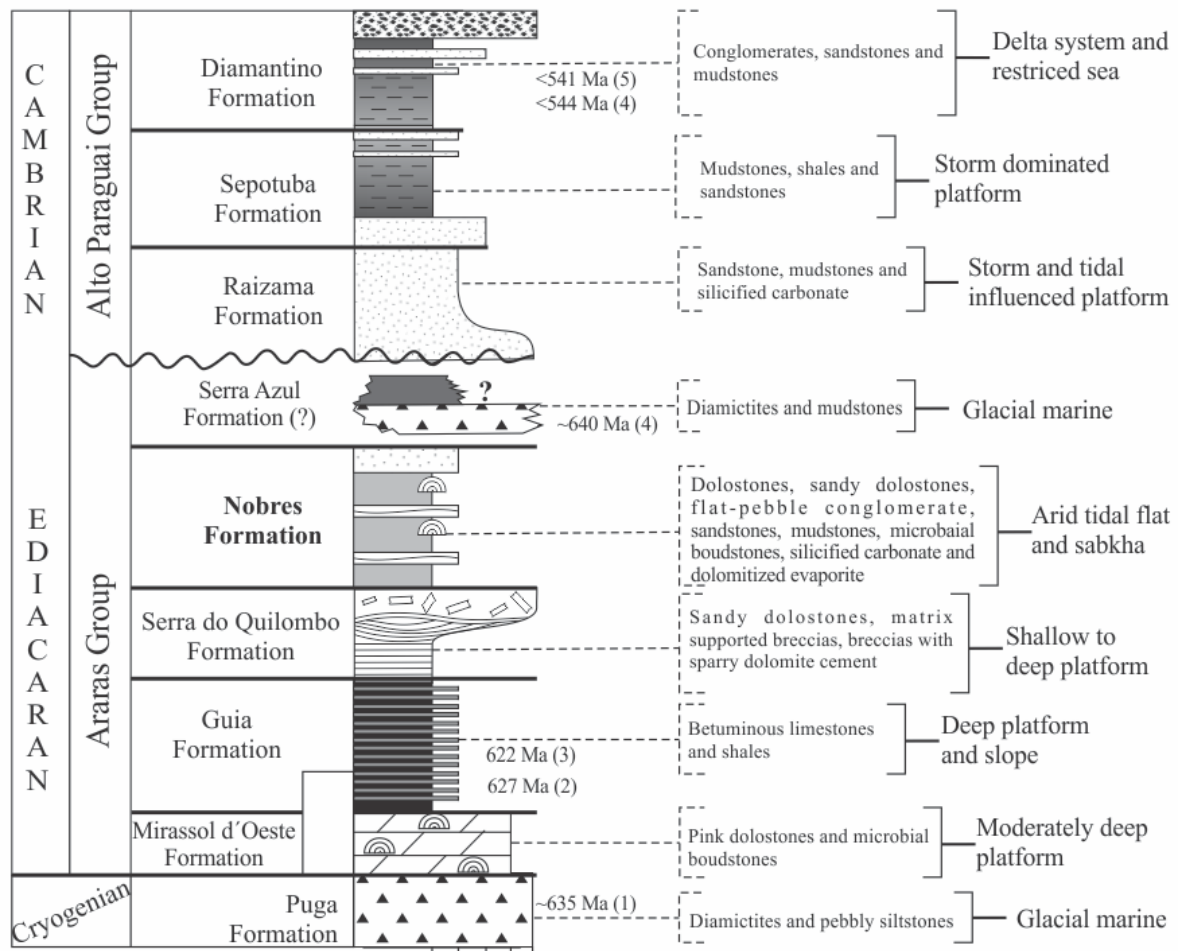


Figure 6.2 – Lithostratigraphy of Northern Paraguay Belt (Modified from Nogueira *et al.* 2007). Radiometric ages: (1) Babinski *et al.* (2013); (2) Babinski *et al.* (2006); (3) Romero *et al.* (2012); (4) McGee *et al.* (2014); (5) Bandeira *et al.* (2012).

Poorly radiometric ages for Araras Group is based on Pb/Pb dating technique indicating 627 ± 32 and 622 ± 33 Ma, respectively for cap carbonate and the base of Guia

Formation (Babinsky *et al.* 2006, Romero *et al.* 2012). Additionally, chemostratigraphic framework documented for this cap carbonate ($\delta^{13}\text{C}$ -5.0‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ with 0,7080) corroborate the correlation with post-Marinoan glaciations at ~635 Ma (Nogueira *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira *et al.* 2007, Sansjonfre *et al.* 2011). There are not radiometric age data for Upper Araras Group.

The 3000m-thick siliciclastic succession of Alto Paraguay Group unconformably overlies the Araras Group (Almeida 1964; Bandeira *et al.* 2012). The succession include three formations: Raizama, comprising sandstone and mudstone related to storm- and tidal-influenced shoreface; Sepotuba, consisting shale, mudstone and sandstone interpreted as transitional offshore deposits; and Diamantino, a monotonous succession composed by siltstones interbedded with sandstone interpreted as distal turbidites and deltaic deposits. The evolution of Alto Paraguay Group record a shallow marine passive margin until to foredeep lacustrine-deltaic deposits, related to the closure of an ocean in the final western Gondwana amalgamation (Bandeira *et al.* 2012). The age data of Alto Paraguay Group has been concentrated in uppermost deposit, the Diamantino Formation. The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dating in zircon grains suggest the deposition after 541 ± 7 Ma, also mark last filling pulse on foredeep basin related with the Clymene ocean closure (Bandeira *et al.* 2012). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio in detrital muscovite suggest ages as young as 544 ± 7 Ma for Diamantino deposits, indicating a Cambrian orogenesis within the Paraguay Belt at the final amalgamation of Gondwana (McGee *et al.* 2014).

Pebbly mudstone and diamictites with striated polymitic clast were included in a new unit called Serra Azul Formation, stratigraphically positioned between the Araras Group and Alto Paraguay Group, considered the record of the last Ediacaran glaciation, the ca 580-Ma Gaskiers event (Alvarenga *et al.* 2007). The most conspicuous evidence of this glaciation supposedly will be the generation of deep incisions or paleovalleys, during sea level fall, filled by siltstone and mudstone during ice-sheet melting and transgressive stage (Alvarenga *et al.* 2007; McGee *et al.* 2013). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ration of 0,7086 from carbonates overlying the Serra Azul Formation compared with the global strontium curve suggest a mid-Ediacaran age for this unit (Figueiredo & Babinski 2010; Halverson *et al.* 2010). This age contrast with the 640 ± 15 Ma age provided by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio in detrital muscovite from Serra Azul diamictites interpreted as robust maximum depositional age according with McGee *et al.* (2014). Additionally, this author used this provenance age and the stratigraphic position of Serra Azul between the Araras and Alto Paraguai groups for corroborate with the mid-Ediacaran age

related to the Gaskiers Event. Furthermore, Serra Azul Formation is restricted to the eastern part of Northern Paraguay Belt and the basal contact with the Araras Group seems never has been observed (McGee *et al.* 2014). In fact, the lack of a better accuracy of the stratigraphic limits difficult its correlation along the Northern Paraguay Belt and consequently hinders any global correlation with the events of Ediacaran.

Tectonic activity in the last stages of Pan-Africana/Brasiliana Orogenesis leads to the emplacement of São Vicente granite in the metamorphic basement of the Cuiabá Group. U-Pb zircon age *point* to a mean crystallization *age of* 518 ± 4 Ma, which marks the end of deformational event in the Paraguay Belt, as well as, *the final* amalgamation of the *Gondwana supercontinent*. These age data also indicate the minimum age for deposition of the sedimentary cover of the Paraguay Fold Belt (McGee *et al.* 2012).

6.3 METHODS

The carbonate succession of Nobres Formation occurs exposed in flanks of kilometer-scale fold near of the Cáceres city, State of Mato Grosso, Brazil. Outcrop-based facies analysis was carried out mainly in the open pit of the Emal-Camil quarry and in a roadcut along of the BR-070 highway (Figure 6.1). Nobres Formation exhibits distinct facies/microfacies that accreted in repetitious of rhythmic fashion for many meters along of the carbonate. The recognition of key-surfaces and following the stratigraphic position of cycles allowed the stacking of more than 200 m of carbonate succession.

Small-scale cycles ranging 0.5 to 10 m-thick is a common of platform carbonates since open shelf/ramp to lagoon and tidal flats (Tucker 1991, 1999). Meter-scale cycles not correspond completely to the classical definition of parasequence, term used in the sequence stratigraphy (Van Wagonner *et al.* 1988). The redefinition of Spence & Tucker (2007) considers parasequence as a regional meter-scale sedimentary package characterized by a succession of facies that may shallow-up, deepen-up then shallow up, aggraded or reflect constant water depth. This same definition is used to term “cycle” (Kerans & Tinker 1997) which is adopted here for Nobres Formation. Meter-scale cycles represent multiples sequence of 4^a and 5^a order, in orders of 10^4 to 10^3 years (high frequency cycles), which those usually observed in outcrops represents sequence of 3^a order with 0.5 to 3 million years (Kerans & Tinker 1997). These recurrent cycles divided into the depositional sequences, following work of Vail *et al.* (1997), is a powerful tool in the high frequency analyses mainly to identify

system tracts and consequently the sea level fluctuations (Mitchum & Van Waggoner 1991). To evaluate the cycle patterns (upward facies changes, thickness upward changes and cycle frequencies/patterns) and identify the key surfaces (maximum flooding surfaces, parasequence limits and sequence boundaries) we used Fischer plots graphic (Fischer 1964; Sadler *et al* 1993, Bosence *et al* 2009). Fischer (1964) developed a highly useful concept for modeling sea-level fluctuations related to peritidal carbonate strata. The graph *plots cumulative departure from mean thickness against cycle number* and can be used to model the accommodation space rate linked to sea level changes, characterizing system tracts of a depositional sequence (Goldhammer *et al.* 1987; Goldhammer *et al.*1991; Kerans & Tinker 1997; Bosence *et al.* 2009). For drawn the fisher plots was used the Fischerplot excel program (Husinec *et al.* 2008).

Gaucher *et al.* (2003) recognized simple organism in the carbonate successions of the Paraguay Belt, mainly filamentous, cocoidais, sporomorphs and acritarchs, as well as, cyanobacteria filaments and possible protozoans. The microfossils in Nobres Formation are rare and poorly preserved, only some acritarch species were biostratigraphically significant. Samples collected mainly of the upper portion of Nobres carbonate succession is coeval with abundant stromatolites levels. Around 100 g per samples were chemically treated with hydrochloric and hydrofluoric acid to carbonate and silicate removal, as well as, oxygen peroxide to organic matter dissolution (Uesugui, 1979; Quadros & Melo 1987, Faegri and Iversen 1989). The residues were mounted on glass slides with Entelan medium 9 and, after dried, were observed under microscope. Palinomorphs morphologies were analyzed according taxonomic, evolutive and paleoecologic patterns; in combination with biostratigraphic means (cf. Grey 2005).

6.4 THE NOBRES FORMATION

6.4.1 General Aspects

The Nobres Formation in the western portion of Paraguay Belt constitute of tabular to undulated layers of up to 6m thickness, laterally continuous, that consists in grey to dark-grey dolostone, intraclastic dolostones, oolitic dolostones, sandy dolostone, chert, microbialites, dolomitic sandstone, medium-fine sandstones and mudstone (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012). The facies shows intense dolomitization and stylolite is a common feature. The silica occur frequently in zones delimiting boundaries of layers or replacing stromatolites and evaporite molds constituting a typical distinction feature compared with other units of the

Araras succession. The basal contact with the Serra do Quilombo Formation is marked by a 2,5-m thick of matrix-supported carbonate breccia. Serra do Quilombo Formation consists of oolitic and sandy dolostone with massive bedding, hummocky and swaley cross-stratifications, and carbonate breccia interpreted as wave- and storm-influenced shoreface (Nogueira *et al* 2007, Milhomem *et al.* 2013). The brecciated contact is interpreted as facies change between open marine platformal deposits (Serra do Quilombo) to the restricted carbonate platform with record of peritidal cycles (Rudnitzki & Nogueira 2012). Siliciclastic deposits of Raizama Formation, basal unit of Ediacaran Alto Paraguai Group, unconformably overlay Nobres Formation. Raizama Formation consists of coarse to medium-grained sandstone and mudstone, with planar lamination, trough cross-stratification and tidal bundles interpreted as fluvial to coastal deposits (Bandeira *et al.* 2012). The unconformity is marked by sandstone with carbonate and sandstone fragments indicating an expressive incision event upon Araras carbonate platform during the Ediacaran-Cambrian transition (Nogueira *et al.* 2007, Rudnitzki & Nogueira 2012; Nogueira *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012). Until now, there is no record of glaciogene deposits of Serra Azul Formation in the west portion of Paraguay Belt.

6.4.2 Paleoenvironment setting

The Nobres Formation represent a tidal flat complex under arid to semi-arid conditions whose deposits form meter-scale shallow/brining upward cycles, organized in two facies associations (FA): 1) the lower member, which consist in tidal flat/sabkha succession (FA1); and 2) the upper member, representative of arid tidal flat deposits (FA2).

The FA1 is ~37-m thick, includes subtidal, intertidal and supratidal/sabkha deposits (Figure 6.3). The subtidal facies consist in massive and laminated fine dolostones that reflect carbonate mud deposition in restrict environment under low energy conditions (Shinn 1983, Tucker & Wright 1990). The intertidal subenvironment is represented by intraclastic *dolopackstone* with megaripple bedding, with rip-up clast, curled flakes and rare presence of terrigenous grains (<5%), interbedded with thin layer of fine dolostone and/or silex nodules interpreted as possible evaporite molds (Figure 6.3a). Domic-stratiform stromatolites (Figure 6.3b) layers mark the intertidal/supratidal zone characterized by tidal currents sporadically submitted to the periods of subaerial exposition and tidal flood (Shinn 1983, James 1984, Tucker & Wright 1990). Supratidal/sabkha consists of sandy dolostone with enterolithic bedding, with complex interlayers between sandy dolostone and fine dolostone, associated with sin-sedimentary injection/dikelets structures, sand-patch fabrics, chicken-wire texture

and *tepee structures* (Figure 6.3c and 6.3d). This shallow and restrict environment has minimum tidal influence, low sedimentation rate and esporadically “saline ponds” forms by storm flooding events (Kendall & Harwood 1996, Tucker & Wright 1990). The high evaporation rate triggered the precipitation of evaporite crusts under restricted conditions concomitant with microbial proliferation.

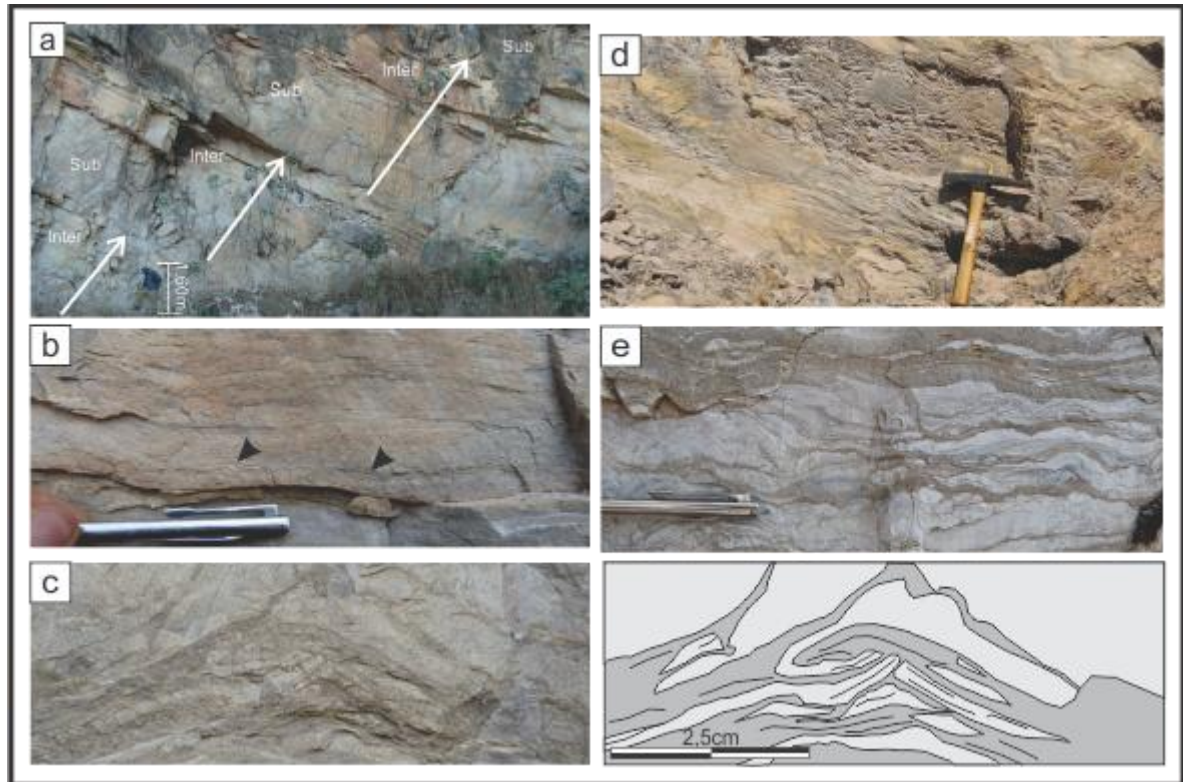


Figure 6.3 – The sedimentary facies of tidal flat/sabkha deposits (AF1). a) Shallowing upward cycles (Sub = massive fine dolostone from subtidal facies, Inter = intraclastic dolopackstone with megaripple bedding from intertidal facies). b) Intraclastic dolopackstone with wave lamination overlying by mud-drapes (narrow) on megaripple bedding from intertidal facies. c) *Tepee* structure from intertidal facies. d) Domic-stratiform stromatolites from intertidal facies. e) Enterolithic bedding from supratidal/sabkha facies.

The FA2 is ~175-m thick representative of subtidal, mixed intertidal, siliciclastic intertidal and supratidal zones (Figure 6.4a). Subtidal deposits consist of massive fine dolostone and thin layers of massive oolitic dolograinstone, related to low energy setting with oolitic bars induced by tidal current in seaward direction. Similarly, to FA1, pseudo-columnar stromatolites biostromes mark the transition between subtidal and mixed intertidal indicating partially protected zones (Figure 6.4f). The mixed intertidal deposits are composed of megaripple bedded intraclastic dolostones, dolomitic sandstones with terrigenous layers, mud drapes with dessication cracks and silicified evaporitic molds and nodules (Figure 6.4b and c).

The siliciclastic contribution in the mixed intertidal zone allowed the development of sand bars, represented by laminated fine sandstone with mud drape (Figure 6.4d). Carbonates rocks is rare or absent in the top of Nobres Formation and the siliciclastics deposits are predominant in subtidal/intertidal settings, consisting in laminated mudstones, sandstone/mudstone with wavy bedding and low-angle cross lamination. In addition, silicified dolostone and chert with evaporitic molds, wrinkled stromatolite bioherms covering tepee structures are representatives of supratidal zone (Figure 6.4e).

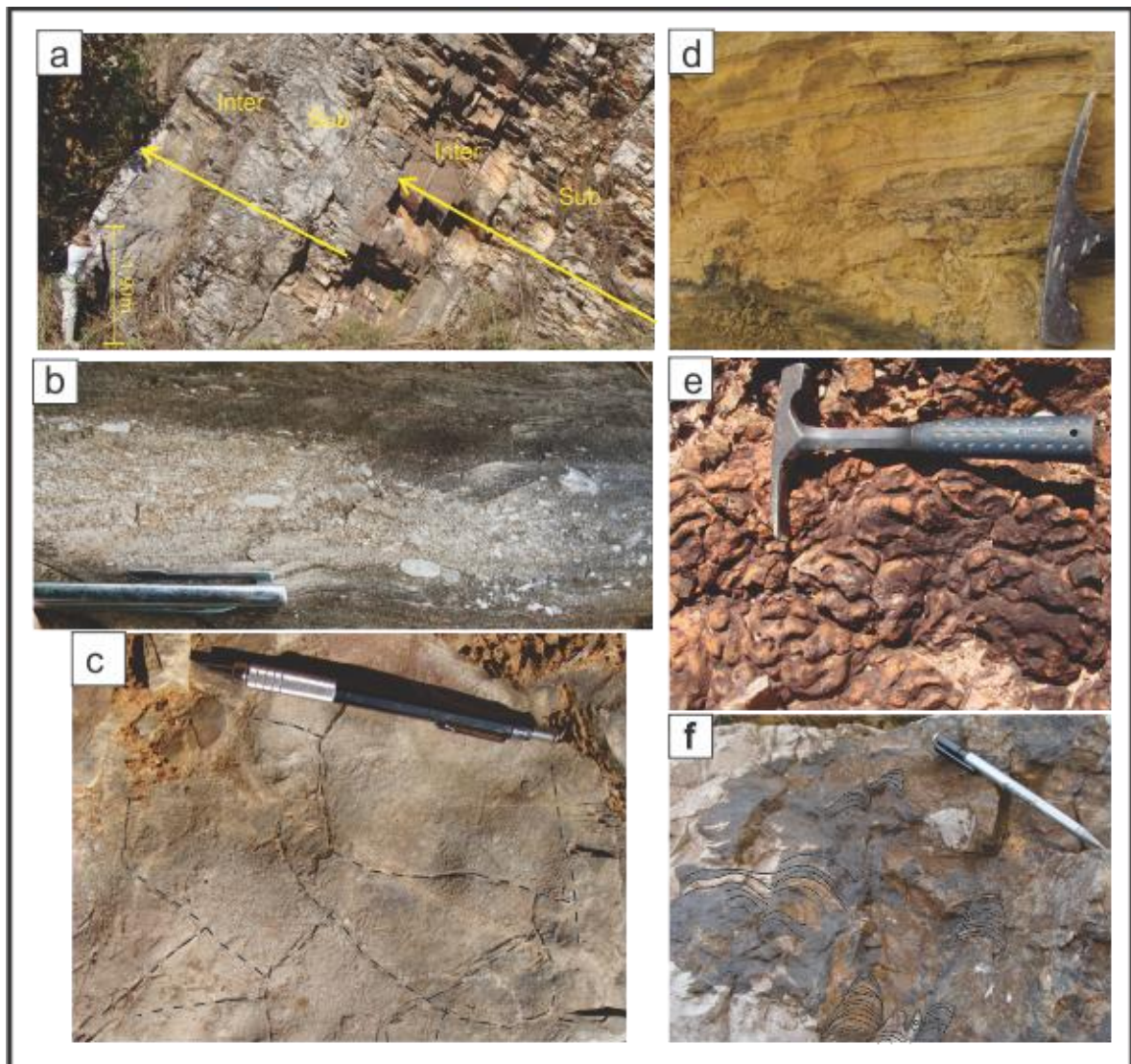


Figure 6.4 – The facies sedimentary from mixed tidal flat (AF2). a) Shallowing upward cycles (Sub = massive fine dolostone of subtidal facies, Inter = dolimitic sandstone with megaripple bedding of mixed intertidal facies). b) Siliciclastic and intraclastic concentration in megaripples bedding of mixed intertidal facies. c) Dessication crack in the top of megaripple bedding (dash lines). d) Laminated fine-grained sandstone with mud drapes related to mixed intertidal facies. e) Wrinkled stromatolite in supratidal facies. f) Domic to stratiform stromatolite from subtidal facies.

6.4.3 Tidal flat cycles

Six types of small-scale shallowing upward cycles of up to 9 m thick, differentiated according with sedimentary facies, occur in the Nobres Formation (Table 1, Figure 5). The cycle boundary interpreted as a marine flooding surface (Osleger 1991), indicate abrupt facies change, where shallow water facies are directly overlain by deep water facies (i.e intertidal facies cover by subtidal facies). Desiccation crack and tepees structures indicate subaerial exposure preceding the deep waters deposition. *Internally in the cycles*, boundaries between *facies* components are *transitional*.

Table 1 – Cycle types description of Nobres Formation in Cáceres region.

Facies association	Cycles type	Cycles Features
Tidal flat/ <i>Sabkha</i> (AF1)	Type 1	Asymmetrical cycles composed by subtidal/intertidal facies, with massive dolostone in the base overlain to intraclastic dolopackstone/sandy dolostone with megaripple bedding, and evaporite molds. Surfaces boundaries are typically marine flooding surface. Thickness varies from 1,5 to 8m with average of 4,5m
	Type 2	Asymmetrical cycles consisting in subtidal/intertidal/sabkha facies represented, from base to top, by massive dolostone, intraclastic dolopackstones/sandy dolostone with megaripple bedding, stratiform stromatolites and enterolithic bedded dolostone. Evaporite facies and tepee structure mark the boundaries of cycles interpreted as marine flooding surfaces. Thickness varies from 6 to 9m with average of 8m.
Arid tidal flat (AF2)	Type 3	Asymmetrical to symmetrical cycles within subtidal facies, consisting in massive dolostone and thin layers of oolitic dolograins. The cycle limits represent marine flooding surface marked by pseudo-colunar stromatolites. Thickness varies between 3 to 6m with average of 4m.
	Type 4	Symmetrical cycles composed for subtidal/intertidal facies comprising massive dolostones, oolitic dolograins, intraclastic dolopackstone/dolomitic sandstone with megaripple bedding and evaporite molds. Pseudo-colunar stromatolites mark the interface between subtidal and intertidal settings. The boundaries cycles represent subaerial exposition surfaces and/or marine flooding surfaces. Thickness varies from 1,5 to 7m with average of 3,4m.
	Type 5	Symmetrical cycles with subtidal/mixed intertidal facies characterized for massive dolostone, dolomitic sandstone with megaripple bedding and evaporite molds, and laminated fine sandstones. The cycle limits represent subaerial exposition and/or marine flooding surface. Thickness varies from 3 to 9m, with average of 5,7m.
	Type 6	Symmetrical cycles consisting in siliciclastic subtidal/intertidal setting with predominance of mudstone and laminated fine sandstone, and supratidal facies with rare layers of silicified dolostones and chert with <i>tepee</i> and wrinkle stromatolite. Cycle limits represent subaerial exposition. Thickness varies from 4 to 6,5m with average 5m.

The FA1 consist in asymmetrical cycles with 2 to 6m thick of subtidal/intertidal and subtidal/intertidal/sabkha cycles referred, respectively, as type 1 and type 2 (Figure 6.5). The cycle type 1 consists in subtidal massive dolostone overlain by intertidal intraclastic

dolopackstone with megaripple bedding. The cycle type 2 is restricted to the top of FA1 and shows similar facies observed in type 1, but shows supratidal/sabkha facies in the upper portion of cycle, comprising enterolithic bedding and domical to stratiform stromatolite biostrome. The boundaries cycles are exposure surface with tepee structures amalgamated with marine flooding surface. In both types occur silicified evaporite molds combined with silex nodules. The cycle type 1 predominates in the base of AF1 and grades upsection into the type 2, generally exhibiting thickening upward of intertidal to supratidal facies.

The FA2 consist of shallowing upward predominantly symmetrical cycles with 1,5 to 8m-thick, individualized in 4 types (Figure 6.5): subtidal (type 3), subtidal/intertidal (type 4), subtidal/mixed intertidal (type 5) and siliciclastic subtidal/intertidal cycles (type 6). The type 3 cycle consists in massive dolostone interbedded with oolitic dolograins interpreted as subtidal deposits. Pseudo-columnar stromatolite levels generally mark the cycle boundaries overlying massive dolostone notably indicating change in water column depth. Subtidal/intertidal facies characterize the cycle type 4. Dolomitic sandstone with megaripple bedding and evaporite molds from intertidal facies overlies subtidal facies with transitional contact highlighted by pseudo-columnar stromatolites. Desiccation cracks in the top of cycle suggest subaerial exposure overlain by marine flooding surface.

The presence of sandstone and rhythmite layers in cycles type 5 and 6 indicate great contribution of siliciclastic material to peritidal areas. The cycle type 5 present the same subtidal facies observed in the others cycles, but are succeeded by mixed intertidal facies, remarkably with than 70% of siliciclastic in the framework, being overlaid by sandstone layers with up to 2m-thick. The cycle boundaries represent amalgamation of subaerial exposure and marine flooding surfaces. The principal feature of cycle type 6 is the predominant siliciclastic composition, as mudstones and laminated fine sandstone those represent the siliciclastic subtidal/intertidal facies, with rare thin layers of silicified dolostone and chert. Tepee and wrinkled stromatolite biostrome mark the cycle boundaries.

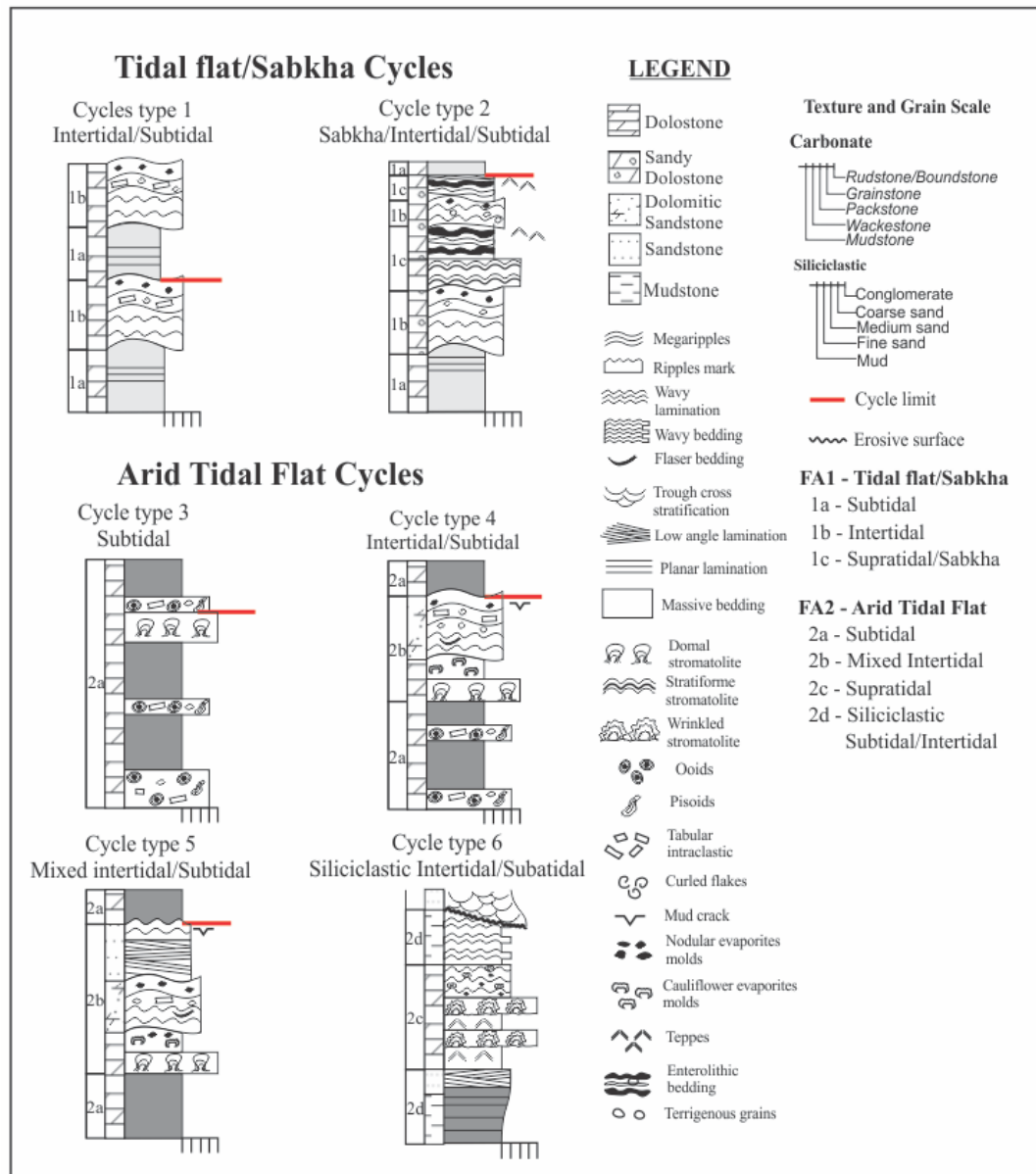


Figura 6.5 – Types of shallowing/brining upward cycles of Nobres Formation.

6.4.4 Biostratigraphy

Large acanthomorphic (spines) acritarchs described from Ediacaran shales, cherts, and phosphorites worldwide (e.g. China, Australia, Siberia, India, Svalbard, and Baltica) characterize the lower part of the Ediacaran system and provide a useful biostratigraphic tool for Ediacaran subdivision and correlation (Narbonne et al. 2012). The systems represented by Doushantuo-Pertatataka acritarchs (DPAs), Ediacaran Complex Acanthomorph-dominated Palynoflora (ECAP) or large ornamented Ediacaran microfossils (LOEMs). The most ancient biozone, exhibits smooth-walled leiospheres while the youngest exhibit large acanthomorphs. (Zhou *et al.*, 2001, 2007, Grey *et al.*, 2005, Cohen *et al.*, 2009). Ediacaran acritarch

assemblage zones have been distinguished in Australia by Grey (2005) in two biozones: the post-Marinoan ELP biozone-“*Ediacaran Leiosphere Palynoflora*” (~620 Ma- 580 Ma); and the exclusively Ediacaran ECAP biozone- “*Ediacaran Complex Acanthomorph Palynoflora*” (~580 -570 Ma). In Brazil, locally documented Neoproterozoic microfossils correspond to *Bavlinella faveolata*, *Siphonophycus* sp., *Symplassosphaeridium* sp. *Leiosphaeridia* sp., *Soldadophycus bossii*, *Eoholynia corumbensis*, cyanobacteria filaments and possible protozoons (Hidalgo 2002; Gaucher *et al.* 2003). The knowledge of diagnostic shallow-water acanthomorphic acritarchs in sediments in Asia, Australia and Europe, contrast with the poor microfossil documentation in deep-water deposits that hinders the global correlation of these Ediacaran biozones (Narbonne *et al.* 2012). Additionally, the taphonomic history of the microfossils since preservation and the different methods for extraction of the rocks, can introduce significant morphological noise in the taxonomic study (Grey and Willman, 2009). The microfossils assemblage obtained for the Araras Group followed carefully all the sampling and chemical procedures and combined with paleoenvironmental interpretation, provided a consistent biostratigraphic framework.

Rare acritarchs occurs in the lower portion of Araras Group, particularly in Mirassol d'Oeste and basal Guia formations, and in the upper Nobres Formation. Microfossils occur at the top of cap dolostone (Mirassol d'Oeste Formation) and in the cap limestone (basal Guia Formation) consisting mainly of spheroidal forms and the biological diversity increase up section in the cap carbonate (Hidalgo, 2002, 2007). The assembly is mainly composed by *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova, 1973) and *Leiosphaeridia minutissima* (Naumova, 1949), although also occur *Chlorogloeaopsis* sp., *Chlorogloeaopsis contexta*, *Siphonophycus capitaneum* (Nyberg & Schopf, 1984), *Siphonophycus robustum* (Schopf, 1968), *Blavinella faveolata*, *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Lophosphaeridium granulum*, *Micrhystridium geminatum*, *Gyalosphaeridium* sp. and coccoidal cyanobacteria of colonial habitat *Dictyotidium minor*. These microfossils is coeval with the ELP palynoflora biozone described by Grey (2005) in Australia for the assembly of taxa of leiosphere *Leiosphaeridia crassa* (Pykhova, 1973) and *Leiosphaeridia minutissima*, suggesting a Lower Ediacaran age for these deposits.

The assemblages of microfossils found in the upper Nobres Formation are more complex than found in the base of the Araras Group, characterized by abundant amorphous organic matter and degraded microfossils. The paleoenvironmental interpretation for upper Nobres Formation indicate a tidal flat setting with abundant terrigenous inflow, hypersaline

waters and periodically subaerial exposure. These depositional conditions indicate stressing environment and explain the low diversity of microfossils, as well as, the poor preservation of organic matter. The taxa of acritarchs identified include *Cavaspina acuminata* (Kolossova, 1991), *Chlorogloeaopsis* sp., *Obruchevella* sp., *Ericiasphaera* sp., *Appendisphaera barbata* (Grey, 2005), *Tanarium irregulare*, *Tanarium conoideum* e *Micrhystridium pisinum* (Figure 6). The acritarch genera *Tanarium* found in the upper Nobres Formation exhibit moderate degradation, but the ovalar vesicle and irregular morphology is still visible, similarly like those documented in Australia (Grey, 2005). Additionally, their large size characterize these acritarchs as acantomorphs and strongly correlated these microfossils to the ECAP Biozone described by Grey (2005) in Australia, probably related to the *Tanarium irregulare-Ceratosphaeridium glaberosum-Multifronsphaeridium pelorium* Assemblage Zone. This assemblage can be correlated also with Volhyn/Redkino assemblage (Amadeusian) proposed by Vidal and Moczydlowska (1997). The ECAP biozone acantomorphs would have emerged at least 20 Ma after the Marinoan Event, as a result of the meteorite impact that formed the Acraman crater, indicating an age between 580 -570 Ma. This suggests a mid-Ediacaran age for Upper Nobres Formation exposed in the Cáceres Region.

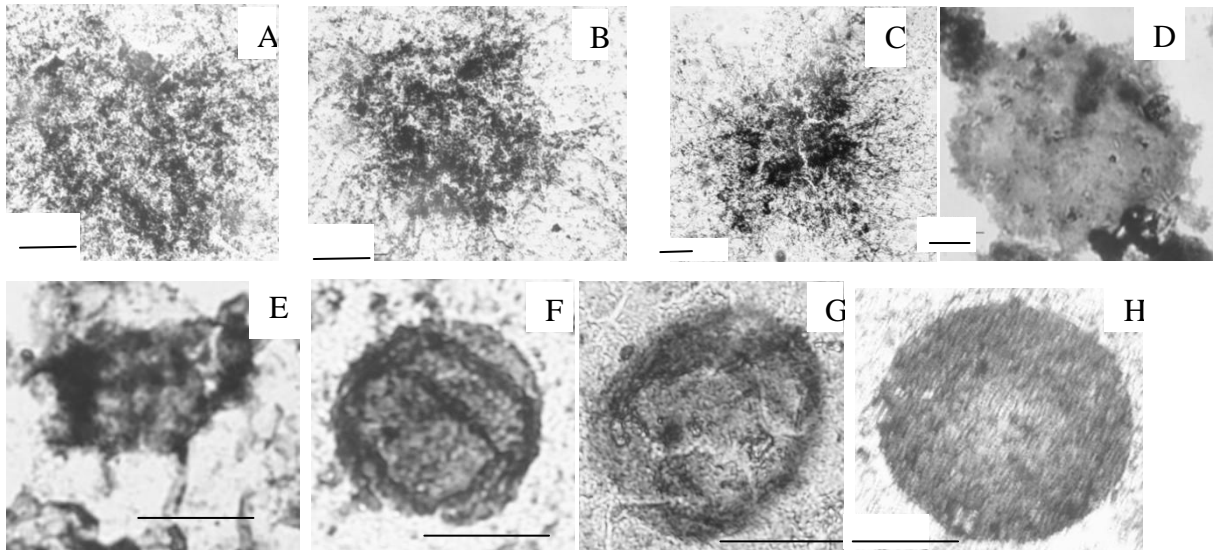


Figure 6.6 - Ediacaran acritarchs of Nobres Formation. A, B and C, *Tanarium irregulare*. D, *Lophosphaeridium granulatum*. E. *Tanarium conoideum*. F and G. *Leiosphaeridia*. H. *Wengania globosa*. Bar scale: 50 μ m in figures A, B, C and H, and 20 μ m in figures D, E, F, and G.

6.5 HIGH FREQUENCY STRATIGRAPHY

The Nobres carbonate succession have been previously interpreted as composite sequence formed by two high-frequency sequences built by peritidal parasequences (Nogueira *et al.* 2007). In this work, the cycles and the system tracts from Nobres Formation is re-evaluated based on long-term variation and in the generation of accommodation space. We document forty-four cycles of subtidal and peritidal in origin, stacked in ~200 m-thick carbonate succession. The shallowing upward cycles of fourth-order, grouped in cycle patterns (α , β , and γ) or “building blocks” into third-order cycles, comprising megacycles sets (C1, C2, and C3). The boundaries surface (S) and the system tract of third order-order sequence are recognized by vertical stacking patterns of tidal flat cycles, higher-frequency analyses and supported by Fischer plot (Figure 6.7).

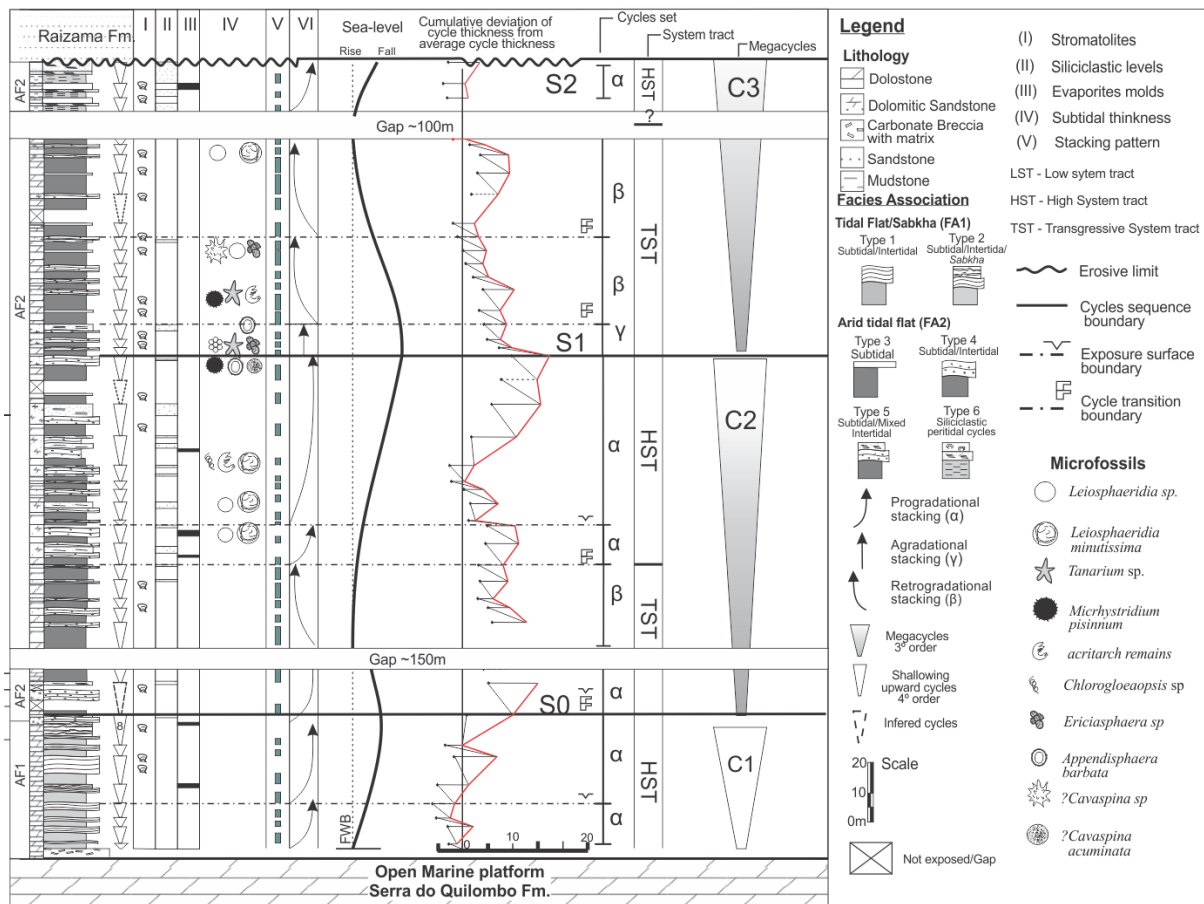


Figure 6.7 - Stacking pattern in meter-scale peritidal cycles of Nobres Formation. The analysis compare the frequency of stromatolites, siliciclastic layers, evaporite molds, thickness of subtidal facies and the relative sea-level curve (modified of Nogueira *et al.* 2007). Palynomorphs and *Fischer plot* complete the stratigraphic analysis of Nobres Formation. System tracts indicate three depositional sequences or megacycles. The basal HST is component of a depositional sequence that include the Serra do Quilombo deposits.

The individualization of cycle patterns followed systematic variation in the cycle thickness upward indicative of progradational, retrogradational or aggradational trends. The α pattern is characterized by cycles with progradational tendency defined by progressive thickening upsection of intertidal/supratidal facies, followed by thinning upward of subtidal facies, concomitant with frequency increase of evaporites and/or siliciclastic material contribution. The β pattern reflects retrogradational trend, consisting in cycles with thickening upward of subtidal facies associated with increase of stromatolites frequency and decrease of evaporite and siliciclastic levels. The γ pattern is aggradational where the thickness of tidal flat facies is symmetrical along the profile.

The C1 consist in 9 cycles (average 4,51m) represented by types 1 and 2 cycles comprising the FA1 (Figure 6.7). The first cycles were developed on the carbonate breccia layers, interpreted as facies contact between the open marine platform from Serra do Quilombo Formation and the tidal flat setting on inner platform. The upper boundary (S1) show the passage between FA1 and FA2 reflecting progressive change of type 2 cycle to type 5, marked by the first occurrence of siliciclastic layer in maximum accommodation space. The cycles with α pattern, show progradational tendency with thickening upward of intertidal facies and supratidal/*sabkha* facies, as well as, high frequency of evaporite molds and enterolithic bedding. Dessication cracks occur in the limits of cycle. The Fischer plot show initial low accommodation space that progressively increase upward (Figure 6.7). Exposure surfaces and increase of supratidal facies are associated to low subsidence rates. In contrast, the upward increase of the accommodation space reflect the thickening upward of intertidal/supratidal facies simultaneously with the first siliciclastic input.

The C2 consists in eighteen cycles (average 5,61 m), with cycles type 3, 4 and 5 (Figure 6.7). Cycles type 3 and 4 record the most complete rhythmicity in the base of C2, showing retrogradational tendency, typical of the β pattern. α pattern replace the β pattern by arrangement of cycles type 4 and 5. This change is simultaneous with thickening upward of mixed intertidal facies and siliciclastic layers concomitant with appearance of rare stromatolite biostromes. In the β - α pattern transition occurs a sudden “broken” in the accommodation space curve close to the exposure surface. In the upper part of C2 occurs a progradational tendency of tidal flat facies associated with the increase of accommodation space. In this part of succession, siliciclastic layers are more frequent in mixed intertidal facies.

The C2-C3 limit mark the transition between α pattern to γ pattern, referent the sequence boundary S1, coincident with the inflexion point on the accommodation space curve (Figure 6.7). The C3 comprising 18 cycles (average 4,38m) formed by cycles type 3 and 4, and rarely type 5. The succession initiate with aggradational trend of γ pattern succeeded by retrogradational tendency of β pattern. Either patterns exhibit abundant stromatolites biostromes, without or rare siliciclastic and evaporite facies. Cycle thickness reflect an accommodation space curve with smooth decrease upsection. The upper part of C3 is predominantly siliciclastic with very thin cycle type 6. The carbonate component is rare or absent. Silicified evaporite molds or wrinkly stromatolites associated with tepee layers mark the cycle boundaries. This final deposition stage had low accommodation space resulting in thin siliciclastic intertidal cycles. The top of C3 is an expressive unconformity, the sequence boundary S3, overlaid by siliciclastics of Raizama Formation, the basal unit of Ediacaran to Cambrian? Alto Paraguai Group.

The stacking patterns define two system tracts included into three third-order sequences (megacycle sets), three highstand system tract (HST) and two transgressive system tract (TST). The progradational cycles bundling predominantly correspond to intertidal/supratidal facies, attributed to the HST condition. HST reflects initial stage of low accommodation space that increase upward (Figure 7). During the low accommodation, normally are observed exposure surface and, upsection, the frequency of siliciclastic and evaporite facies increase progressively. In contrast, the TST conditions form retrogradational and aggradational cycles with predominance of subtidal facies and abundant stromatolites layers. These tendencies characterize also the megacycles C2 and C3, where long-term changes reflect slow and progressive upward decrease in the accommodation space.

6.6 TRIGGER MECHANISMS AND SIGNIFICANCE OF CYCLES

The origin meter-scale cycles of Nobres Formation involve three-mechanism control, discussing below. The autocyclic mechanism invokes the progradation of tidal flat associated with constant subsidence rate. In this model, the subtidal environment is the main carbonate factory and the progradation of peritidal settings over subtidal areas caused decrease or, in some cases, hinders the carbonate production in shallow platform (Ginsburg 1971, James 1984, Lehrmann & Goldhammer 1999). These situations is an explanation for the progradational trends observed in α pattern. However, the autocyclic model cannot be invoked for the formation of subtidal cycles due to absence of tidal flat cap and transgressive sequence

(Osleger 1991; Tucker & Garlanda 2010). Thus, the autocyclic not support the development of β pattern cycle and the TST stages. Even admitting the autocyclic mechanism originating progradational trends, during the HST stage, the continuous subsidence alone is insufficient to explain the recurrent accommodation space generation. This process requiring an external factor to drive the long-term accommodation space changes.

The orbital-forcing mechanism triggered the Milankovich eustatic rhythms such as precession (~20kyr), obliquity (~40kyr) and eccentricity (short ~100 to long ~400kyr) (Goldhammer *et al.* 1987, Read & Goldhammer 1988; Goldhammer *et al.* 1990; Osleger 1991, Lehrmann & Goldhammer 1999, Fischer *et al.* 2004). This allocyclic control have been widely used for explain the origin of meter-scale cycles. The orbital movement is responsible for solar irradiation reaching the Earth's surface controlling the global temperature responsible by expansion and contraction of ice caps. Consequently, this mechanism lead eustatic variations responsible by recurrent generation of accommodation space. The orbital forcing explain the development of subtidal cycles by sea-level rise events (Read & Goldhammer 1988; Goldhammer *et al.* 1990; Osleger 1991). This constrain very well with retrogradational trends likely β patterns, exclusive from TST stage. The peritidal cycles identify HST stages or sea level fall events forming progradational trends, as observed in α pattern. Usually, the stacking cycles produced by orbital force would be have regular rhythm 4:1 or 5:1 bundling of cycles thickness trends (Goldhammer *et al.* 1987). A qualitative evaluation based fischer plot show rare 5:1 bundling of cycles thickness trends developed on TST stages (Figure 6.7). However on the HST stages was predominance of randomly bundling of cycle trends, which are not reproducible only by orbital forcing.

On idealized orbital-forcing mechanism, the curve of fischer plot have been used with a tool to determinate third-order relative sea-level fluctuation (Read & Goldhammer 1988, Osleger 1991). If considered a linear subsidence, during long-term sea level rise or subsidence increase, relatively thick cycles will develop, because the accommodation space increase due to the sea-level rise, recording as positive departure in the Fischer plot curve. In the case of long-term sea level fall or subsidence decrease, thin cycles developed because occur decrease in the accommodation space directly correlated to the negative tendency on Fischer plot curve. In the case of Nobres Formation, the Fischer plot data shows incompatibility between the thickness patterns of subtidal/intertidal facies and the Fischer plot curve. The TST stages, even with retrogradational trends, show smooth and low tendency in the accommodation space curve without any evidence of space generation during sea-level rise. In the same way,

would be expected progradational thin cycles during HST stage, associated with negative tendency of the Fischer plot curve. In fact, occurs the increase in the accommodation space reflecting the thickening upward cycles compatible with intertidal/supratidal facies. These cycle stacking patterns suggest another external mechanism, but not discard completely the orbital forcing as secondary trigger, despite the low magnitude in the control of cycle origin.

Tectonic process is the last possibility of an allocyclic mechanism responsible by generation of small-scale cycles, controlling periodically the subsidence of sedimentary basin (Cloethinght 1986, Bosence *et al* 2009). Subsidence induced by extensional faults movements will generate accommodation space, controlling the cycle stacking patterns (Hardie et al. 1991; De Benedictis et al 2007; Bosence et al 2009). The balance between rates of carbonate accumulation and accommodation space generation lead the shallow- to deep-upward tendencies with different arrangement into the structural fault site (De Benedictis et al 2007, Bosence 2009). Synthetic cycles model (De Benedictis et al. 2007) demonstrated that in syndepositional hanging wall and grabens sites or ‘yo’ tectonic structure, the rapid subsidence is followed by slower subsidence, consisting in symmetric deepening to shallow upward or just asymmetric shallow upward cycles. This same model considers in the footwall and horst sites, a “yo-yo” tectonic structure, admitting rapid uplift followed by slower subsidence, where are developed asymmetrical subtidal facies capped by exposure surface or diagenetic layer formed during uplift movement.

The tectonic triggered can be a key to explain the variability in the accommodation space rate, recorded in the Fischer plot patterns for Nobres Formation. The *downdropping* fault movement might be the factor responsible for abrupt accommodation space generation during the HST stages, while on landward areas submitted to uplift provide new siliciclastic source. Thus, the accommodation space created by fault movement is filling by tidal flat sediments following progradational tendency, demonstrated by α pattern, exemplified by cycles type 4, 5 and 6. The Fischer plot curve shows generation of accommodation space also during sea-level fall observed in the top of C2 (Figure 6.7). We invoke a probable negative tectonic movement compensating the sea level fall promoting high rate of accommodation space generation and tidal flat progradation. Additionally, the abrupt subsidence is followed by slower subsidence period representing TST stage, confirming the previous tectonic model. The TST stage have retrogradational trends, with β and γ patten built by cycle type 3 and 4, with abundance of stromatolites layer and predominance of carbonate composition. High carbonate production rates occur in equilibrium with recurrent accommodation space

generation. Subtidal areas become abundant and consequently increase proliferation of microbial colonies, favored during TST conditions.

Siliciclastic inflows influenced the subtidal setting, mostly in the establishment of microbial colonies, which are rare or absent in cycles with high amounts of siliciclastic contribution. If admitted the Proterozoic carbonate production model through microbial induced mineral precipitation (Grotzinger 1989, Grotzinger & Knoll 1999), the record of stromatolites biostromes along the Nobres tidal flat deposits suggest that the principal carbonate factory was the subtidal zone. The increase upsection of siliciclastic inflow suggest landward uplift generating new sources areas. The continental input upon peritidal areas strongly influenced the microbial activity and consequently explain the decreasing the carbonate production observed in the upper part of Nobres Formation.

The evaluation of high frequency peritidal cycles of Nobres Formation indicate as main mechanism of origin the combination of autocyclic and allocyclic process. Despite all mechanism could be overprint or cause interference between them in some parts of Nobres succession we could inferred the dominant mechanism. Orbital-forcing eustasy seems to explain the most long-term megacycles. In the other hand, the evaluation of fischer plot curve against sea-level curve indicate, at least, episodes of tectonic overprint that influenced the generation of accommodation space. Finally, the unique succession evaluated here is not sufficient to obtain a complete paleoenvironmental scenery to explain the intriguing stacked small-scale cycles of Nobres Formation, but initiate an understanding of the final events that lead the disappearance of Neoproterozoic carbonate platform in Southern Amazon Craton.

6.7 FINAL REMARKS

6.7.1 The disappearance of Neoproterozoic carbonate platforms

The influx of siliciclastic material in the top of Nobres Formation progressively increase until the unconformity with the siliciclastics deposits of Raizama Formation. This observation carried out in the Cáceres region, suggest extraordinary input upon peritidal areas during the final stages of Araras carbonate Platform sedimentation. Consequently, the suppression of microbial activity could has caused the complete elimination of carbonate production. The siliciclastic influx invoke revitalization of source areas during implantation of peritidal carbonate settings in the Southern Amazon Craton during the Ediacaran. Tidal flats (Nobres) were adjacent to shallow sea (Serra do Quilombo) and preceded the implantation of a proeminent siliciclastic coastal to platform system related to Raizama deposits. Overall, the

analysis of peritidal cycles suggests a progressive decrease in the accommodation space and extended periods of exposure led to backstepping and platform demise. The unconformity in the top of Nobres carbonate succession collaborate with the expressive erosion event upon shallow carbonate basins during mid-Ediacaran. The renewing of uplifted source area has been associated with tectonic event related to ocean closure (Thover et al 2010, Bandeira *et al.* 2012). The convergence between the Amazonian and Paranapanema (?) blocks resulted in closure of an ocean during the Ediacaran, denominated Clymene around 540-520Ma. However, the detailed data presented here about the Upper Araras Group do not allow define what the ocean closure event really occurred in the mid-Ediacaran

6.7.2 Implications for occurrence of Mid-Ediacaran Glacial Event

If was admitted the relative age of 580-570Ma for Nobres Formation, the Gaskiers glaciations could be have some influence on the cycles patterns describe here, those would be similar to those produced by orbital forcing mechanism. In this case would be expected that in the final deposition of Araras Group a decline on the sea level due to the expansion of ice caps in the Gaskiers glaciation event. It would also be expected changes in the cycle composition (e.g. the decrease of evaporitic and stromatolitic facies) due to the passage between arid environments with high evaporation rates to a glacial condition, features not recorded on Nobres Formation deposits. Another problem is the west part of the northern Paraguay Belt there are no records of Serra Azul Formation related to Gaskiers event which turn difficult the constrains a stratigraphic relation between both units. So why these deposits don't occur? One hypothesis is erosion of the Gaskiers deposits for the Araras Group upper limit is marked by an regional erosive surface with the Alto Paraguay Group that occur from the west of Amazon Craton to the northern Paraguay Belt. Other possibility is the Gaskiers deposit spatial disposition where occur filling paleovalleys and make this records restrict. However, with this evidence alone we can't prove or rule out the occurrence of this deposits. But we show there are not environment changes in the Nobres Formation according with the Gaskiers event, this is because the paleogeographic reconstructions, associated with evaporites and storm-influenced deposits in the Araras Group (e.g. Serra do Quilombo Formation), suggest tropical setting with wet to semi-arid climate for Amazonia during the Mid-Ediacaran.

6.8 CONCLUSIONS

The high-frequency analyses in the shallow upward cycles of Nobres Formation show that the stacking patterns for hundreds of meters indicate continuous and recurrent generation of accommodation space, probably triggered by orbital-forcing eustasy in the most long-term megacycles, concomitant with tectonic overprint marked by abrupt accommodation space generation and massive siliciclastic input by new continental *source area uplift*. These aspects collaborate for hypothesis that the carbonate platform of Araras Group was replacement by siliciclastic platform of Alto Paraguai Group, resulted of progradation of siliciclastics fluvial-coastal environments on costal tidal flats the principal carbonate factory. Palinomorphs data are correlated to ECAP (Ediacaran Complex Acantomorph Palynoflora) with ranging 600-550 Ma. This relative age suggest the Nobres Formation paleoenvironment and the stacking pattern could be influence by Gaskiers glacial event (~580 Ma) recorded by Serra Azul Formation. However, the previous data from paleogeographic reconstructions, associated with evaporites and storm-influenced deposits in the Araras Group, suggest tropical setting with semi-arid to wet climate for Amazonia during the Mid-Ediacaran. Despite our data not support Gaskiers event influence on the Nobres Formation, it's not means the disqualification the glacial event record when we consider the arrangement complexity from Paraguay belt.

ACKNOWLEDGMENT

This paper is a contribution to the Brazilian Institute of Amazonia Geosciences (INCT program – CNPq/MCT/FAPESPA – Proc. 573733/2008-2) and a contribution of the Sedimentary geology research group of UFPA (GSED/UFPA).The acknowledgments are extensive to Dr. Werner Truckenbrodt for discussion in this papers.

7 O ÚLTIMO REGISTRO DE $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ E $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ DA RAMPA CARBONÁTICA ARARAS, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, BRAZIL

Isaac D. Rudnitzki^{1,2}, Magali Ader⁵, Afonso C. R. Nogueira^{1,2,3}, João M. Milhomem Neto^{1,2}, Moacir J.B Macambira^{1,2,3}, Alcides N. Sial⁶

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil;

²Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM), Belém, Brazil;

³Instituto de Geociência da Universidade Federal do Pará, Belém, Brazil

⁴Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

⁵Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables, Université Paris 7, Institut de Physique du Globe de Paris, France

⁶NEG-LABISE, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, CP 7852, 50670-000, Recife, PE, Brazil

Email rudnitzki@ufpa.br; ader@ipgp.fr; anogueira@ufpa.br; milhomem@ufpa.br; moamac@ufpa.br; sial@ufpe.br

RESUMO

O Grupo Araras Superior, formações Serra do Quilombo e Nobre, é reconhecido como um sistema de rampa carbonática e o principal registro após a sucessão carbonática pós-Marinoana e o evento de glaciação Gaskiers (~580 Ma) encontrado ao sul do Cráton Amazônico. Neste trabalho apresentamos novos dados estratigráficos e de isótopos de carbono em carbonatos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) obtidos em duas seções do Grupo Araras superior ao longo da Faixa Paraguai Norte, nas regiões de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso, Brasil. Ao longo da rampa carbonática foram identificados padrões isotópicos de carbono em função de cada ambiente deposicional representado por rampa externa e intermediária com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ por volta de ~0‰ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -29 to -25‰, rampa intermediária rasa com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ positivo (+3‰) e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ >-25‰, e rampa interna com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negativo (-3‰) e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -31 to -25‰. A variação mínima, porém significativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ associado com a combinação dos isótopos de carbono ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) sugerem um oceano predominantemente oxidante com variações mínimas nas condições redox na interface sedimento/água que inclui: i) nível anóxico limitado a interface água/sedimento em zonas distais da rampa externa, associada a diagênese orgânica precoce por meio de atividade quimiosintéticas; ii) nível oxidante equivalente a depósitos de mar aberto da rampa externa e rampa intermediária, caracterizada pela coluna da água oxidante e produção primária fotossintetizante em equilíbrio com a atmosfera; iii) nível oxidante com baixo $p\text{CO}_2$ em águas rasa da rampa intermediária associado a alta razão de precipitação de inorgânica de carbonato; iv) nível oxidante restrito: exclusivo da zona de rampa interna, associado a alta taxa de produção primária fotossintetizante e re-mineralização efetiva da matéria orgânica conduzidos por processos de oxidação e anóxia em função a variação do nível relativo do mar. Este modelo suporta a proposta de um oceano oxidante após o evento de glaciação Marinoana durante a evolução da plataforma carbonática Araras, bem como a ausência de alterações no ciclo do carbono relacionados ao possível evento de glaciação Gaskiers (~580 Ma) proposto para o sul do Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The upper Araras Group, Serra do Quilombo and Nobres formations, is the principal record after post-Marinoan carbonate strata and the Gaskiers glaciations event (~580 Ma) from the Amazon Craton and represent a carbonate ramp evolution in the last stages of Araras Group. In this work we provide new data of stratigraphic and carbon isotope in carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and organic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) from two sections along the Northern Paraguay Paraguay belt in Cáceres and Nobres regions, Mato Grosso State, Brazil. Across the carbonate ramp was identified carbon isotopic patterns follow the specific depositional setting, that included: deep and middle ramp with $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ around 0‰ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ between -29 to -25‰, shallow middle ramp with $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ positive (+3‰) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ >-25‰, and inner ramp with $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negative (-2‰) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ between -31 to -25‰. The small but significant variations of

$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ associated with carbon isotopic composition coupling ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) suggest a oxic ocean with small variation in the redox conditions in the sediment/water interface due by effective remineralization of organic matter in the early diagenesis, that include: i) Anoxic layer restrict to distal zone of deep ramp with early organic diagenesis conduct by chemosynthetic organism; ii) Oxidic layer in deep and middle ramp, that represent open sea with primary photosynthetic activities and isotope equilibrium between the ocean and the atmosphere; iii) Oxidic layer with low $p\text{CO}_2$ in the shallow middle ramp associated with high ration of inorganic carbonate precipitation; iv) Oxidic layer restrict with effective organic early diagenesis on oxidic or anoxic condition in sediment/water interface due by relative sea level changes. This model support oxidic condition proposed to Araras platform after Marinoana glaciations, and reveal that there is not change in the carbon cycles in function of possible Gaskiers glaciation event admitted to Amazon Craton.

Palavras chaves: Isótopo de carbono, oxidação do oceano, diagênese orgânica precoce, Grupo Araras Superior, Neoproterozoico

7.1 INTRODUÇÃO

A sucessão sedimentar da Faixa Paraguai Norte, centro-oeste do Brasil, tem sido um importante objeto de estudo por apresentar registros de glaciações extremas ocorridas no final do Neoproterozoico, como as glaciações Marinoana há ~635 Ma e Gaskiers há ~580 Ma (Nogueira *et al.* 2003; Alvarenga *et al.* 2004; Alvarenga *et al.* 2007; McGee *et al.* 2014). Neste contexto encontram-se os carbonatos do Grupo Araras, interpretados como uma plataforma carbonática de margem passiva, que se desenvolveu entre as glaciações do Ediacarano inferior e médio. Assim, o Grupo Araras tem sido utilizado como base de dados para modelos de condição redox para oceanos Neoproterozoico, bem como documentar eventos de mudanças paleoambientais como as glaciações e o evento de oxigenação dos oceanos que se desenvolveram neste período da história da Terra (Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007; Sansjonfre *et al.* 2011; McGee *et al.* 2014, Sansjonfre *et al.* 2014).

A composição isotópica primária de carbono em carbonatos reflete a composição isotópica do carbono inorgânico dissolvido na superfície da água oceânica (DIC), sendo utilizada como ferramenta para traçar alterações no ciclo do carbono relacionado a eventos de glaciação ou efeitos de oxidação em registros do Pré-Cambriano (Kaufman & Knoll 1995; Hayes *et al.* 1999, Halverson *et al.* 2005, Grotzinger *et al.* 2011). Atualmente a associação entre os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) permitem complementar as interpretações sobre o ciclo do carbono e o equilíbrio de CO_2 dissolvido na água do mar e na atmosfera durante o Neoproterozoico (Hayes *et al.* 1999, Calver 2000, Ader *et al.* 2009). Embora exista um arcabouço quimioestratigráfico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ para o Grupo Araras (Alvarenga *et al.* 2004, Alvarenga *et al.* 2008, Nogueira *et al.* 2007), o significado das excursões isotópicas de carbono-13 são interpretadas apenas para sucessão de capa carbonática pós-Marinoana, base do Grupo Araras (formações Mirassol d' Oeste e Guia). Enquanto que a porção superior,

composta pelas formações Serra do Quilombo e Nobres, as discussões permanece breves, sem levar em consideração os possíveis efeitos diagenéticos no sinal isotópico de carbono primário.

O presente trabalho apresenta pela primeira vez um modelo de condição redox presente na coluna da água oceânica durante a última fase de sedimentação do Grupo Araras, baseado na combinação dos padrões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ e TOC. O arcabouço quimioestratigráfico foi construído a partir de seções estratigráficas compostas, nas porções oeste e leste da Faixa Paraguai, que incluem os municípios de Cáceres e Nobres respectivamente, Mato Grosso, Brasil (Figura 7.1A e B). O modelo também leva em consideração as possíveis anomalias de carbono conduzidas por alterações diagenéticas precoce ou de soterramento. Estes resultados também abrem oportunidade para discussão sobre os possíveis efeitos de alteração no ciclo do carbono em função do evento de glaciação Gaskiers, bem como contribuir para a compreensão do evento de oxigenação implantado no final do Ediacarano.

7.2 GEOLOGIA REGIONAL

O presente trabalho foi realizado ao longo do segmento tectônico da Faixa Paraguai Norte, porção central do Brasil. A sutura tectônica ocorre ao longo da borda S-SW do Cráton Amazônico, desenvolvida durante a orogênese Brasileira/Pan-Africana, por volta de 600-540 Ma (Almeida 1964, Trompette 1997). Dentro deste contexto encontra-se o Grupo Araras, uma sucessão carbonática com cerca de ~800m de espessura, que recobre diretamente os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga interpretada como registro da glaciação Marinoana há ~635 Ma (Nogueira *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004 Nogueira *et al.* 2007). O Grupo Araras é individualizado em quatro unidades litoestratigráficas (Figura 7.1C): Formação Mirassol d' Oeste, que consiste em dolomito e microbialito róseo em depósitos de capa carbonática pós-Marinoana; Formação Guia composta por calcário e folhelho betuminoso escuros com leques de pseudomorfs de aragonita; Formação Serra do Quilombo com dolomito e dolomito arenoso cinzas; e Formação Nobres representada por dolomito, arenito dolomítico, microbialito, *chert*, arenito e pelito cinzas a vermelhos. A sucessão carbonática é recoberta pela superfície erosiva da Formação Raizama, base da sequência siliciclástica do Grupo Alto Paraguai (Nogueira *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012). A Formação Serra Azul define o registro do evento de glaciação Gaskiers a cerca de ~580 Ma (Alvarenga *et al.* 2007, McGee *et al.* 2013). Estes depósitos ocorrem restritos a porção

extremo-leste da Faixa Paraguai Norte, preenchendo vales glaciais incisos desenvolvidos sobre os depósitos do Grupo Araras (McGee *et al.* 2014).

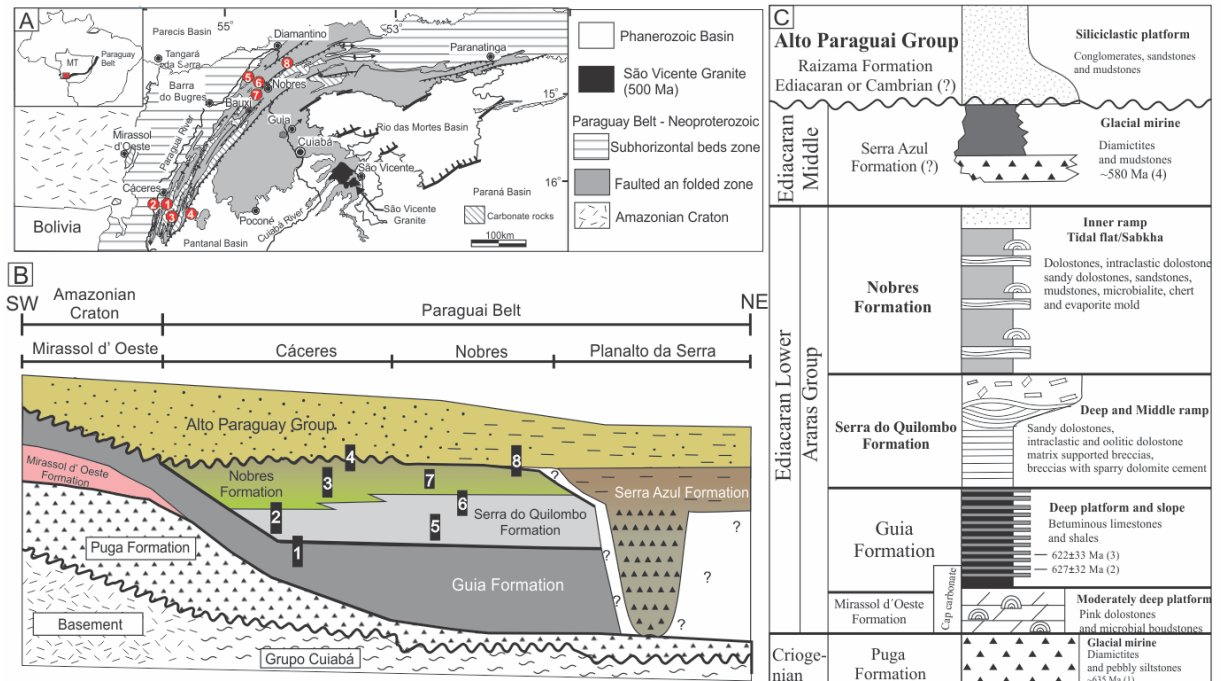


Figura 7.1 – Aspectos geológicos das áreas de trabalho. A) Localização das seções oeste e leste, regiões de Cáceres e Nobres respectivamente, centro-oeste do Brasil. B) Seção estratigráfica leste-oeste da sucessão Neoproterozoica da Faixa Paraguai Norte e sul do Cráton do Amazônico. Perfis levantados na pedra EMAL-CAMIL (1 e 2), rodovia BR-070 (3 e 4), pedra Copacel (5) e ECOPLAN (6 e 7), BR-364 (8 e 9); e C) Coluna estratigráfica da Faixa Paraguai Norte. Idades radiométricas: (1) Babinski *et al.* (2013); (2) Babinski *et al.* (2006); (3) Romero *et al.* (2012); (4) McGee *et al.* (2014); (5) Bandeira *et al.* (2012).

Idades radiométricas obtidas na base do Grupo Araras (Formação Guia) revelam idades de Pb/Pb de $627\text{Ma} \pm 32\text{Ma}$ (Babinsky *et al.* 2006) e $622 \pm 33\text{Ma}$ (Romero *et al.* 2012). A datação relativa baseada na assembleia de microfósseis aponta idade Ediacarana (620 a 580Ma) para base do Grupo Araras (Hidalgo *et al.* 2008). As idades radiométricas e relativas suportam a correlação quimioestratigráfica pós-glaciação Marinoana de $\sim 635\text{Ma}$ (Nogueira *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira *et al.* 2007). A porção superior do Grupo Araras não apresenta dados de datação disponíveis. Idades de $640 \pm 15\text{Ma}$ obtidas por meio de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovitas detríticas de diamictitos da Formação Serra Azul são interpretados como idade deposicional máxima robusta (McGee *et al.* 2014). Estas idades comparadas ao contexto estratigráfico da Formação Serra Azul, sobrepondo os carbonatos do Grupo Araras, sugerem sedimentação durante o Edicariano médio.

Os limites temporais permite deduzir que a sedimentação da porção superior do Grupo Araras (Formação Serra do Quilombo e Formação Nobres) ocorreu no intervalo de tempo

entre ~622Ma a ~580Ma. A intrusão do Granito São Vicente no embasamento metamórfico do Grupo Cuiabá, com idade de 518 ± 4 Ma (U-Pb em zircão), marca o término do evento deformacional na Faixa Paraguai e os estágios finais da acreção do supercontinente Gondwana, além de fornecer a idade mínima para deposição da cobertura sedimentar da Faixa Paraguai (McGee *et al.* 2011).

7.3 AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

As amostras estudadas foram coletadas nas regiões de Cáceres e Nobres, Estado do Mato Grosso, representantes da zona oeste e leste da Faixa Paraguai Norte respectivamente. As exposições ocorrem ao longo de cortes de estrada da BR-070 e BR-163, e nas pedreiras EMAL-CAMIL e ECOPLAN (Figura 7.1). Neste trabalho apresentamos dados inéditos da porção superior do Grupo Araras na porção leste da faixa, enquanto que os dados provenientes da porção oeste foram obtidos nos estudos de Nogueira *et al.* (2007) e Milhomem (2012). Para cada área foram construídos perfis estratigráficos compostos com até 350m de espessura, utilizados para o posicionamento estratigráfico de amostragem e reconstrução paleoambiental (Figura 7.2). Horizontes intemperizados, fraturados e recristalizados foram evitados para impedir problemas de alteração no sinal isotópico primário. No total foram avaliadas 226 amostras onde foram analisados isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos (rocha total), sendo 14 amostras selecionadas para coletas pontuais de constituintes diagenéticos, além de 62 amostras para análise de isótopo de carbono em matéria orgânica.

A grande parte dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ da região de Cáceres (171 amostras) foram obtidos no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE-UFPE). As análises foram realizadas no espectrômetro de massa triplo coletor e dupla admissão SIRA II, a partir do CO_2 extraído da dissolução de ~50mg de carbonato em ácido ortofosfórico (100%) a 25°C durante três dias para dolomita, e submetido a limpeza criogênica. Os resultados são apresentados na notação convencional de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ em permil (‰) relativo ao padrão PDB (*Pee Dee Belemnite*). As incertezas analíticas são de 0,1‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e 0,2‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$, baseado em múltiplas análises de um padrão interno do laboratório (BSC = *Borborema Skarn Calcite*).

Os dados provenientes da região de Nobres (66 amostras) foram adquiridos no *Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables, Institut de Physique du Globe de Paris* (GIS-IPGP). O protocolo de análises segue com a extração de CO_2 de carbonatos utilizando ácido fosfórico a 100% (H_3PO_4) em duas fases de dissolução, uma a 25°C durante 4 horas para

extração de calcita e outra a 80°C durante 2 horas. A composição isotópica do carbono e oxigênio do CO₂ adquirido foi mensurada pelo espectrômetro de massa *Analytical Precision* 2003 (AP2003) em fluxo de hélio contínuo. Os dados são apresentados na mesma notação convencional. A reprodutibilidade dos $\delta^{13}\text{C}$ é de 0,1‰ e para o $\delta^{18}\text{O}$ de 0,2‰, foram verificadas em múltiplas análises do padrão interno do IPGP. Apesar de terem sido observados sinais de $\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ durante a extração de CO₂ da calcita, o sinal isotópico é de baixa magnitude. Isso sugere a dissolução parcial dos cristais de dolomita durante a fase de dissolução da calcita (4h/25°C), reflexo de possíveis relictos de calcita e/ou aragonita remanescentes da dolomitização. Estes valores foram utilizados para avaliação da preservação do sinal de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos e matéria orgânica (Tabelas 1 e 2).

A reprodutibilidade entre os laboratórios foi avaliada por meio de 30 replicadas e comparação dos resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ (Tabela 1). A reprodutibilidade de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ é melhor que 0,1‰, com diferença entre valores de 0,02-0,3‰ com média de 0,1‰, sendo considerados como intervalos dentro incerteza analítica, e sugerem boa qualidade na reprodução. O $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ apresenta menor grau de reprodutibilidade, com diferença de valores >1,5‰, variando entre 0,08-4,55‰ com média de 1,2‰. Isso pode ser atribuído a maior sensibilidade do fracionamento isotópico térmico do oxigênio durante a extração do CO₂ da dolomita na fase dissolução aquecida. Assim a curva de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ foi descartada para interpretação paleoambiental, mas utilizada como parâmetro para avaliação de alterações diagenéticas. A reprodutibilidade dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em laboratórios com mecânicas e protocolos análises distintos, confirmam a qualidade dos dados obtidos e valida os métodos analíticos de cada laboratório. Os resultados com diferenças acima do erro analítico foram descartados da interpretação paleoambiental ou substituídos pelos valores mais próximo do contexto isotópico.

Os dados de isótopo de carbono em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) foram obtidos a partir da extração da matéria orgânica por meio da dissolução total dos carbonatos utilizando HCl (6N) a temperatura ambiente durante uma noite, seguido da renovação do ácido dissolução aquecida a 80°C durante 2h. O material residual (matéria orgânica e insolúveis) foi analisado no laboratório do IPGP, utilizando o Analisador Elemental Flash EA1112 acoplado ao espectrômetro de massa Thermo Finnigan DELTA plu XP via interface ConFlo IV. Três padrões internos foram usados para calcular o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, além de um padrão interno com cinco massas (mg) distintas, usadas para estimativa de concentração de carbono no material residual ($\text{TOC}_{\text{residual}}\%$) e recalculado para o concentração em amostra total ($\text{TOC}_{\text{total}}\% = \text{TOC}_{\text{residual}}\% \times$

%descarb/100) com incerteza de $\pm 10\%$. A reprodutibilidade feita com padrão interno do laboratório é de $\pm 0,1\%$ para o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e expressa em escala PDB.

7.4 RESULTADOS

Os dados levantados permitiram elaborar o arcabouço quimioestratigráfico em duas seções estratigráficas compostas da porção superior do Grupo Araras, na porção oeste e leste da Faixa Paraguai Norte (Figura 7.2). A composição isotópica de carbono em carbonato ($\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$) e matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) são apresentados na Tabela 1, junto com a composição isotópica de oxigênio em carbonatos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$), concentração de matéria orgânica total ($\text{TOC}_{\text{total}}$), e os pares de isótopos de carbono em carbonatos e matéria orgânica ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{dol}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). No geral a porção superior do Grupo Araras apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em dolomita entre -2,4 a 1,4‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ em calcita variando entre -1,3 a 0,8‰, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ variando entre -10,2 a -3,1‰. A grande parte das amostras são ricas em carbonato (>80% de constituintes) associados a baixa porcentagem de $\text{TOC}_{\text{total}}$ entre 0,001 a 0,02%, com rara concentração acima de 0,02%. O $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variando entre -31 a -20‰, e $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ com valores no range de 18,0 a 30‰, além disso são documentados sinais anômalos positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de -15 a 6,4‰ que dão valores baixos de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$.

A construção da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em cada perfil composto permite estabelecer e confirmar a correlação estratigráfica entre os depósitos da porção superior do Grupo Araras presentes nas porção oeste e leste da Faixa Paraguai Norte (Figura 7.2). Isso porque a evolução da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ individualiza de forma clara a Formação Serra do Quilombo com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ próximo de 0‰ enquanto que a Formação Nobres consiste em valores entre 0 a -2‰ em ambas as áreas estudadas. Estes dados confirmam a individualização quimioestratigráfica feita por Nogueira *et al.* (2007) para o Grupo Araras superior. Entretanto não é possível observar padrões de distribuição de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$, e $\text{TOC}_{\text{total}}$ que individualizem estas unidades, mas isso não descarta seu significado no contexto paleoambiental ou diagenético.

O Grupo Araras superior é definido como o registro da evolução de sedimentação de uma rampa carbonática desenvolvida durante trato de sistema de mar alto, no final do Ediacarano (Rudnitzki *et al.* In progress). A sucessão carbonática é individualizada em depósitos de rampa externa, rampa intermediária e rampa interna, onde as duas primeiras consistem na Formação Serra do Quilombo e a última na Formação Nobres. A confirmação da correlação regional em conjunto com os dados fácies sedimentar e isotópicos, permite traçar o

comportamento da composição do carbono ao longo da rampa carbonática Araras e os ruídos diagenéticos presentes em cada ambiente deposicional.

7.4.1 Rampa externa (Formação Serra do Quilombo)

Os depósitos de rampa carbonática externa representam a base da Formação Serra do Quilombo e estabelece o contato inferior da unidade com Formação Guia. Estes depósitos apresentam aproximadamente 45m de espessura dispostos em camadas tabulares, que consistem em dolomito fino maciço a laminado com concentração de matéria orgânica e terrígenos ao longo das laminações. O arcabouço é predominantemente composto por dolomita microcristalina com raros terrígenos. Estes são interpretados como depósitos de *offshore* da rampa externa, caracterizados pela deposição de lama carbonática em ambiente de baixa energia em águas profundas, abaixo do nível de ação de ondas de tempestade, associados a influxos de terrígenos por eventos de tempestade. Para o topo da sucessão passam de forma transicional para os depósitos de *shoreface* influenciado por tempestade da rampa intermediária. Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ são próximos de 0‰, com raros pontos positivos (<1,0‰), revela uma curva isotópica homogenia constante (Figura 7.2). Já o $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ apresenta intervalo de -10,0 a -3,8‰, onde os valores negativos menos que -9‰ ocorrem concentrados no na base dos depósitos associados a brechas cimentadas, o restante dos valores não apresentam padrão de dispersão ao longo do intervalo estratigráfico, mas caracterizam uma dispersão vertical do $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ em função do $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ (Figura 7.3). Estes depósitos também apresentam baixa porcentagem de TOC em rocha total (<0,01%). O $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ apresenta intervalos de valores distintos em cada seção, onde na porção oeste $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ apresenta valores próximos de -25 a -26‰ enquanto que na porção leste prevalece $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ por volta de -28 a -29‰. Anomalias positivas pontuais de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ também são observadas com valor próximo de -20,0‰. O $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ reflete o gradiente lateral descrente do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ também variando em um intervalo de ~4‰.

Tabela 7.1 – Dados geoquímicos do Grupo Araras superior, com a Formação Serra do Quilombo representado pelos ambientes de rampa carbonática externa e intermediária, e Formação Nobres pela rampa interna

Amostra	Ambiente	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	%TOC ($\pm 5\%$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$
Região de Nobres							
PE-1*	Rampa carbonática externa (AQ1)	0,4		-4,2	0,005	-28,8	29,2
PE-5*		-0,4		-4,1			
PE-11*		-0,5		-5,1	0,004	-28,5	28,0
PE-13*		-0,1	-0,5	-4,8			
PE-17*		0,5		-4,5	0,006	-28,6	29,1
PE-19*		-0,2	0	-3,8			
PE-27		-0,3		-4,7	0,009	-29,8	29,5
PE-31		-0,3		-4,7			
PE-37*		0,1		-4,4	0,004	-28,3	28,4
PE-39*		-0,4		-4,6			
PE-41	0,1		-5,6				
PE-47	Rampa carbonática intermediária (AQ2)	1,3		-4,9	0,006	-9,9	11,1
PE-48*		0,7		-4,6			
PE-50*		1,1		-4,6			
PE-53*		0,0		-5,1			
PE-55*		0,1		-5,1	0,003	-25,9	26,0
PE-61		1,2		-5,3	0,012	-25,1	26,3
PE-62		0,6		-5,3			
PE-64		0,2		-5,1			
PE-65		0,0		-5,3	0,002	-20,0	20,0
PE-70*		0,2		-5,1	0,001	-25,6	25,9
PE-72	0,4		-5,0				
PE-78*	-0,2	0,0	-3,3	0,002	-27,4	27,3	
PE-81*	1,2	1,0	-4,5	0,013	-6,4	7,6	
PE-83	0,4		-5,4				
PE-84*	1,4		-4,9				
PE-89	-0,1	0,4	-4,3				
PE-90	0,0	0,3	-4,5				
PE-92*	-0,4		-5,3	0,006	-24,7	24,4	
PE-93	0,1		-5,1				
PE-98*	0,2		-5,2	0,020	-15,5	15,7	
PE-103*	-0,3	1,1	-4,2	0,004	-27,2	26,9	
PE-108	0,9		-5,0				
PE-111*	Rampa Interna (AN1, AN2)	0,2		-4,4			
PE-113*		1,2		-4,3	0,004	-26,4	27,6
PE-119		0,4		-4,5			
PE-120		0,1	0,6	-5,9	0,003	-19,0	18,8
PE-122		0,7		-5,3	0,019	-28,3	29,0
NO-2		0,0		-5,2	0,004	-25,5	25,4
NO-4		-1,0	0,3	-4,5			
NO-7		-0,5	-0,8	-5,3			
NO-8		-0,5	-0,3	-5,3	0,002	-23,2	22,7
NO-11		0,4	-0,1	-5,1			
NO-12	-0,4	-0,2	-5,1				
NO-14	-0,4	-0,2	-5,0				
NO-17	-0,9	-0,2	-5,2	0,005	-26,7	25,7	
NO-18	-1,1	-0,6	-5,1				
NO-21	-1,3	-0,9	-5,7				
NO-22	-1,1	-0,9	-5,1	0,019	-31,0	29,9	
NO-23a	-0,6	-0,9	-5,0	0,011	-28,1	27,5	
NO-23b	-0,3	-0,3	-5,1				
PRS-1*	-0,9	-0,1	-5,4	0,006	-26,4	25,5	
PRS-5	-1,0		-5,4				
PRS-8*	-1,1		-5,5	0,016	-30,3	29,2	
PRS-11	-1,5		-5,1				

Tabela 7.1 – Continuação...

Amostra	Ambiente	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	%TOC ($\pm 5\%$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$
Região de Cáceres							
Ec-10	Rampa carbonática externa (AQ1)	-2,4		-9,3			
Ec-11		-2,0		-10,2			
Ec-12		-1,3		-9,2			
Ed-89		-0,1		-4,7			
Ed-88		0,3		-4,5			
Ed-87		0,0		-4,2			
Ed-86* ¹		0,2	0,03	-5,0	0,005	-26,8	27,0
Ed-85		0,1		-4,3			
Ed-84		-0,1		-4,0			
Ed-83		0,1		-5,3			
Ed-82		0,2		-4,3			
Ed-81		0,2		-5,2			
Ed-80* ¹		0,1	0,19	-5,6	0,005	-25,9	26,0
Ed-79		0,3		-4,1			
Ed-78		0,1		-4,2			
Ed-77		-0,1		-4,6			
Ed-76		-0,1		-7,2			
Ed-75		0,0		-6,7			
Ed-74		0,1		-6,9			
Ed-73		0,1		-6,3			
Ed-72		0,1		-6,1			
Ed-71		0,1		-6,3			
Ed-70* ¹		0,0	0,0	-6,8	0,008	-25,4	25,4
Ed-69		0,1		-5,3			
Ed-66		1,0		-4,2			
Ed-65		-0,2		-6,6			
Ed-64* ¹		-0,1	-0,1	-5,7	0,003	-25,6	25,6
Ed-63		0,0		-4,8			
Ed-62		0,1		-5,6			
Ed-61		-0,1		-6,7			
Ed-60		0,0		-5,7			
Ed-59		0,0		-5,8			
Ed-58		0,2		-6,1			
Ed-57		-0,1		-6,0			
Ed-56		0,0		-5,8			
Ed-55* ¹		0,3	0,4	-4,3			
Ed-54		-0,1		-5,3			
Ed-52		-0,1		-4,9			
Ed-51		0,1		-4,9			
Ed-50		0,2		-4,6			
Ed-48* ¹		0,7	0,2	-4,4	0,002	-20,2	20,9
Ed-47		-0,1		-4,6			
Ed-46		0,0		-7,1			
Ed-45		0,0		-4,5			
Ed-44	Rampa carbonática intermediária (AQ2)	-0,3		-5,1			
Ed-43* ¹		-0,4	0,1	-4,6	0,007	-26,8	26,4
Ed-42		-0,5		-4,8			
Ed-41		-0,4		-4,7			
Ed-40		-0,3		-4,2			
Ed-39		-0,4		-4,4			
Ed-38		-0,3		-4,4			
Ed-37* ¹		-0,4	-0,2	-4,3	0,012	-26,1	25,6
Ed-36		-0,1		-5,2			
Ed-35		-0,2		-4,7			
Ed-34		-0,5		-4,4			
Ed-33* ¹		-0,1	0,1	-4,5			
Ed-32		-0,1		-4,7			
Ed-31		-0,5		-4,2			
Ed-30		-0,4		-4,0			
Ed-29		-0,4		-4,8			
Ed-28		0,1		-5,7	0,016	-25,6	25,5
Ed-27		0,1		-4,7			
Ed-26		0,1		-5,5			
Ed-25		0,1		-6,2			
Ed-24		0,2		-5,1			

Tabela 7.1 – Continuação...

Amostra	Ambiente	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\%$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ ($\pm 0,1\%$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\%$)	%TOC ($\pm 5\%$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($\%$)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb-org}}$
Região de Cáceres							
Ed-23	Rampa carbonática intermediária (AQ2)	0,0		-4,6			
Ed-22* ¹		0,0		-6,7			
Ed-21		0,0		-4,4			
Ed-18* ¹		0,0		-6,3	0,034	-13,5	13,5
Ed-17* ¹		0,0		-6,2			
Ed-16* ¹		0,0		-5,2			
Ed-15* ¹		-0,2	0,0	-5,8	0,011	-27,2	27,2
EC-1* ¹		0,0	0,1	-4,5	0,007	-26,4	26,4
EC-2		0,0		-5,3			
EC-3		0,0		-4,4			
EC-4		-0,1		-4,1			
EC-5* ¹		-0,3	0,2	-4,7	0,018	-26,6	26,4
EC-6		-0,2		-7,3			
EC-7		-0,2		-4,8			
EC-8	0,0		-4,8				
EC-9	-0,1		-6,2				
EC-10* ¹	-0,1		-4,9	0,003	-11,9	11,8	
EC-11	0,1		-4,7				
EC-12	0,4		-4,0				
EC-14	-0,3		-6,2				
EC-15* ¹	Rampa interna (AN1 e AN2)	0,4	0,8	-4,9	0,003	-23,3	23,8
Ed-01		0,3		-4,6			
EC-16		-0,2		-7,0			
EC-17		0,3		-4,3			
EC-18		0,2		-5,4			
EC-19* ¹		0,1	0,0	-4,9	0,006	-22,6	22,7
EC-20		0,1		-4,9			
EC-21		-0,1		-5,3			
EC-22		-0,1		-5,3			
EC-23		-0,1		-5,6			
EC-24* ¹		0,0	0,1	-5,6	0,008	-20,4	20,5
EC-25		0,0		-4,4			
EC-26		-0,1		-5,0			
EC-27		-0,1		-5,6			
EC-28		-0,4		-4,4	0,005	-27,1	26,7
EC-29		-0,3		-5,0			
EC-30		-0,5		-5,4			
EC-31		-0,5		-5,0			
EC-32* ¹		-0,6	-0,7	-6,2	0,014	-23,5	22,9
EC-33		-0,6		-5,2			
EC-34		-0,8	-0,4	-4,6	0,007	-26,3	25,5
EC-36		-0,6		-4,8	0,016	-26,0	25,4
EC-38		-1,7		-7,4			
EC-39*		-1,0	-0,6	-5,2	0,005	-27,2	26,3
A1C5-101		-0,6		-5,3			
A1C5-102		-0,8		-5,2			
A1C5-103		-0,9		-5,2			
A1C5-104* ¹		-0,6	-0,6	-5,8	0,008	-20,7	20,1
A1C5-105		-0,9		-5,1			
A1C5-106* ¹		-0,8	-1,0	-5,6	0,011	-29,5	28,7
A1C5-107		-0,6		-5,3			
A1C5-108		-0,6		-5,2			
A1C5-109		-0,1		-5,3			
A1C5-1		-0,6		-4,1			
A1C5-4	-0,8		-4,0				
A1C5-6	-1,0		-4,5				
A1C5-7A	-1,2		-4,3				
A1C5-8	-1,3		-4,8				
A1C5-9	-1,5		-4,8				
A1C5-10	-1,2		-4,7				
A1C5-11	-0,9		-5,9				
A1C5-12	-1,4		-4,7				
A1C5-12B* ¹	-0,7	-0,7	-4,9	0,008	-25,9	25,2	
A1C5-13	-1,4		-5,8				
A1C5-13A	-1,8		-6,0				
A1C5-14	-1,3		-5,7				
A1C5-15	-1,6		-4,7				
A1C5-16	-1,6		-4,1	0,008	-26,5	24,9	
A1C5-17	-1,4		-4,9				
A1C5-18	-1,5		-4,7				

Tabela 7.1 – Continuação...

Amostra	Ambiente	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\%$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ ($\pm 0,1\%$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\%$)	%TOC ($\pm 5\%$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ($\%$)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$
Região de Cáceres							
A1C5-19	Rampa interna (AN1 e AN2)	-1,4		-5,1			
A1C5-20		-1,3		-4,9			
A1C5-21* ¹		-1,5	-1,3	-4,9	0,022	-30,2	28,7
A1C5-23		-1,8		-3,1			
A1C5-24		-1,4		-5,0			
A1C5-25		-1,5		-4,4			
A1C5-27		-1,5		-4,4			
A1C5-28		-1,7		-3,7			
A1C5-29		-1,7		-4,0			
A1C5-30		-1,8		-4,9			
A1C5-31		-1,4		-3,4			
A1C5-32		-1,5		-3,5			
A1C5-33		-1,3		-3,6			
A1C5-34		-1,0		-4,0			
A1C5-35* ¹		-1,2	-1,0	-4,4	0,007	-25,9	24,7
A1C5-36		-1,0		-5,1			
A1C5-37		-1,2		-5,2			
A1C5-38		-1,2		-5,0			
A1C5-39		-2,1		-6,0	0,011	-30,1	27,9
A1C5-40		-1,3		-6,1			
A1C5-41		-1,4		-6,7			
A1C5-42		-1,1		-5,6			
A1C5-43		-1,0		-5,3			
A1C5-44* ¹		-1,0	-0,9	-6,0	0,011	-29,8	28,8
A1C5-45		-1,0		-6,2			
A1C5-46		-1,4		-4,5			
A1C5-47		-1,1		-4,6			
A1C5-48		-0,8		-3,9			
A1C5-49		-0,9		-5,3			
A1C5-50* ¹		-0,8	-0,6	-4,1	0,005	-26,8	26,0
A1C5-51		-0,7		-5,1			
A1C5-52		-1,0		-4,3	0,014	-30,2	29,2
A1C5-54		-1,0		-5,2			
A1C5-55* ¹		-0,9	-0,7	-5,5	0,006	-27,6	26,7
A1C5-56		-0,7		-5,3			
A1C5-57		-0,6		-5,6			

Amostras com siglas PE e PRS mesuradas no laboratório do IPGP. As restantes foram analisadas no LABISE. (*) Amostras duplicadas no IPGP; (*¹) Amostras duplicadas em ambos laboratórios; $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ valor da dolomita; %dol e %cal percentagem de dolomita e calcita respectivamente; %carb percentagem da massa de carbonato; %TOC quantidade de carbono orgânico na amostra total obtido por $\% \text{TOC} = \% \text{TOC}_{\text{descarb}} \times \% \text{descarb} / 100$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ valor de $\delta^{13}\text{C}$ do carbono orgânico presente; $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{dol}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

7.4.2 Rampa intermediária (Formação Serra do Quilombo)

Os depósitos de rampa intermediária ocorrem sobrepondo os depósitos de rampa externa, passagem transicional, com cerca de 60m de espessura e correspondem ao topo da Formação Serra do Quilombo. Esta sucessão é subdividida em três subambiente de sedimentação: *shoreface* influenciado por tempestades, complexo de barras oolíticas e *foreshore/shallow-subtidal*. Em cada subambiente as rochas são organizadas em ciclos métricos (5 a 25m de espessura) interpretados como ciclos de raseamento ascendente.

A base da rampa carbonática é caracterizada pelos depósitos de *shoreface* influenciado por ondas de tempestades, com até 40m de espessura. Os ciclos consistem da base para o topo em dolomito fino maciço a laminado, sucedido por *dolopackstone/dolograinstone* com intraclastos e pelóides, raros oóides e dolomito arenoso com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley* associadas a camadas com acamamento de *megaripples* ou *pinch-and-swell*, que por

sua vez são recobertos por brechas carbonáticas com matriz. Estes depósitos foram desenvolvidos sobre ação de ondas de alta energia durante eventos de tempestades, capazes de remobilizar sedimentos depositados até 200m de profundidade, limite base da ação de ondas de tempestade (Dott & Bourgeois 1982, Duke 1985, Cheel & Leckie 1993). Durante o evento de tempestade é comum o processo de retrabalhamento do leito carbonático e influxos de terrígenos e grãos carbonáticas.

Na sequência, ocorrem os depósitos de complexo de barras oolíticas, representados por camadas tabulares a onduladas, que consistem em *dolograinstone* oolíticos com subordinada intercalação de *dolopackstone*, com amamento maciço na base passando para camadas com acamamento de *megaripples*. O arcabouço apresenta maior variabilidade de componentes carbonáticos como oóides, pisóides e intraclastos de dolomito fino e dolomito oolítico. Apresenta alta porcentagem de porosidade preenchida por cimento de dolomita e sílica, associados também a porosidade secundária (ver item 7.4.4 Composição isotópica de microfácies). Estes depósitos são interpretados como migração de barras oolíticas por meio de correntes longitudinais de alta energia em águas marinhas rasas com até 5m de profundidade da rampa carbonática Araras. Estas condições favoreceram o desenvolvimento de complexo de barras carbonática paralela a linha de costa.

Os depósitos de *foreshore/shallow subtidal* são observados intercalados com os depósitos de complexo de barras oolíticas, organizados em ciclos métricos com 5 a 12m de espessura, com camadas tabulares na base passando para camadas onduladas para o topo com acamamento de *megaripples*. As camadas tabulares apresentam dolomito fino laminado recoberto por *dolopackstone* intraclástico com terrígenos, com laminação cruzada, laminação ondulada assimétrica com base escavada e recobertas por filmes de argila, também ocorre laminação cruzada de baixo ângulo associada à superfície de reativação e laminação plano paralela. O acamamento de *megaripples* consiste em intercalações de *dolopackstone* oolítico/oncolítico e dolomito fino ou marga. A porção interna apresenta acamamento do tipo *wave* e *linsen*, associado a laminações e marcadas onduladas. Cristais de pirita cúbica ocorrem dispersos ao longo do acamamento, bem como estruturas de deformação como rompimento e dobramento das camadas internas. Estruturas do tipo *tepee* são observadas ao longo do acamamento e o topo dos ciclos de raseamento ascendente.

A presença de extensos complexos de barras carbonáticas permitiu o desenvolvimento de subambientes de sedimentação ao longo das áreas ligadas aos cinturões longitudinais. Os depósitos de *foreshore* se desenvolveram nas bordas barras oolíticas voltadas em direção ao

mar aberto, com ação de fluxo oscilatório e *swash-backswash* produzida por onda normal. Enquanto que os depósitos de *shallow-subtidal* correspondem a sítios deposicionais confinados em depressões entre as barra oolíticas, protegidas da ação de ondas, porém controlados pela maré, sendo submetidos períodos de inundação marinha e exposição subaérea, governados pela variação da maré.

Mesmo com a presença de três subambientes de sedimentação os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ocorrem próximos de 0‰ ao longo de toda rampa intermediária. Sinais positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ por volta de 1,5‰ são observados ao longo da seção de rampa intermediária da porção oeste (Figura 7.2). Nestes níveis, ocorrem microfácies carbonáticas complexas como *dolograinstones* oolíticos e intraclásticos que apresentam maior volume de componentes diagenéticos representados por cimento de dolomita e sílica, com diferentes hábitos obliterando poros interpartículas, feições de dissolução e fraturas (descrição em 7.4.4 Composição isotópica de microfácies). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ abrange o intervalo de -7,3 a 3,3‰, sem controle estratigráfico porém com dispersão vertical em função do $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ (Figura 7.2 e 7.3). A concentração de TOC são baixas menores que 0,02%, e valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ entre -24,7 a -27,4‰. Anomalias pontuais acima de 0,03‰ associadas a altos valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-13‰), no entanto o enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-15 a -6,4‰) não se restringe apenas a amostras com baixa concentração de TOC (Figura 7.6A). O intervalo de valores presentes no $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ varia entre 7,6 a 27,2‰. As curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ não apresenta controle estratigráfico com tendência homogenia apenas interrompida pelas anomalias positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

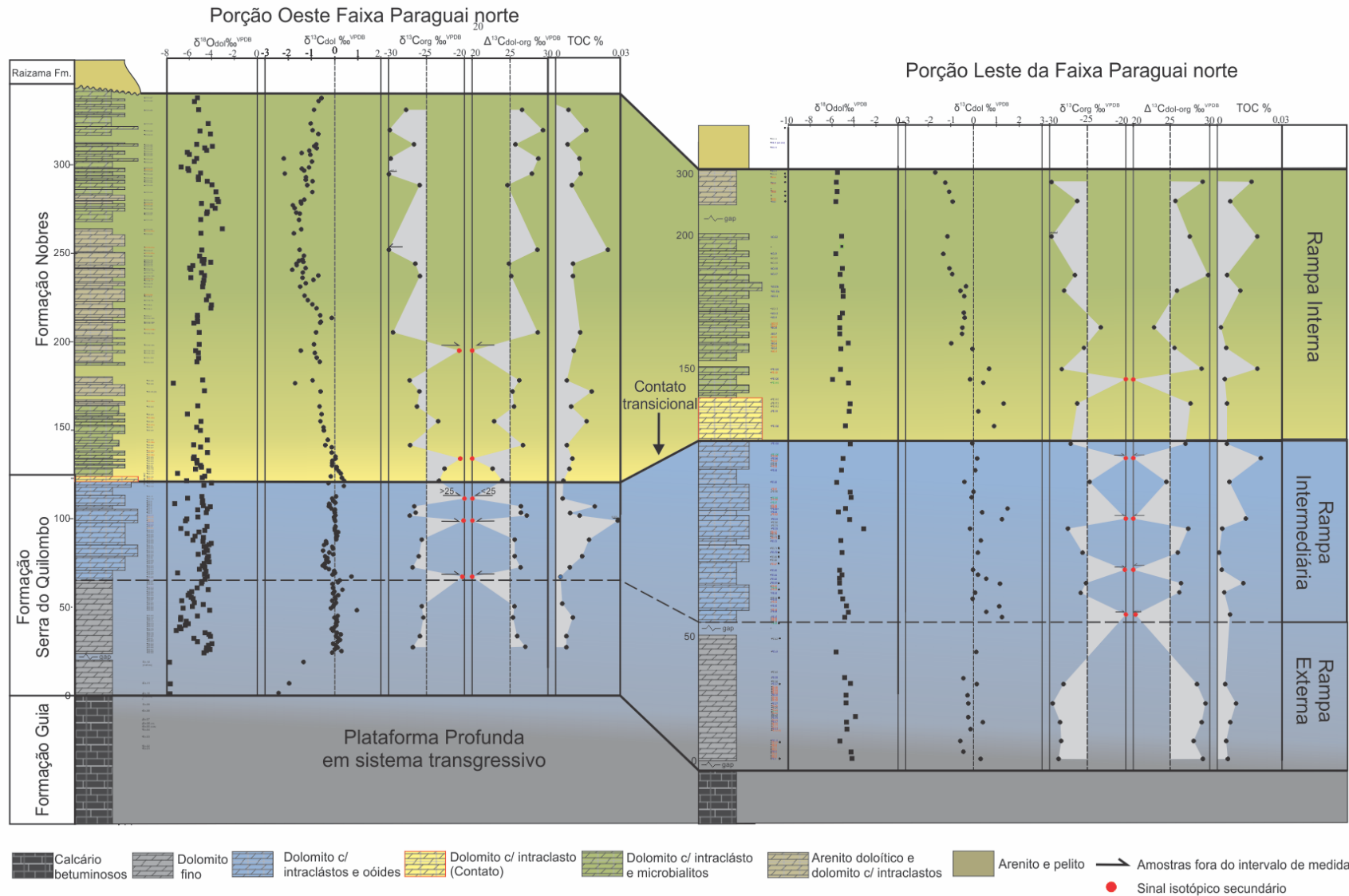


Figura 7.2 – Arcabouço quimioestratigráfico do Grupo Araras Superior. Dados da porção leste (Nobres-MT) de $\delta^{13}C_{carb}$, e os valores de $\delta^{13}C_{org}$, $\Delta^{13}C_{dol-org}$, TOC obtidos neste trabalho. Dados de $\delta^{13}C_{carb}$ da porção oeste (Cáceres-MT) provenientes de Nogueira *et al.* (2007) e Milhomem (2012).

7.4.3 Rampa interna (Formação Nobres)

A rampa interna é representada pela sucessão de dolomitos, *chert*, arenito e pelitos da Formação Nobres. Apresenta cerca de 220m de espessura, com depósitos mais espessos para porção oeste da Faixa Paraguai Norte que se adelgaçam lateralmente em direção a porção leste da faixa com até 60m de espessura (Rudnitzki *et al. In progress*). A rampa interna é subdividida em três subambientes deposicionais: *tidal inlet*, planícies de maré/*sabkha* e planícies de maré mista.

O contato entre a Formação Nobres e Formação Serra do Quilombo é caracterizado pelos depósitos de *tidal inlet*. Este ocorre com cerca de 3m de espessura, sobrepondo diretamente os depósitos de complexo de barra oolíticas definido por uma superfície brusca irregular. O contato é interpretado como transição entre os ambientes deposicionais da rampa intermediária para rampa interna. Os depósitos consistem em brechas carbonática com matriz e *dolograinstones/dolorudstones* intraclásticos com clastos de dolomitos oolíticos, dolomito fino, e contribuição de oóides e raros terrígenos. As brechas apresentam acamamento maciço, enquanto que os *dolograinstones* apresentam estratificação cruzada tangencial associada à *lags* de intraclastos carbonáticos na base e topo recoberto por camadas de dolomito fino. Estes depósitos são interpretados como canais de maré de alta energia que cortava o complexo de barras oolíticas, *tidal inlet*, que conectava o mar aberto (rampa intermediária e externa) com costa restrita mais continental (rampa interna).

Acima ocorrem os depósitos de planície de maré/*sabkha* com cerca de 40m de espessura, com camadas tabulares a onduladas organizadas em ciclos de escala métrica (2 a 6m). Os ciclos são interpretados como ciclos de raseamento/salinidade ascendente, subdivididos em depósitos de inframaré, intermaré e supramaré/*sabkha*. Os depósitos de inframaré são representados por dolomito fino de acamamento maciço. A intermaré consiste em *dolopackstone* intraclástico com terrígenos, dispostos em acamamento de *megaripples*, e estruturas internas como laminação cruzada espinha de peixe, sigmoidal, laminação e marca ondulada assimétrica, clastos tabulares (*rip-up*), gretas de contração e estrutura do tipo *tepee*. Níveis de estromatólitos estratiformes silicificados ocorrem na interface dos depósitos de intermaré para supramaré/*sabkha*. Depósitos de supramaré/*sabkha* marcam o topo dos ciclos com intercalação de dolomito fino e dolomito arenoso com acamamento enterolítico. Estes depósitos são o registro de extensas planícies de maré que se desenvolveram em área costeiras da rampa carbonática Araras, associado a colônias microbianas, ou seja, produção de biomassa primária efetiva..

A planície de maré mista representa a segunda fase de sedimentação da Formação Nobres. Estes depósitos são predominantes na porção oeste da Faixa Paraguai Norte, tornando-se mais espessos para porção leste desta faixa (Rudnitzki *in progress*). Ocorrem com cerca de 175m de espessura, também organizados em ciclos de escala métrica (1,5 a 8m). Apesar de apresentar fácies sedimentares semelhantes, são diferenciados pela ausência de fácies de *sabkha*, aumento na frequência de estromatólitos nos depósitos de inframaré, e contribuição massiva de material siliciclásticos para o topo, com ciclos predominantemente siliciclásticos. O influxo siliciclástico reflete diretamente na composição da intermaré mista, com acamamento *megaripple* com arenitos dolomíticos e dolomito fino/marga, e camadas de arenito fino laminado com filmes de pelito. Para o topo, os ciclos de raseamento ascendente são predominantemente siliciclásticos, formados por depósitos de intermaré siliciclástica com pelito e arenito laminado. Os depósitos de supramaré consistem em *chert*, moldes evaporíticos do tipo *pop-corn*, estrutura do tipo *tepee* e estromatólitos rugosos. Os ciclos de composição siliciclástica é último registro da Formação Nobres, e definem o limite superior com a Formação Raizama. O limite é caracterizado por uma superfície erosiva também caracteriza o fim do registro da sucessão carbonática do Grupo Araras e o início da sequencia siliciclástica do Grupo Alto Paraguai (Nogueira *et al* 2003, Nogueira *et al* 2007, Rudnitzki *et al* 2011, Rudnitzki *et al* *in progress*).

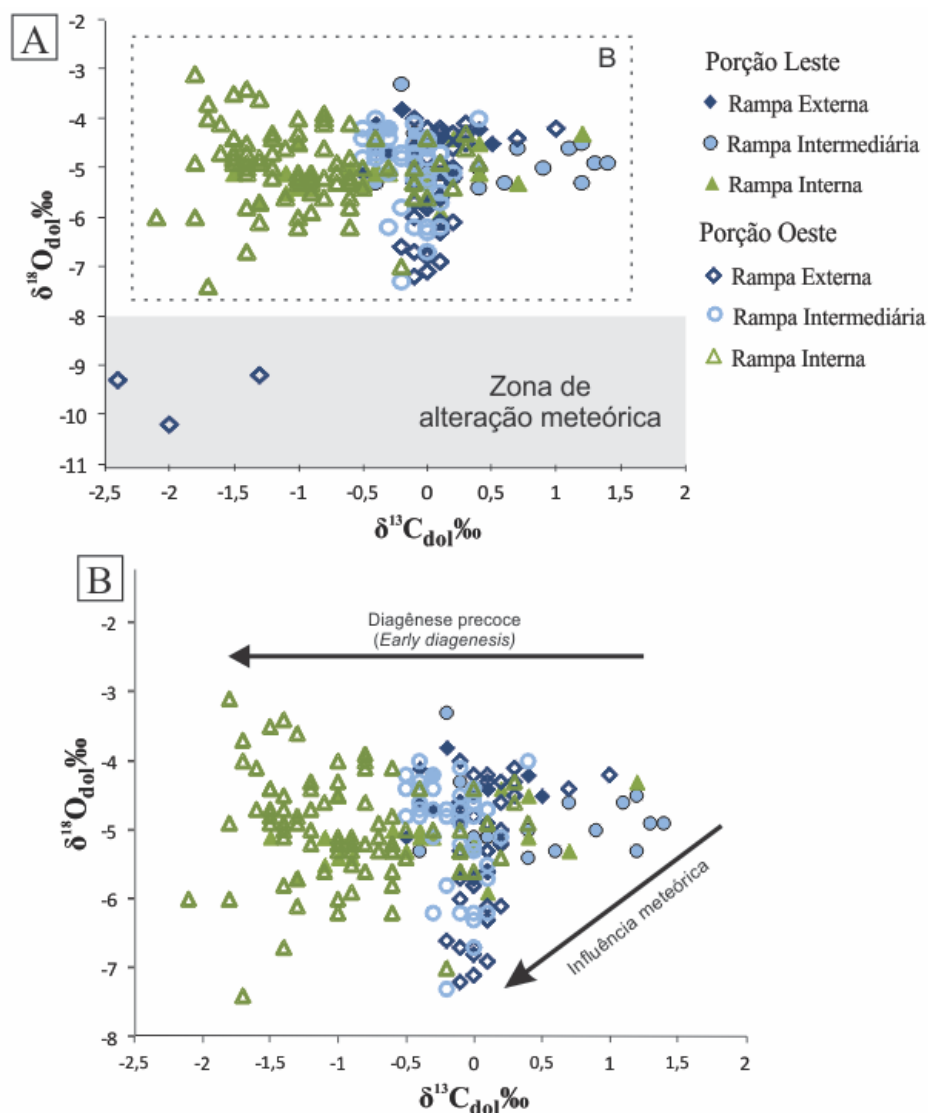


Figura 7.3 – Distribuição de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ dos carbonatos da rampa carbonática Araras. A) Todas amostras estudadas com limite da zona de alteração meteórica indicada por valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} < -8\text{‰}$ (área cinza); B) $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ excluindo amostras com de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ claramente alterado por diagênese meteórica ou hidrotermal.

A rampa interna é caracterizada $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ variando entre -2 a 1,5‰, composta por dois *trends* de pequena escala. Os depósitos de *tidal inlet* e nos primeiros ciclos de planície de maré são marcados por *trends* positivos de variando entre 0 a 1,5‰, associados horizontes com arcabouço sedimentar complexo com *dolograinstones* com intraclastos ou oóides com grandes volumes de cimento de dolomita e quartzo autigênico. Em seguida o sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ assume uma tendência decrescente para o topo com valores partindo de 0‰ para até -2‰, com sutis variações ($\pm 1\text{‰}$) associados a controle de composição de fácies (Figura 7.2). Em ciclos com predominância de fácies de intermaré/supramaré e material siliciclástico ocorre a tendência decrescente de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$. Por outro lado, em conjunto de ciclos dominados por fácies de inframaré associados estromatólitos ocorre o enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ mas sem exceder o

intervalo negativo. O sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ apresenta valores entre -7,4 a -3,1‰, sem controle estratigráfico mas *trends* verticais no gráfico de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ em função do $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ (Figura 7.3). As porcentagem de TOC são baixas não ultrapassando 0,02%, e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variando entre -31 a -19‰. Sinais anômalos mais positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (entre -23 a -19‰) ocorrem na grande maioria associado aos depósitos de planície de maré/*sabkha*, enquanto que para os depósitos de planícies de maré mista prevalece valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mais negativos. O $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ apresenta intervalo de valores entre 18,8 a 31‰ (Figura 7.2).

7.4.4 Composição isotópica de microfácies

Ao longo da sucessão da rampa carbonática Araras é comum à presença de rochas com arcabouço mais complexo, como *dolograinstone*, *dolopackstone* e arenito dolomítico. Estas rochas apresentam grãos carbonáticos diversos e poros obliterados por cimento de dolomita e sílica autigênica. Para verificar se existe um grau de variabilidade do sinal isotópico entre os componentes, foram realizadas análises individuais de cada constituinte carbonático identificado, como matriz, grãos carbonáticos e as diferentes tipos de cimento carbonático.

A matriz é representada por dolomita microcristalina com até 7 μm de tamanho com cristais não-planares com textura de mosaico fino xenotópicos e porções de cristais sub-planares, desenvolvidos com até 20 μm de tamanho que sugere recristalização (Figura 7.4A). A matriz ocorre em dolomito fino e *dolopackstone* com intraclastos e oóides, presente em todos os depósitos ao longo da rampa carbonática Araras. O valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ são próximos aos adquiridos em amostra total ($\pm 0,2\%$ de diferença), refletindo o padrão isotópico da rocha total em cada subambiente identificado. Grãos carbonáticos como intraclastos de dolomito fino e dolomito oolítico, também são constituídos por dolomita fina micro cristalina, ou pseudoespática (<10 μm) quando recristalizada (Figura 7.4B). O sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em ambos os componentes também refletem o valor isotópico da rocha total, no entanto $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ em oóides e pisóides apresentam valores elevados de até -2‰ em relação ao contexto geral do $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$.

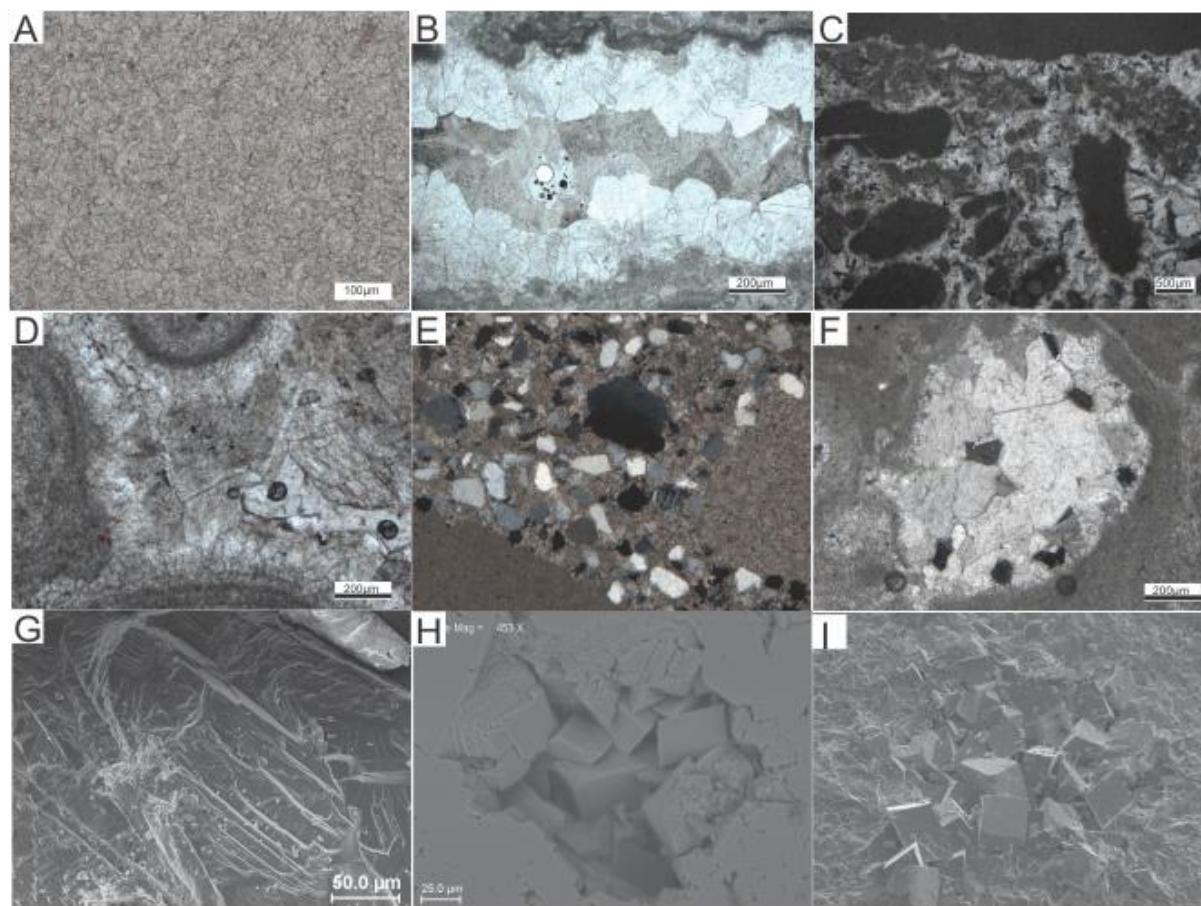


Figura 7.4 – Componentes do arcabouço carbonático do Grupo Araras Superior. A) Matriz de dolomita fina parcialmente recristalizada; B) Cimento de dolomita em *bladed*, cimento tipo 1; C) Intraclastos de dolomito fino e cimento de dolomita na forma de mosaico alongado, cimento tipo 2; D) cimento de dolomita em drusa, cimento tipo 3; E) Cimento de dolomita xenotópica microcristalina, cimento tipo 4 ; F) Cimento de dolomita mosaico grosso planar, cimento tipo 5; G) Imagem de MEV de cimento do tipo 1 com crescimento de cristais na alongados; H) Imagem de MEV do cimento de dolomita em forma de drusa obliterando poros interpartícula; I) Imagem de MEV com cimento tipo 5 obliterando poro intrapartícula (poro de dissolução).

Tabela 7.2 – Composição isotópica de carbono e oxigênio

Componente	$\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ ($\pm 0,1\text{‰}$)	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{dol-cal}}$ (‰)	
Matriz	0,2			-5,1			
	0,1			-5,1			
	-0,7			-4,6			
	-0,9	-0,4		-4,8	-5,0	0,2	
	-0,8	-0,4		-4,4	-5,1	0,7	
	-1,6	-1,2		-4,0	-4,8	0,8	
Intraclastos de dolomito	-0,3	0,4	-0,6	-4,1	-4,3	0,2	
	-0,3	0,3	-0,6	-4,4	-4,8	0,3	
	-0,4	0,1	-0,5	-4,3	-4,7	0,3	
	-1,0	-0,3	-0,7	-4,4	-4,4		
	0,9	0,5	0,3	-3,4	-3,6	0,2	
	0,8	0,3	0,5	-3,1	-4,2	1,1	
	-0,6	-1,0	0,4	-3,1	-4,7	1,6	
	0,2	0,1	0,1	-4,0	-4,7	0,7	
	0,3	0,3	0,1	-3,3	-4,0	0,6	
	0,9		0,9	-3,5	-5,2	0,9	
	Oóide & Pisóides	-0,2	0,0	-0,1	-2,1	-2,5	0,5
		-0,1	-0,4	0,3	-2,0	-2,5	0,5
0,5		0,0	0,4	-2,3	-3,0	0,7	
-0,3		0,0	-0,3	-2,8	-2,8	0,0	
0,6		0,9	-0,3	-3,6	-4,1	0,5	
0,6		0,9	-0,2	-3,9	-4,1	0,2	
-0,3		0,3	-0,6	-4,3	-5,2	0,9	
Cimento tipo 1 (dolomita <i>Bladed</i>)	3,8	3,2	0,6	-2,8	-2,8	-0,1	
	3,4	3,2	0,2	-3,2	-3,0	-0,2	
Cimento tipo 2 (mosaico subplanar alongado de dolomita)	2,4	1,5	-3,2	-4,0	0,7		
	2,0	1,0	-2,9	-4,1	1,2		
	2,7	3,0	-4,7	-4,0	-0,8		
	3,0	3,0	-3,5	-3,6	0,2		
Cimento tipo 3 (drusa de dolomito)	1,3	1,6	-0,3	-4,3	-4,4	0,2	
	1,0	1,9	-0,9	-5,3	-4,5	-0,9	
Cimento tipo 4 (mosaico fino xenotópico de dolomita)	-2,2	-0,5	-1,7	-6,0	-6,7	0,7	
	-1,0	-0,8	-0,1	-4,6	-5,32	0,8	
	-1,3	-1,3	0,0	-4,2	-4,77	0,6	
Cimento tipo 5 (mosaico grosso de dolomita)	-0,1			-7,7			
	-0,3	0,3	-0,6	-8,1	-7,0	-1,2	
	0,8	1,16	-0,4	-6,5	-5,79	-0,7	
	-0,5	-0,18	-0,3	-11,4	-9,73	-1,6	
	-1,4			-9,9			
Calcita em fratura (raro)	-8,43			-8,01			

Os cimentos carbonáticos foram separados em 5 tipos em função da mineralogia, textura, ocorrência e composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$. O cimento tipo 1 é caracterizado por cimento de dolomita com textura tipo *bladed* que consistem em cristais prismáticos, alongados, monoterminados, com 15-30 μm de comprimento e 8-12 μm de largura. Ocorre obliterando poros interpartículas com crescimento dos cristais perpendicular a borda dos grãos carbonáticos (Figura 7.4B e G). Este cimento se destaca por ser restrito a microfácies de *dolograinstones* oolíticos perfazendo em média 30% do volume total da rocha em depósitos de complexo de barras oolíticas da rampa intermediária, além de apresentar valores enriquecidos em $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ com média de 3,5 ‰ , e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ por volta de -3 ‰ . O cimento

tipo 2 é representado por cimento de dolomita com textura de mosaico médio a grosso com cristais subplanares alongados com 5-15 μm de comprimento e 5-10 μm de largura (Figura 7.4C). Encontram-se obliterando poros interpartículas de *dolograinstones* e *dolopackstones* intraclásticos em depósitos de *tidal inlet* e *shoreface* influenciado por tempestade respectivamente. O $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ também apresenta valores positivos variando entre 2 a 3‰, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ com valores próxima a -4‰. A terceira variação de cimento (cimento tipo 3) consiste em dolomita subplanar a planar na forma de drusas ou mosaico equidimensional, com cristais variando entre 7 a 50 μm de tamanho, preenchendo poros interpartículas com aumento do tamanho dos cristais para centro do poro (Figura 7.4D e H). Este cimento ocorre na mesma microfácies e ambientes deposicionais do cimento tipo 1 e 2, além de apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ positivo (~1‰) e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ próximo de -4‰. O cimento tipo 4 é mais evidente nas microfácies de arenito dolomítico presentes nos depósitos de planícies de maré mista pertencentes a rampa interna da Formação Nobres. O cimento é caracterizado por dolomita não planar a subplanar formando mosaicos finos xenotópicos com cristais menores que 15 μm (Figura 7.4E). São observado obliterando poros intergranulares, e dissolvendo bordas de grãos de feldspato e plagioclásio. O sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ é próximo de -1‰, que reflete a mesma composição isotópica obtidas em rocha total nos depósitos de planície de maré, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ variando entre -6 a -4‰. O cimento tipo 5 ocorre aleatoriamente em os depósitos da rampa carbonática Araras obliterando poros de dissolução e fraturas. Consistem em dolomita espática com textura de mosaico grosso equidimensional, e subordinadamente na forma de drusa, com cristais com até 150 μm (Figura 7.4F e I). O valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ é próximo de 0‰ para ambas a mineralogias, porém o $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ apresenta valores no intervalo de -11,4 a -6,5‰. Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}} < -10‰$ são restritos ao cimento que preenchem fraturas, principalmente de brechas cimentadas da Formação Serra do Quilombo. A presença de cimento de calcita é rara, representada por cristais espáticos bem desenvolvidos (<50 μm) restritos ao preenchimento de fraturas com sinais de $\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ negativos ambos com valores próximo de -8‰.

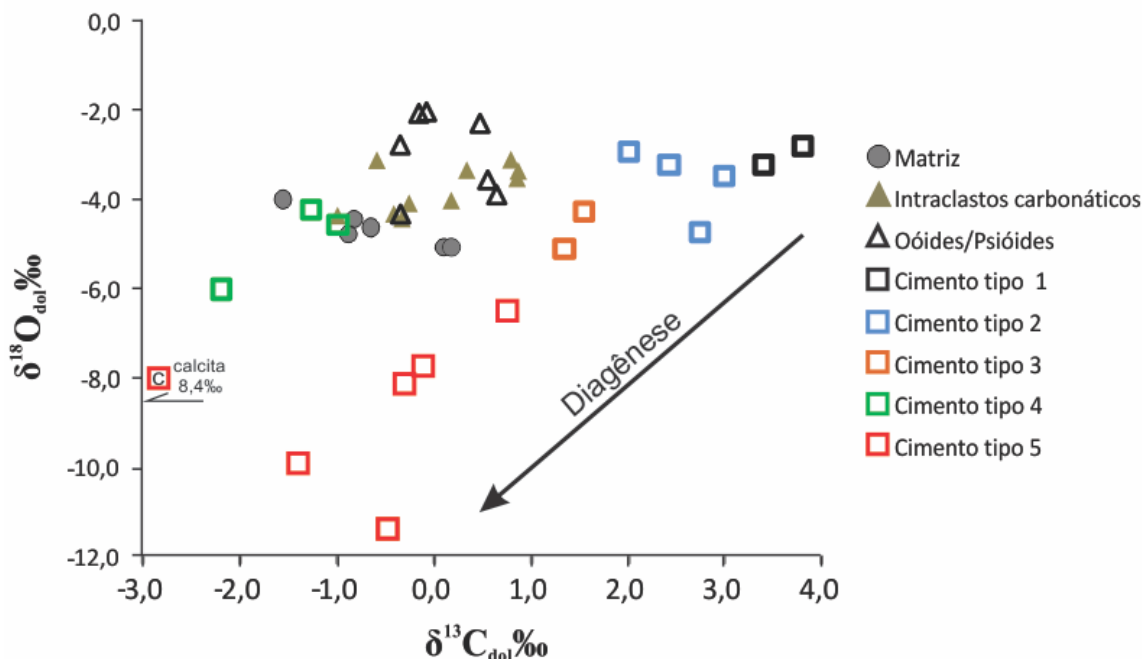


Figura 7.5 – Gráfico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ em componentes carbonático individuais em microfácies distintas presentes na rampa carbonática Araras, que inclui: i) Matriz de dolomita microcristalina xenotópica, ii) Intraclastos carbonáticos de dolomito fino e dolomito oolíticos; iii) oóides e pisóides; iv) Cimento tipo 1, dolomita com hábito em *bladed*; v) Cimento tipo 2, dolomita na forma de mosaico médio a grosso com cristais alongados equidimensionais; vi) Cimento tipo 3, dolomita na forma de mosaico grosso equidimensional; vii) Cimento tipo 4, viii) Cimento tipo 5, dolomita plana formando único cristal espático ou na forma de mosaicos equidimensionais ou na forma de drusas. O sinal da calcita diagenética de $\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ apresentam valores inferiores -8‰.

7.5 EFEITOS DIAGENÉTICOS

Rochas carbonáticas são extremamente susceptíveis a processos diagenéticos associados a consecutivas fases de dissolução e precipitação por meio de percolação de fluidos meteóricos ou hidrotermais, capazes de alterar a composição isotópica primária do carbono referente a águas oceânicas. A porção superior do Grupo Araras apresenta uma série de evidências de processos diagenéticos capazes de obliterar por completo o sinal primário de carbono como dolomitização, recristalização, dissolução de componentes carbonáticos e siliciclásticos, e diferentes fases de cimentação de dolomita, calcita e sílica (Figura 7.3). O fracionamento isotópico do oxigênio durante processos diagenéticos é muito mais efetivo em relação ao carbono, principalmente se tratando de rochas Pré-Cambrianas. Entretanto o comportamento $\delta^{18}\text{O}$ é fundamental para determinar influências diagenéticas no sinal de carbono em carbonatos. Por outro lado para usar os parâmetros de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ em interpretações paleoambientais, se faz necessário avaliar o grau de preservação da composição isotópica do carbono nas rochas do Grupo Araras Superior, discutido a seguir.

7.5.1 Evidencia de preservação e alteração do $\delta^{13}\text{C}$ em carbonato ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)

A alteração de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em carbonatos esta relacionada a quantidade e fonte de CO_2 derivado da oxidação de carbono orgânico adicionados a águas intersticiais durante processo tardios de recristalização e cimentação (Marshall 1992; Maliva & Dickson, 1997, Armstrong-Altrin *et al* 2009). A troca de composição isotópica do carbono inclui percolação de fluidos meteóricos, diagênese de matéria orgânica precoce ou maturação hidrotermal durante diagênese de soterramento, que envolvem percolação de fluídos diagenéticos com carbono inorgânico dissolvido (DIC – *Dissolvic Inorganic Carbon*) de composição isotópica distinta.

No caso da diagênese meteórica, é necessária uma alta razão de fluido/rocha (*fluid/rock ration*) para alterar o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ primário devido a quantidade relativamente alta de carbono em carbonatos em comparação ao fluído diagenéticos. Entretanto isso não impede de alterar o sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e a concentração de elementos traços (Banner & Hanson 1990, Brand & Vaizer 1980a,b). Em registros do Neoproterozoico, a correlação positiva entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ é indicativo de alteração meteórica principalmente quando o valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ é abaixo de -8‰ (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999, Armstrong-Altrin *et al.* 2009). A covariância entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ocorre em função da interação entre águas meteóricas empobrecidas em $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ e solos com re-mineralização da matéria orgânica efetiva liberando $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ empobrecido (Knauth & Kennedy 2009). Na seção do Grupo Araras Superior não há evidências clara de covariância entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ (Figura 7.3), mas isto não excluí por completo a influência meteórica. A dispersão vertical de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sem controle estratigráfico associada a presença de cimento tipo 5 com valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} < -8\text{‰}$ é indicativo de diagênese meteórica, porém insuficiente para alterar a composição isotópica primária do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Desta forma com resultado de $\delta^{18}\text{O}$ menor que -8‰ foram excluídas da interpretação paleoambiental.

O segundo processo de alteração isotópica é a diagênese orgânica precoce, caracterizada pela re-mineralização da matéria orgânica por atividades bacterianas, liberando carbono-13 empobrecido para ser incorporado em águas conatas (Ader & Javoy 1998; Irwin 1977). Este processo promove uma significativa alteração no $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em rochas com baixo conteúdo carbonático e alta concentração de TOC, conduzidos pela química dos fluídos intersticiais que induzem a recristalização e precipitação de carbonatos (Irwin 1977). Normalmente este processo é insignificante em rochas com baixa concentração de TOC e enriquecida em carbonato. A covariância negativa entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e TOC, ou pela *trends* positivos entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e concentração de carbonato é utilizada como indicativo de diagênese

orgânica precoce (Ader & Javoy 1998). Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ também pode decair em função do aumento da temperatura durante o início do processo de recristalização, induzindo a covariância entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sendo difícil distinguir da influência meteórica (Irwin 1977; Ader & Javoy 1998). Apesar de baixa concentração de TOC (<-0,1%) ao longo das seções analisadas, isto não inviabiliza a influência de diagênese orgânica precoce. O gráfico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de TOC apresenta um *trend* negativo restritos aos depósitos de rampa interna da Formação Nobres, enquanto que nos depósitos de mar aberto da Formação Serra do Quilombo este padrão é ausente (Figura 7.6B). Além disso, em ambas as seções estudadas a curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ apresenta empobrecimento ascendente com $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ próximo de 0‰ em depósitos de mar aberto da Formação Serra do Quilombo sucedidos por $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negativo (até -2‰) a partir dos depósitos de planícies de maré da Formação Nobres. Isso sugere presença de diagênese orgânica precoce no ambiente de planície de maré, que poderia ter alterado o sinal isotópico da água marinhas ou de águas intersticiais da zona vadosa.

A diagênese de soterramento ocorre em rochas com alta concentração de matéria orgânica submetidas a processo de maturação hidrotermal (Derry 2010). Este processo permite a geração de CO_2 que resulta no aumento da $p\text{CO}_2$ incorporado nos fluídos diagenéticos hidrotermais, que promovem à dissolução e re-precipitação de minerais carbonáticos com extremas anomalias negativas $\delta^{13}\text{C}$ (Derry 2010). A presença de calcário betuminosos da Formação Guia sobrepostos pela sucessão de dolomitos do Grupo Araras Superior caracteriza condições ideais para influência diagenética de soterramento. Entretanto a modificação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ por meio de maturação hidrotermal é extremamente negativa (<-10‰), sendo incompatíveis com a modificação de no máximo -2‰ de o $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ao longo da rampa carbonática Araras.

Outro fator a ser considerado é a presença das varias fases de precipitação da dolomita. A dolomita primária ocorre em condições especiais raras, mesmo para depósitos do Pré-Cambriano. Mas o processo de dolomitização é comum em diferentes fases diagenéticas (diagênese precoce até de soterramento), onde envolve a substituição de componentes carbonáticos primários conduzidos por consecutivos eventos de dissolução e re-precipitação da dolomita (Warren 2000). Neste trabalho admite-se que os dolomitos do Grupo Araras Superior são produtos da substituição de rochas calcárias, que iniciou na fase eodiagêneses e se estendeu a fases de diagênese de soterramento, evidenciados por de cristais de dolomita com hábitos e relações paragenéticas diferenciadas. Os efeitos de processo de dolomitização são verificados com a comparação entre a composição isotópica de carbono nas fases de calcita e

dolomita coexistentes por meio da equação $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{dol}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$, onde os ruídos diagenéticos são indicados por valores que ultrapassem o limite de $\pm 2\%$ (Ader *et al.* 2009). O valor de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}}$ é em média 0,2‰ em amostras totais e em componentes carbonáticos individuais (Tabela 1 e 2). Isto sugere a ausência de adição de carbono durante o processo de substituição, representando a composição primária do sítio deposicional (Ader *et al.* 2009).

As anomalias positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ (1 a 1,4‰) são observadas nos depósitos de barras oolíticas da Formação Serra do Quilombo em *dolograinstones* oolíticos e nos depósitos de *tidal inlet* da Formação Nobres associados a *dolograinstone* intraclásticos, que apresentam um grande volume de cimento de dolomita (>10%) com diferentes fases de precipitação, representados pelo cimento tipo 1 e 2. As análises pontuais em grãos carbonáticos de oóides e intraclastos revelaram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ próximo de 0‰, enquanto que o cimento de dolomita apresentam valores positivos variando entre 1,5 a 4‰. A anomalia positiva pode ser explicada pelo efeito de balanço de massa, em que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em rocha total reflete a mistura da composição isotópica de todos os componentes existentes no arcabouço. A presença de mais de 15% de constituintes diagenéticos é capaz de alterar o sinal isotópico de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ de rocha total (Armstrong-Altrin *et al.* 2009). O valor de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}}$ com diferenças abaixo de $\pm 2\%$, mais um vez sugere a ausência de adição de carbono por efeito de dolomitização, e consequentemente interpretado como o sinal isotópico primário do fluido de percolação.

O efeito de balanço de massa não é significativo em rochas com presença do cimento do tipo 5. No geral a porcentagem de cimento de dolomita preenchendo poros de dissolução ou de fratura perfazem menos de 2% do arcabouço total da rocha. Além disso, apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ próximos de 0‰, tendo efeitos insignificantes no sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$. O mesmo serve para o cimento de calcita espática de ocorrência rara restritos ao preenchimento de fraturas, inclusive o sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{cal}}$ extremamente baixos (-8‰), interpretados como produto hidrotermal.

Os parâmetros geoquímico das seções analisadas do Grupo Araras Superior sugere influência de diagênese meteórica e/ou hidrotermal mínima que causam ruídos pontuais de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$, porém insuficiente para alterar a composição isotópica primária de todo arcabouço. Enquanto que o processo de diagênese orgânica precoce ocorre restrito aos depósitos de rampa interna da Formação Nobres (discussão no item 7.4). A reprodutibilidade regional do sinal $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ entre os depósitos da rampa carbonática Araras ao longo da Faixa Paraguai Norte permite sugerir que o sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ reflete a composição isotópica de carbono dissolvido da água do mar ou referentes diagênese precoce no sítio deposicional.

7.5.2 Evidencia de preservação e alteração do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em matéria orgânica ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

A composição isotópica primária da matéria orgânica também é submetida a alterações pós-deposicionais. As modificações do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ podem ser conduzidas por: 1) Diagênese orgânica precoce conduzidos por atividade microorganismos; 2) Maturação termal durante diagênese de soterramento e metamorfismo; 3) Alterações por oxidação; 4) Percolação de hidrocarbonetos.

A diagênese orgânica precoce ocorre durante a fase de suspensão das partículas de matéria orgânica na coluna da água até a deposição no sítio de sedimentação, com alterações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variando entre ± 1 -2‰, não ultrapassando ± 4 ‰ (McArthur *et al.* 1994; Lehmann *et al.* 2002, Gilmore 2004, Werner & Hollander 2004; Cowie *et al.* 2009). Intervalos da coluna da água sob condições anóxicas causam alterações isotópicas de no máximo -2‰, devido à degradação de componentes ricos em ^{13}C e adição de matéria orgânica secundária enriquecida em ^{12}C por meio de bactérias quimiossintéticas. Nos oceanos profundos o deslocamento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ positivo com aumenta da profundidade relacionado a longos períodos de suspensão da matéria orgânica em coluna da água oxidante (Nagel *et al.* 2009). No sítio de sedimentação a modificação isotópica negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de no máximo -4‰ atribuídas a preservação seletiva da compostos enriquecido em ^{12}C e produção de matéria orgânica secundária por atividades de bactérias quimiossintéticas (Böttcher *et al.* 1998). Este processo pode explicar a variação lateral de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ± 4 ‰ ao longo dos depósitos da rampa carbonática Araras, principalmente nos depósitos relacionado a rampa interna da Formação Nobres (Figura 7.2 e 7.6A).

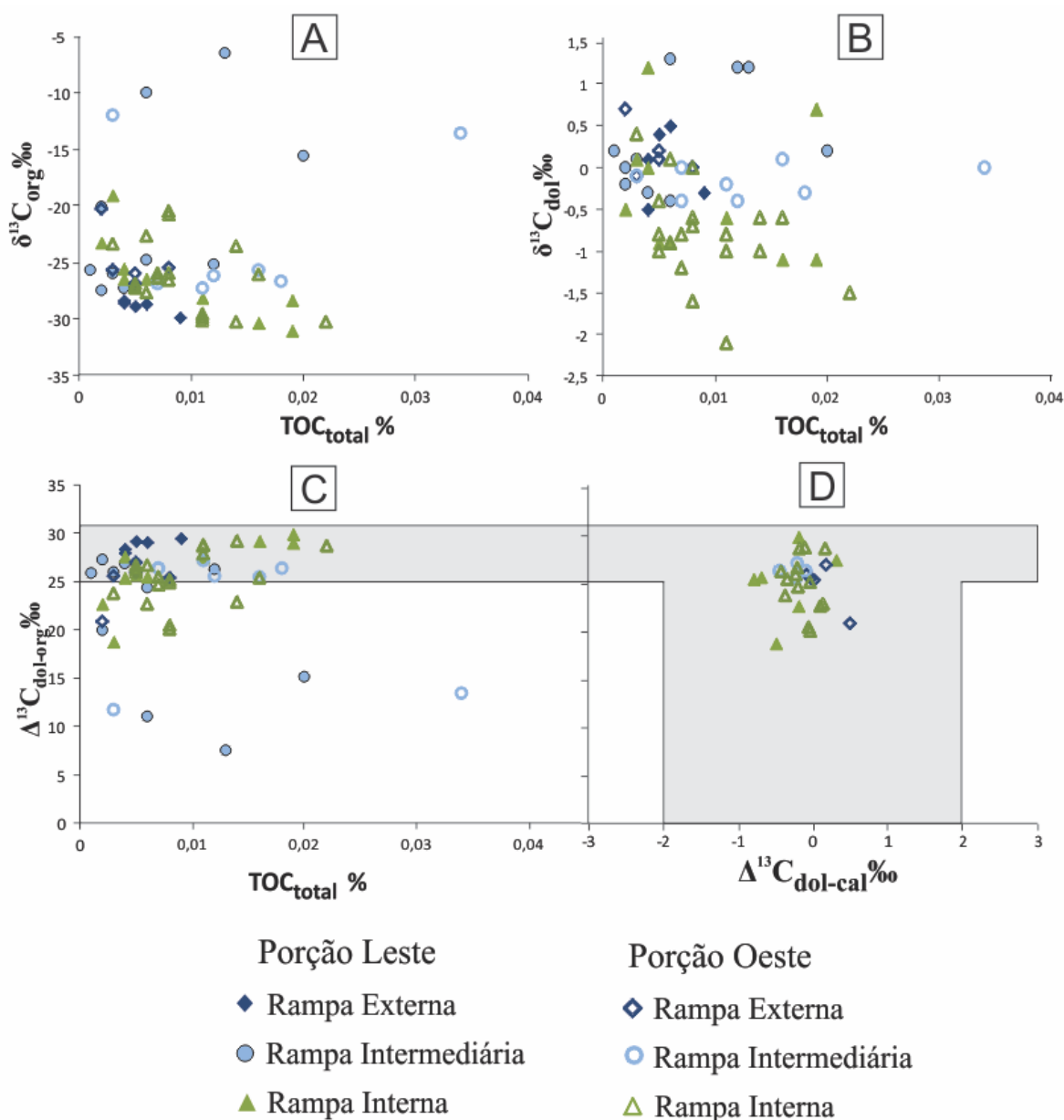


Figura 7.6 – Parâmetros geoquímicos para determinação do sinal isotópico primário de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos e matéria orgânica. A) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em função de $\text{TOC}_{\text{total}}$; B) $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ em função de $\text{TOC}_{\text{total}}$; C) $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ em função de $\text{TOC}_{\text{total}}$; D) $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ em função de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}}$, onde zona cinza horizontal valores $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ normal, e zona vertical indica range de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-cal}}$ onde não há evidências de obliteração digenética do $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ (valores maiores que $\pm 2\text{‰}$ indica alteração diagenética).

A quantificação da razão de H/C em querogênio tem sido utilizada como indicador de influência de maturação termal durante diagênese de soterramento (Hayes *et al.*1983). A alteração é observada pela tendência negativa entre razão de H/C e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, com efeito de alteração menores que 3‰ quando a razão de H/C for maior que 0.2 (Hayes *et al.*1983, Strauss *et al.* 1992). Infelizmente não existem dados de razão de H/C para as rochas do Grupo Araras superior.

A alteração por oxidação enriquecem o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em no máximo 1,5‰. Normalmente relacionado à interação do oxigênio atmosférico ou dissolvido em água meteórica com sedimentos orgânicos na superfície de deposição (Petsch *et al.* 2005). Este processo pode atuar com maior evidência nos depósitos de rampa interna da Formação Nobres, já que as condições de sedimentação em planícies de maré envolvem produção de biomassa primária (estromatólitos), períodos de exposição subaérea e influxos de águas meteóricas continentais.

A evidência de alteração secundária em sucessões Pré-Cambrianas tem sido identificadas pelo aumento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ correlacionado a rochas com baixa concentração de TOC (Hayes & Kaplan 1983, Johnston *et al.* 2012). No Grupo Araras Superior é comum rochas com baixa porcentagem de TOC associado a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ elevados (>-20‰). Ao comparar as anomalias de enriquecimento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ com seus respectivos valores de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ extremamente positivos (7,6 a 20‰) ao longo do perfil quimioestratigráfico é clara a correlação covariantes entre as curvas isotópicas de carbono (Figura 7.2), o que sugere a produção de matéria orgânica secundária e descartando estas anomalias da discussão paleoambiental. Desconsiderando os ruídos extremos, observa-se que a correlação negativa entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ em função de TOC não é clara, com exceção da Formação Nobres que apresenta uma correlação negativa mínima, acompanhada do controle de fácies e reprodutibilidade regional (Figura 7.2 e 7.6A). O controle de fácies também influencia a curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ao longo da rampa carbonática com intervalos de $\pm 4\%$. Desta forma consideramos que o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ representa a composição isotópica da matéria orgânica produzida pela biomassa primária, com influência de diagênese orgânica precoce em sítios deposicionais específicos da rampa carbonática Araras.

A curva de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ para o Neoproterozoico admite o intervalo de 28 a 31‰ (Hayes *et al.* 1999). Resultados superiores ou inferiores a este intervalo são considerados produto de alterações diagenéticas, conduzidos pela redução de sulfeto bacteriana associada à oxidação de metano ou redução termoquímica do sulfeto (Ader *et al.* 2009). Os resultados encontrados fora limite de ± 4 em relação ao $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ documenta para o Neoproterozoico ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ entre 28 a 30‰), foram excluídas da interpretação paleoambiental sendo consideradas como sinal isotópico secundário.

7.6 DISCUSSÃO

7.6.1 Significado do carbono-13 e Condições redox

A exclusão de ruídos diagenéticos e confirmação do sinal primário de carbono-13 permite assumir que: i) $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em carbonato reflete a composição isotópica do carbono inorgânico dissolvido ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) na coluna d'água oceânica (Kaufman & Knoll 1995; Hayes *et al.* 1999, Halverson *et al.* 2005); ii) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ representa a composição isotópica da matéria orgânica primária ou secundária produzida por organismos fotossintetizante ou quimioautotróficos respectivamente, em função das condições de redox da coluna da água e na superfícies de sedimentação (Werner & Hollander 2004, Luo *et al.* 2014); e iii) $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ representa o fracionamento isotópico do carbono em função da fixação de CO_2 em matéria orgânica de organismos fotossintetizantes ou produção secundário de matéria orgânica por meio de atividades quimioautotrófica (Hayes *et al.* 1999, Werner & Hollander 2004). A união destes parâmetros de carbono possibilita traçar as condições de redoxes predominantes no mar neoproterozoico durante a evolução da rampa carbonática Araras.

O comportamento da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, no Grupo Araras Superior apresenta três intervalos variação associados a um forte controle estratigráfico que se repetem nas duas seções estudadas. Incluem da base para o topo em: $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de $\sim 0\text{‰}$ nos depósitos de rampa externa e intermediária, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ positivo (1,5-3‰) na transição entre a rampa intermediária e rampa interna, e $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negativo (-2 a -0,5‰) restritos aos depósitos da rampa interna. A curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ acompanham paralelamente a tendência vertical de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ao longo das duas seções com variação laterais restritas na base da Formação Serra do Quilombo. A porcentagem de TOC é baixa (<0,01%) em todos os depósitos da rampa carbonática Araras.

Na rampa externa o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ próximo de 0‰ é associado a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ com variação lateral negativa (-29 a -25‰) em direção a leste (Figura 7.2). Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ positivo (>-30‰) sugere produção matéria orgânica primária conduzida por microorganismos fotossintetizantes, e principal fonte de matéria orgânica para os sedimentos (Werner & Hollander 2004, Ader *et al.* 2009). Os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ associados a baixa porcentagem de TOC e carbonatos puros sugerem que na coluna da água até a superfície dos sedimentos prevalecia condições oxidantes que impediu a acumulação de total da matéria orgânica e produção secundária de matéria orgânica. A variação lateral negativa sugere uma produção de matéria orgânica secundária por meio de agentes quimiosintetizantes, conduzidas pela degradação seletiva de componentes ricos em carbono-13. Normalmente este processo se desenvolve em condições anóxicas a subanóxicas, e não condizem com baixa porcentagem de TOC. A

reconstrução paleogeográfica da rampa carbonática Araras indica que em direção à zona porção leste encontra-se a porção mais distal da rampa carbonática, e conseqüentemente aumento da profundidade dos depósitos de rampa externa (Rudnitzki *et al. In progress*). Levando em consideração estes fatores é possível sugerir que a variação negativa lateral representa condições anóxicas restritas a interface água/ sedimento em zonas profundas e distais rampa externa (FQ) associadas a baixa circulação e acúmulo de matéria orgânica primária por decantação.

A rampa intermediária é subdividida em dois intervalos de valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. O primeiro intervalo é associado a depósitos de *shoreface* influenciado por tempestades e *foreshore/shallow subtidal*, onde predomina os mesmos parâmetros da rampa externa ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} \sim 0\text{‰}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} > -30\text{‰}$) e ausência de variações laterais (Figura 7.2). Estas características indicam condições de águas marinhas oxidantes associadas à produção primária fotossintetizante, que abrange o intervalo da coluna d'água oceânica próximo ao nível de base de ondas de tempestade (~200m de profundidade) até o limite inferior do subambiente de complexo de barra oolítica (~15m de profundidade).

Na porção mais rasa da rampa intermediária, entre 15 a 5m de profundidade, se desenvolvem os complexos de barras oolíticas, sucedidos por depósitos de *tidal inlet* da rampa interna. Estes depósitos são caracterizados por enriquecimento em $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (+3‰) e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ cima de -25‰ (Figura 7.2). As análises pontuais revelam $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ positivo restrito aos cimentos de dolomito tipo 1 e 2, enquanto que os grãos carbonáticos (oóides e intraclastos) apresentam valores próximos de 0‰. Isso sugere duas fases de precipitação, a primeira resultante da precipitação direta da água do oceano ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em oóides e intraclastos) e a segunda resultando das águas intersticiais (*water-pore*) com DIC enriquecido em carbono-13 (precursor dos cimentos de dolomita).

A fixação do carbono-12 por meio de atividades fotossintetizantes leva ao enriquecimento da composição isotópica do DIC, por meio de atividades de organismos fotoautotróficos e.g biohermas, como documentado na bacia de Onega, Rússia (Melezhik *et al.* 1999). No entanto o registro de estromatólitos se restringe aos depósitos de rampa interna, e raramente de *shallow-subtidal*, além disso, o efeito de enriquecimento de carbono-13 seria produzido na coluna da água marinha e não em águas intersticiais. Outra possibilidade seria atividades fotossintéticas de carbono-12 por meio de colônias de cianobactérias desenvolvidas dentro nos poros intersticiais (Pentecost & Spiro 1990). Este processo poderia ser evidenciado por envelopes de micrito em grãos carbonáticos (Tucker & Wright 1990). Embora a textura

primária do arcabouço carbonático seja comprometida pela dolomitização, a substituição resultou na mimetização textural do arcabouço original, onde feições de envelopes micríticos não são observadas de forma clara. Estudo de fracionamento isotópico de carbono por meio de precipitação sintética em equilíbrio de calcita e aragonita em intervalos de temperatura entre 10-40°C, demonstra o enriquecimento de $1,0 \pm 0,2\%$ para calcita e $1,7 \pm 0,4\%$ para aragonita (Romanek *et al.* 1990). Em bancos carbonáticos de águas rasas nas Bahamas são registrados $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ positivo relacionados à alta razão de precipitação de aragonita (Swart *et al.* 2009). Estas condições são compatíveis com o ambiente deposicional documentados na interface da rampa intermediária e interna. A presença de cimento de dolomita em *bladed* sugere a substituição cimento de coroas aragonita ou calcita durante diagênese marinha, isso porque o processo de dolomitização é mais susceptível em minerais de aragonita e calcita magnesiânica (Scholle & Scholle 2003). Desta forma admitimos a hipótese de que o cimento tipo 1 e 2 sejam possíveis pseudomorfos de coroas de aragonita ou calcita-magnesiânica indicativos de eodiagênese marinha posteriormente dolomitizadas.

A presença de intervalos restritos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ acima de -25% , sugere águas com baixa nível de $p\text{CO}_2$ (Lue *et al.* 2014). Baixos nível de $p\text{CO}_2$ são registrados em águas marinhas rasas, quentes, turbulentas e com alta produção de biomassa primária, normalmente encontrado em plataforma tropicais modernas (Millero 1996). Estas condições são favoráveis para o desenvolvimento de bancos carbonáticos oolíticos semelhantes aos observados na rampa carbonática Araras. Além disso, a baixa concentração de $p\text{CO}_2$ viabiliza a precipitação inorgânica de oóides de aragonita ou calcita-magnesiânica (Given & Wilkinson 1985, Tucker & Wright 1990). Estas características contribuem para o aumento da precipitação inorgânica de carbonatos seja eles na forma de grão (oóides e písóides) ou cimento marinho precoce (coroas de aragonita ou calcita-magnesiânica) como observados nos depósitos de barras oolíticas e *tidal inlet*.

O padrão de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ relativamente negativo (-2 a $-0,5\%$) ocorre restrito aos depósitos da rampa interna. Ocorrem ao longo ciclos de planícies de maré da Formação Nobres com variação sutil da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 1\%$) em função de ciclos progradantes e retrogradantes. Ausência de covariância entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, descarta a possibilidade de alteração diagenética meteórica. Entretanto a composição negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ sugere o aumento capacidade de re-mineralização da matéria orgânica depositada por meio de agentes oxidantes dissolvidos na água ou na atmosfera (Knauth & Kennedy 2009). Deslocamento negativos ascendente de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (-4%) são registradas depósitos carbonáticos do Pleistoceno nas

Bahamas e no Pacífico, relacionados a camadas com superfícies de exposição subaérea e interpretados como aumento da diagênese meteórica e oxidação da matéria orgânica (Swart & Kennedy 2012). O tendência de empobrecimento ascendente e as sutis variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ nos depósitos da rampa interna sugere um processo semelhante, onde a variação do nível do mar relativo seria capaz de conduzir a flutuação do valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ e condições redox em ambientes restritos. As análises pontuais em cimento matriz e clastos, mostram variações de mínimas $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ ($<-0,3\%$), o que indica que o processo de substituição de dolomita e cimentação ocorreram de forma mútua provindos de um fluido com mesma composição de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. Na discussão de efeitos diagenéticos observa-se que durante o processo de dolomitização não há adição $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ negativo, ou que o volume de fluido diagenético percolada era insuficiente para modificar o sinal isotópico primário de carbono. Estes fatores sugerem que $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ negativo seja produto da diagênese orgânica precoce, reflexo da adição de carbono-12 liberado pela re-mineralização da matéria orgânica produzida pelas colônias microbiana, que modificaram de forma homogênea o $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ tanto da coluna da água como na interface água/ sedimento.

Nota-se que o empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é acompanhado de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variando entre -28 a- 26‰ durante conjunto de ciclo prográdantes, enquanto que na fase de enriquecimento $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ o $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ decai para -31 a-28‰ relacionado ciclos retrogradantes. A concentração de TOC é baixa em todo intervalo. A variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (de $\pm 1\%$ e $\pm 3\%$ respectivamente) seguindo o conjunto de ciclos prográdantes e retrogradantes, sugerem que o controle das condições redox em águas rasa e restritas poderiam ser governadas pela variação relativa do nível do mar. Na fase de progradação ocorre o aumento da capacidade de oxidação da matéria orgânica acumulada no substrato, devido a maior frequência de períodos de exposição subaérea e baixa taxa de soterramento, aumentando de forma significativa a adição de carbono-12 para a coluna da água e *pore water*. Durante a retrogradação, o aumento de áreas afogadas associados ao aumenta da taxa de produção primária (colônias microbianas) e acúmulo de matéria orgânica em águas restritas, proporcionou o desenvolvimento de níveis anóxicos restritos a interface água/sedimento, que favoreceu a produção secundária de matéria orgânica por atividades quimiossintéticas e preservação seletiva de carbono-12.

Variação máxima de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ao longo de plataforma carbonáticas modernas e antigas é de $\pm 4\%$, e são considerados como a composição de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ da água do mar (Patterson & Walker 1994, Swart & Eberli 2005). O equilíbrio isotópico entre a atmosfera e superfícies do oceano pode ser confirmado pela distribuição homogênea do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ao longo da rampa

carbonática (Ader *et al* 2009). Isso significa que a variação do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ao longo da rampa carbonática Araras não representa uma alteração no ciclo global do carbono através do tempo. Mas sugere um oceano completamente oxidante em equilíbrio com a atmosfera, com águas quentes e variações químicas mínimas restritas a interface água/sedimento em ambientes de água profundas distais (>200m) e águas rasas (<5m). Em suma, na rampa carbonática Araras são identificadas as seguintes condições redoxes (Figura 7.7):

- i) Nível anóxico: limitado a interface água/sedimento em zonas distais da rampa externa com mais de 200m profundidade associada a atividades organismos quimiossintetizantes;
- ii) Nível oxidante: entre 15 a 200m de profundidade equivalente a depósitos de mar aberto da rampa externa e rampa intermediária, caracterizada pela coluna da água oxigenada e produção primária fotossintetizantes em equilíbrio com a atmosfera;
- iii) Nível oxidante com baixo pCO_2 : restrito a águas rasas entre 5 a 15m de profundidade oxigenadas, relativamente quente, alta energia, alta taxa de precipitação inorgânica de carbonatos, relacionados a complexos de barras oolíticas e *tidal inlet*, transição entre o mar aberto e sistemas costeiros restritos;
- iv) Nível oxidante restrito: exclusivo da zona de rampa interna, associados alta taxa de produção primária fotossintetizante e re-mineralização efetiva da matéria orgânica por durante diagênese precoce, com alternância de condição redox na interface água/sedimento, controlada pela variação relativa do nível do mar.

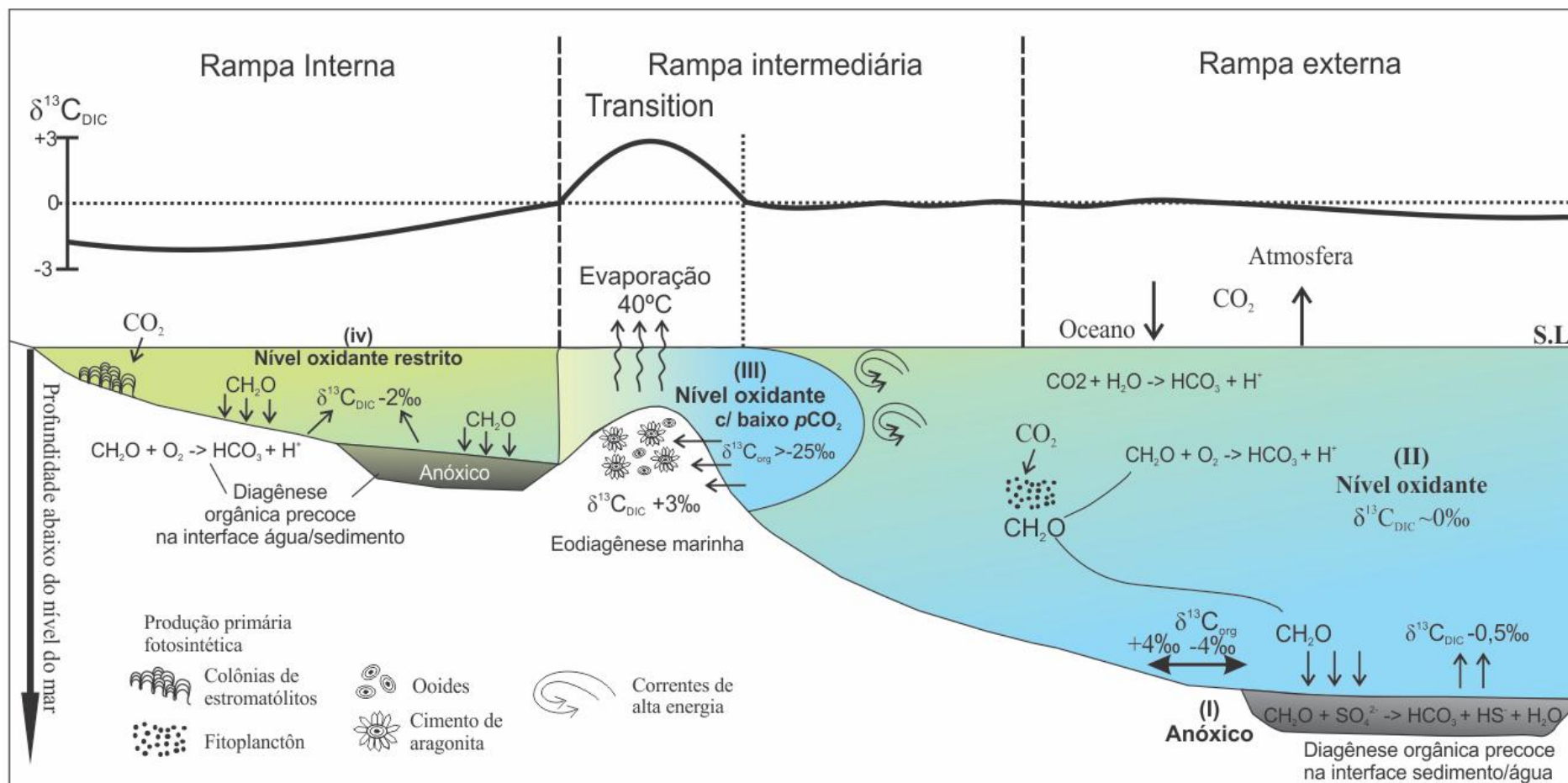


Figura 7.7 – Modelo da variação redox da coluna da água ao longo da rampa carbonática Araras, associadas a atividades químicas e metabólicas, como: i) nível anóxico com atividades organismos quimiossintetizantes na interface água/sedimento em zonas profundas ou raso restrito; ii) nível oxidante com produção primária fotossintetizante predominante; iii) nível oxidante associado a baixo $p\text{CO}_2$; iv) Nível oxidante restrito, com alta taxa de produção primária fotossintetizante, e re-mineralização da matéria orgânica controladas pela variação do nível do mar entre processo de oxidação e anoxia com preservação seletiva.

7.6.2 Implicações para Ediacarano médio no contexto regional e global

A princípio a sucessão do Grupo Araras superior pode ser considerada como um período interglacial, que abrange intervalo 622 Ma a 580 Ma, após a sucessão pós-Marinoana (Formação Guia) e precedendo a glaciação Gaskiers (Formação Serra Azul) respectivamente (Romero *et al.* 2012, Babinksky *et al.* 2006, McGee *et al.* 2014). A composição de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ próximo de 0‰ obtidos no Grupo Araras Superior, se equipara com o arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico de sucessões pós-capa carbonática Marinoana (~635 Ma), onde a anomalia negativa de $\delta^{13}\text{C}$ (<-5‰) são sucedidas pela composição média de $\delta^{13}\text{C}$ por volta de ~0‰ (Halverson *et al.* 2005). O $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ apresenta três intervalos de magnitude global durante o longo do Neoproterozoico (Hayes *et al.* 1999): a) maiores que 32‰ a 623-600 Ma no período interglacial, resultante da atividade de bactérias quimioautotróficas; b) entre 28 a 32‰ nos intervalos de 800 a 750 Ma e 685 a 635 Ma, interpretado como fracionamento isotópico máximo do carbono por meio da produção de fitoplâncton; e c) menores que 28‰ durante as glaciações Neoproterozoicas da 740, 720 e 575 Ma. Grande parte dos resultados de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ ocorrem no intervalo de 28 a 31‰ refletindo o fracionamento isotópico máximo por meio de metabolismo fotossintético ao longo de toda coluna da água da rampa carbonática Araras.

Trabalhos prévios sugerem o desenvolvimento de oceanos quimicamente estratificados após o evento de glaciação Marinoana (Calver 2000, Ader *et al.* 2009, Li *et al.* 2010, Narbone *et al.* 2010). No geral os modelos consistem em águas profundas em condições de anoxia-ferruginosa a euxínica, e águas oxigenadas próximas a superfície com atividades de organismos fotossintetizantes. A oxigenação de águas mais profundas ocorre com maior expressividade no Ediacarano médio (~580 Ma), possivelmente logo após a glaciação Gaskiers (Fike *et al.* 2006, Canfield *et al.* 2007). Porém, na sucessão pós-Marinoana do Grupo Araras (formações Mirassol d' Oeste e Guia), tem sido proposto águas oceânicas predominantemente oxigenadas, com anoxia restrita a águas intersticiais na interface água/sedimento (Sansjonfre *et al.* 2014). Neste trabalho o perfil redox para o Grupo Araras Superior revela que as condições oxidantes em toda coluna da água prevaleceram através do tempo até o final da sedimentação do Grupo Araras. O perfil redox também sugere zonas restritas de anoxia na interface água/sedimento que se desenvolveram em águas profundas (<200m), ou em águas restritas em zonas costeiras susceptíveis às variações relativa do nível do mar.

O registro da glaciação Gaskiers (~580 Ma) é representado pelos depósitos glaciogênicos da Formação Serra Azul, que sucedem as rochas do Grupo Araras e depositadas

vales glaciais incisos na porção leste da Faixa Paraguai Norte (Alvarenga *et al.* 2007; McGee *et al.* 2013, McGee *et al.* 2014). No arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico, este evento é associado à anomalia negativa extrema de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($<-10\%$) denominada *Shuram-Wonoka* (Le Guerroué *et al.* 2006a, Fike *et al.* 2006; Halverson *et al.* 2010), interpretada como possível evento de diagênese global que envolveu a queda do nível do mar resultante da implantação das condições glaciais concomitante com o aumento da oxidação atmosférica (Grotzinger *et al.* 2011). Em contraste, o $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$, apresenta valores menores que 25‰ em função da redução do nível de CO_2 , aumento na taxa de crescimento e volume celular na superfície da água resultante do evento de glaciação (Hayes *et al.* 1999). Quando comparados com o perfil quimioestratigráfico do Grupo Araras superior não existem evidências de alterações extremas no sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, mas uma distribuição homogênea da composição isotópica, bem como o $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$, onde os valores menores que 25‰, são ligados e considerados a efeitos diagenético. Isso indica que o processo de fracionamento do carbono na interface oceano/atmosfera se encontrava em equilíbrio, sem alterações no ciclo do carbono em função de uma possível glaciação.

Se houve realmente a influência da glaciação Gaskiers na porção superior do Grupo Araras é difícil explicar a ausência da perturbação do ciclo do carbono no que seria a fase pré-glacial correspondente ao topo da Formação Nobres. O contato superior do Grupo Araras é interpretado como erosivo, sendo possível que uma parte deste registro tenha sido erodido criando um *gap* temporal. Entretanto, a formação de vales glaciais somente na porção leste da Faixa Paraguai Norte, é sem dúvida, intrigante, já que um evento destas proporções afetaria uma área bem maior como aquela estimada para a Glaciação Puga ($>$ que 500 km). Estas interpretações tornam-se de difícil entendimento se considerarmos que os limite inferior desta glaciação, que seria registrado no contato entre as formações Serra Azul e Nobres não foram ainda documentados de forma adequada. O objetivo deste trabalho não é verificar a autenticidade das evidências do evento Gaskiers na Faixa Paraguai, porém levanta questionamentos importantes que poderão guiar futuros trabalhos estratigráficos.

7.7 CONCLUSÃO

A combinação entre os dados de fácies sedimentar e isótopos de carbono em carbonato e matéria orgânica do Grupo Araras superior revela que a rampa carbonática Araras se desenvolveu em um oceano oxidante em equilíbrio com a atmosfera, com variações químicas mínimas restritas a interface água/sedimento em ambientes de água rasas ($<5\text{m}$) e

profundas distais (>200m). As variações de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ não representam a alteração no ciclo global do carbono através do tempo, porém refletem padrões de oxidação ao longo da rampa carbonática, individualizado em: i) nível anóxico restrito a águas profundas distais; ii) nível oxidante predominante nos depósitos de mar aberto; iii) nível oxidante com baixo $p\text{CO}_2$; e iv) nível oxidante restrito com diagênese precoce de matéria orgânica efetiva controlado pela variação relativa do nível do mar.

A composição de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ próximo de 0‰ $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ entre 28 a 31‰ são compatíveis com sucessões pós-capa carbonática Marinoana (~635 Ma) documentadas no arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico. Estes resultados também corroboram com a proposta de oxidação de oceanos profundos no Ediacarano inferior. Além disso, a ausência da variação do ciclo do carbono nesta sucessão permite dizer que não houve influência da glaciação Gaskiers nestes depósitos, porém não significa a ausência do registro do evento ao longo da Faixa Paraguai Norte. Os resultados obtidos neste trabalho contribuem para complementar o arcabouço quimioestratigráfico do Neoproterozoico e conhecimento de evolução de condições redox dos oceanos durante este intervalo de tempo.

Agradecimentos

Este trabalho foi fruto colaboração entre o Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG/UFPA), o Laboratório de isótopos estáveis da Universidade Federal de Pernambuco e o *Laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables, Institut de Physique du Globe de Paris* (GIS-IPGP). E como suporte financeiro do projeto (INCT program – CNPq/MCT/FAPESPA – Proc. 573733/2008-2).

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos de fácies sedimentar, estratigráfica e quimioestratigráfica em exposições do Grupo Araras Superior ao longo da Faixa Paraguai Norte, permitiram o reconhecimento regional das formações Serra do Quilombo e Nobres, bem como a reconstrução paleoambiental e evolução de sedimentação da última fase da plataforma carbonática Araras no final do Neoproterozoico.

As análises de fácies sedimentar e estratigráfica indicam que estas unidades pertencem a um único sistema deposicional definido como uma rampa carbonática homoclinal, desenvolvida em condições de trato de sistema de mar alto, após a transgressão marinha máxima pós-Marinoana. A rampa carbonática Araras é dividida em três subambientes: i) rampa externa com depósitos de *offshore*, ii) rampa intermediária com depósitos de *shoreface* dominado por tempestades, complexo de barra oolíticas, *foreshore/shallow subtidal*; pertencentes a Formação Serra do Quilombo; e iii) rampa carbonática interna com depósitos de *tidal inlet* e planície de maré/*sabkha*; e iv) rampa mista interna com depósitos de planície de maré mista; representadas pela Formação Nobres. O modelo paleogeográfico sugere que a rampa carbonática Araras se desenvolveu associada a áreas costeiras restritas em direção S-SW do Cráton Amazônico, enquanto áreas de mar aberto (mar Serra do Quilombo) se encontravam em direção E-NE. A assembleia de palinórfos da Formação Nobres revelou *Leiospharidia* e raros acritarcos acantomorfos *Tanarium*, correlatos a biozona ECAP (Ediacaran Complex Acantomorph Palynoflora) de idade entre 600-550 Ma, sugerindo que a rampa carbonática Araras se desenvolveu no Ediacarano Médio.

A análise estratigráfica de alta frequência em ciclos de perimará da Formação Nobres sugere que o mecanismo de força orbital seja o principal responsável pela geração de espaço de acomodação e composição dos ciclos de planície de maré, com influência tectônica secundária, marcada por influxo massivo de siliciclásticos. O aumento progressivo de siliciclásticos, registrado no topo da sucessão Araras, foi gerado pelo soerguimento de áreas continentais ligadas à progradação de sistema fluvio-costeiros para as zonas de perimará. O aumento da turbidez das águas reduziu a biomassa fotossintetizante microbiana ao longo das planícies de maré Nobres, e a taxa de produção carbonática. O influxo de siliciclásticos é interpretado como a última fase de sedimentação carbonática da plataforma Araras, precedendo a implantação da plataforma siliciclástica da Formação Raizama, Grupo Alto Paraguai, responsável pela desintegração da plataforma carbonáticas Araras na borda S-SW do Cráton Amazônico.

A construção do arcabouço quimioestratigráfico baseado em resultados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e $\Delta^{13}\text{C}_{\text{dol-org}}$ integrado com estudos sedimentológicos, confirma a correlação regional entre as áreas estudadas. A avaliação do sinal primário do isótopo de carbono permitiu a identificação e exclusão de ruídos diagenéticos, viabilizando a reconstrução das condições químicas do oceano durante a sedimentação da rampa carbonática Araras. O modelo de condições redox, inclui: i) nível anóxico, limitado a interface água/sedimento em zonas distais da rampa externa com mais de 200m profundidade, associada as atividades organismos quimiossintetizantes; ii) nível oxidante, entre 15 a 200m de profundidade equivalente aos depósitos de mar aberto da rampa externa e rampa intermediária, com coluna da água oxidante e produção primária fotossintetizante em equilíbrio com a atmosfera; iii) nível oxidante com baixo $p\text{CO}_2$, restrito às águas rasas (5 a 15m) oxidantes, relativamente quente com alta energia e alta taxa de precipitação inorgânica de carbonatos, presente em depósitos de barreiras oolíticas, na transição entre o mar aberto e sistema costeiro restrito; e iv) nível oxidante restrito, exclusivo da zona de rampa interna, associado a alta taxa de produção primária fotossintetizante e re-mineralização efetiva da matéria orgânica durante diagênese precoce, com alternância de condição redox na interface água/sedimento, controlada pela variação relativa do nível do mar.

A integração dos resultados obtidos neste trabalho define o Grupo Araras Superior como o registro de uma rampa carbonática homoclinal desenvolvida ao S-SW do Cráton Amazônico, possivelmente em zonas tropicais de clima quente com alta taxa de evaporação, associada à ambientes costeiros restritos evaporíticos (*sabkha*) e planície de maré com alta taxa de produção primária fotossintetizante, representada principalmente por colônias microbianas. Também sugere que durante o Ediacarano Médio prevalecia um oceano oxidante, coadunando com o modelo de oxidação do oceano do Neoproterozoico, após o evento de glaciação Marinoana de ~635 Ma. Estes resultados também descartam a possibilidade da influência pré-glacial relacionado ao evento de glaciação global Gaskiers há ~580 Ma e abrem a oportunidade para novas discussões sobre o modelo de evolução do sul do Cráton Amazônico no final do Neoproterozoico.

REFERÊNCIAS

- Abdelsalam M.G., Liégeois J.P., Stern R.J. 2002. The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Science*. 34:119-136.
- Adams A. E., Mackenzie W.S., Guilford C. (eds) 1984. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 140p.
- Ader, M., Javoy, M., 1998. Diagenese précoce en milieu sulfuré réducteur, une étude isotopique dans le Jurassique basal du Bassin parisien. *Earth Planetary Science Letter*. 327:803–809.
- 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 $\delta^{13}\text{C}$. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288:213–227.
- Alencar, L.D.C. 2011. Geometria e história cinemática dos segmentos setentrional da Faixa Paraguai, Região de Cáceres/MT. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 114p.
- 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.
- Allen P.A., Hoffman P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, 433:123-127.
- Allen, P. A., Leather J. 2006. Post-Marinoan marine siliciclastic sedimentation: The Msirah Bay Formation, Neoproterozoic Huqf Superhroup of Oman. *Precambrian Research*. 144:167-198.
- Almeida, F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 219, 1-53p.
- Almeida, F.F.M. de & Mantovani, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47:451-458.
- Almeida, F.F.M. de. 1965. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, Rio de Janeiro. 219:1-53.
- Almeida, F.F.M. de. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMP. GEOL. Centro-oeste, 2, Goiânia. Atas..., SBG-NCO, pg. 3-14.
- Almeida, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. coords. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p.265-281.
- Alvarenga, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoci.*, 18:323-327
- Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Santos, R.V., Brod, E.R., Gioia, S.M.C.L., Sial, A.N., Dantas E.L. Ferreira, V.P. 2008. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*. 13:469-479.
- Alvarenga, C.J.S., Figueiredo, M.F., Babinsky, M., Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *J. South Amerci. Earth Sci.*, 23:236–241.
- 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 Res.*, 131:1–21.
- Alvarenga, C.J.S., Trompette, R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: SBG, *Con. Bra. Geo.* 38., *Anais*.1, p. 239-240.

- Arbey, N. 1980. Silicification des évaporites: Bulletin, Centres de Recherches Exploitation-Production Elf-Aquitaine., 4:309-365. In: Warren, J.K. 2006. Evaporites: Sediments, Resource and Hydrocarbons. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Germany. 1035pp.
- Armstrong H. & Brasier, M. 2005. *Microfossils*. 2. ed. Blackwell Publishing, 296 p.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Worden, R.H. 2009. Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for paleoenvironment and diagenesis. *Chem. Erde - Geochem.* 69:45–60.
- Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. 2011. *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society of London, Memoir 36. 734 pp.
- Arnot, M.J.; Good, T.R.; Lewis, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sediment. Res.*, .67(5). p.984-987.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Fanning, C.M., Fairchild, T.R., Simon, C.M., Sial, A.N., 2008. U-PB SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil. In: *VI South American Symposium on Isotope Geology, Book of Abstracts*, San Carlos de Bariloche, p. 160
- Babinski, M., Trindade, R.I.F, Alvarenga, R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: *Snowball Earth, Monte Verito, Tricino (Switzerland)* p. 19-20.
- Babinski, M.; Boggiani, P. C.; Trindade, R. I. F.; and Fanning, C. M. 2013. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Research*. 23:988–997.
- Bandeira, J., McGee, B., Nogueira, C.R.A., Collins, A., 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 applications to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 54:3123–3137.
- Barros, A.M., Silva, R.H.da; Cardoso, O.R.F.A. ; Freire, A.F.; Souza Jr., J.J. de; Rivetti, M., Luz, D.S. da; Palmeira, R.C. de B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Geologia da folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro, DNPM. 1, 26:25-192.
- Boggiani, P. C. 1997. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 181p.
- Boggiani, P.C., Ferreira, V.P., Sial, A.N., Babinski, M., Trindade, R.I.F., Aceñolaza, G., Toselli, A.J., Parada, M.A., 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: *IV South American Symposium on Isotope Geology*, vol. 1, Short Papers, Salvador, Brasil, 324–327 p.
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A.N, Babinski M., Simon C.M., Riccomini C., Ferreira V.P., Fairchild T.R.. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*. 182:382-401.
- Bond G.C., Nickeson P.A., Komins M.A. 1984. Break of a supercontinent between 625Ma and 595Ma: New evidence and implication for continental histories. *Earth Planetary Science Letters*, 70:325-345.
- Bosence, D., Procter E., Aurrel M., Kahla, A.B., Boudagher-Fadel, M., Casaglia, F., Cirilli, S., Mehdie, M., Nieto, L., Rey, J., Scherreiks, R., Soussi, M., Waltham, D. 2009. A dominant tectonic signal in high-

- frequency, peritida carbonate cycles? A region analysis of Liassic platforms form western Thetys. *J. Sediment. Res.* 79:389-475.
- Böttcher, M.E., Oelschläger, B., Höpner, T., Brumsack, H.-J., Rullkötter, J., 1998. Sulfate reduction related to the early diagenetic degradation of organic matter and “black spot” formation in tidal sandflats of the German Wadden Sea (southern North Sea): stable isotope (^{13}C , ^{34}S , ^{18}O) and other geochemical results. *Organic Geochemistry*. 29:1517–1530.
- Bouchette F., Seguret M., Moussine-Pouchkine A. 2001. Coarse carbonate breccia as a result of waterwave cyclic loading (Uppermost Jurassic and South-East Basin, France). *Sedimentology*, 48: 767-789.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*. 80:139 – 150.
- Brand, U., Veizer, J., 1980a. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - 1: trace elements. *Journal Sedimentary Petrology*. 50:1219–1236.
- Brand, U., Veizer, J., 1980b. Chemical diagenesis of amulticomponent carbonate system - 2: stable isotope. *Journal of Sedimentary Petrology*. 51:987–997.
- Brasier, M.D., Shields, G., Kuleshov, V.N., Zhegallo, E.A. 1996. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic–early Cambrian of southwest Mongolia. *Geol. Magazine.*, 133:445–485.
- Brelaz, L.C. 2012. Paleoambiente do calcários e folhelhos betuminosos da Formação Guia, Neoproterozoico, Sudoest do Estado do Mato Grosso. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Pará. 64 p.
- Brito Neves B.B., Campos Neto. M.C., Fuck A.F. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*. 22(3):155-166
- Buick, R., Des Marais, D. J., Knoll, A. H. 1995. Stable Isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. *Chem. Geol.*, 123:153–171.
- Burns, S.J., Matter, A., 1993. Carbon isotopic record of the latest Proterozoic from Oman. *Eclogae Geol. Helv.* 86:595-607.
- Calfield, D.E., Poulton, S.W., Narbonne G.M. 2007. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. *Science*. 315:92-95.
- Calver, C. R. 2000. Isotope stratigraphic of the Ediacaran (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification. *Precambrian Research*, 100:121-150.
- Castelneau, F. 1850. Expedition dans les parties centrales del' Amérique du Sud. Histoire du Voyage Tomo II. Librairie Editeur, Paris, 485 pp.
- Castens-Seidell, B. 1984. The anatomy of a modern marine siliciclastic sabkha in a rift valley setting: northwest Gulf of California tidal flats, Baja California: Unpublished Ph.D dissertation, The John Hopkins University, Baltimore, 386. In: Demicco R. V & Hardie L. A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas* nº1. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 265 pp.
- Cattaneo, A. Steel, R.J. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*. 62:187-228.
- Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, 1:103-122.
- Clothinght 1986, Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for relative fluctuations of sea-level; *Geology*. 14:617-620.

- Cohen, P.A., Knoll, H., Kodner, R.B. 2009. Large spinose microfossils in Ediacaran rocks as resting stages of early animals. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 106:6519-6524.
- Condon, D., Zhu, M., Bowring, S., Jin, Y., Wang, W., Yang, A. 2005. From the Marinoan glaciations to the oldest bilaterians: U-Pb ages from Doushantou Formation, China. *Science*. 308:95-98.
- Condon, D.J., Bowring, S.A., 2011. A user's guide to Neoproterozoic geochronology. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. (eds.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society of London, Memoir 36. 135-149p.
- Conley, D.D. 1977. Origin of distorted oolites and pisolites. *J. Sed. Petrology*. 47:554-564.
- Cordani, U.G., Neves, B.B.B., D'Agrella, M.S., Trindade, R.I.F., 2003. Tearing up Rodinia: The Neoproterozoic paleogeographic of South American cratonic fragments; *Terra Nova*. 15:343-349.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G., Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi V.A.V. 2013. Was there an Ediacaran Cymene Ocean in Central South America. *American Journal of Science*. 313:527-539
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G., Fuck, R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*. 43(3):583-597
- Corsetti, F.A., Kaufman, A.J. 2003. Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and Neoproterozoic ice ages in Death Valley, California. *Geology Society America Bulletin*. 115:916-932.
- Cowie, G.L., Mowbray, S., Lewis, M., Matheson, H., McKenzie, R. 2009. Carbon and nitrogen elemental and stable isotopic compositions of surficial sediments from the Pakistan margin of the Arabian Sea. *Deep Sea Research Part II: Tropical Studies in Oceanography*. 56:271-282
- Craft, J. H. and J. S. Bridge 1987 Shallow-marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. *Geological Society American Bulletin*. 98: 338-355.
- De Benedictis, D., Bosence, D.W.J., Waltham, D.A., 2007. Tectonic control of peritidal carbonate parasequence formation: an investigation using forward tectonostratigraphic modeling. *Sedimentology*. 54:587-605
- Demico R.V & Hardie L.A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas n°1*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 265 pp.
- Derry, L.A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth Planetary Science Letter*. 294:152-162.
- Derry, L.A.; Kaufman, A.J.; Jacobson, S.B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:1317-1329.
- Desrochers, A. 1992. Shallow Platform Carbonates. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada. p.: 277-302.
- Dickson, J.A.D. 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *J. Sediment. Petrology*, 36:491-505.
- Dott, R.H. & Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. America*. 93:663-680
- Duke, W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storm. *Sedimentology*. 32: 167-194.
- Dumas S., Arnott R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification: the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12): 1073-1076.

- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: W.E. Ham (Ed.) Classification of Carbonate rocks. Am. Ass. Petrol. Geol.*, p.108-121 (Memoir1).
- Evans J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. *Quart. J. Geol. Soc. London*, L:85-104.
- Evans, D.A.D. 2003. A fundamental Precambrian-Phanerozoic shift in Earth's glacial cycle? *Tectonophysics*. 300:347-443.
- Evans, D.A.D., 2000. Stratigraphic, geochronological and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. *American Journal of Science*. 300:353-385.
- Eyles N., Januszczak N. 2004. "Zipper-rift": a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750Ma. *Earth-Science Reviews*, 65:1-73.
- Fægri, K.; Iversen, J. 1989. Textbook of Pollen Analysis (Fourth Edition by K. Fægri, P.E. Kaland, and K. Krzywinski). John Wiley & Sons New York 328 p.
- Fedonkin, M. A., & Waggoner, B. M. 1997. The late Precambrian fossils *Kimberella* is a mollusc-like bilaterian organism. *Nature*, 388, 868-871.
- Figueiredo A.J.A. & Olivatti O. 1974. O projeto Alto – Guaporé. Goiânia, DNPM/ CPRM, Relatório do arquivo técnico da DGM, n. 2323,11v.
- Figueiredo, M. F., and Babinski, M. 2010. Paraguay Belt: the wind-up of Gondwana. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 91:T14A-08.
- Figueiredo, M.F, Babinsky, M., Alvarenga, C.J.S., Pinho, F.E.C. 2008 Nova Unidade Litoestratigráfica Registra Glaciação Ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Rev. Instituto de Geociências – USP.*, 8(2):65-75.
- Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Pratt, L.M., Summons, R.E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*. 444:744-747.
- Fischer, A.G., 1964, The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *In: Merriam, D.F., ed., Symposium on Cyclic Sedimentation*. Kansas Geological Survey, Bulletin. 169:107–149.
- Fischer, A.G., D'argenio, B., Silva, I.P., Weisert, H., Ferreri, V. 2004 Cyclostratigraphic approach to Earth's History: An Introduction. *In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Silva, I.P., Weisert, H., and Ferreri, V. (eds). Cyclostratigraphy. Approaches and Case Histories*. SEPM Special Publication 81:5–16.
- Flügel,E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Berlin Springer-Verlag 984p.
- Freeman, K.H., Hayes, J.M., 1992. Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO₂ levels. *Global Biogeochem.*, 6:185–198.
- Galimov, E.M., 2004. The pattern of δ¹³C_{org} versus HI/OI relation in recent sediments as an indicator of geochemical regime in marine basins: comparison of the Black Sea, Kara Sea, and Cariaco Trench. *Chem. Geol.* 204:287–301.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., Fairchild, T., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*. 120:241–278.
- Ginsburg, R.N., 1971, Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 55: 340
- Given, R.K., Wilkinson, B.H. 1985. Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*. 55:109-119.

- Goldberg, T., Poulton, S.W., Strauss, H., 2005. Sulphur and oxygen isotope signatures of late eoproterozoic to early Cambrian sulphate, Yangtze Platform, China: diagenetic constraints and seawater evolution. *Precambrian Res.* 137:223–241.
- Goldhammer R. K., Lethmann, P. J., Todd, R. G., Witson, J. L., Ward, W.C., Johnson, R.C., 1991. *Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Gulf Coast Section*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85p.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., Hardie, L.A., 1990, Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from the Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America, Bulletin.* 102:535–562.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., AND Hardie, L.A., 1987, High frequency glacio-eustatic sea level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *American Journal of Science.* 287:853-892.
- Goodall, T.M.; North, C.P.; Glennie, K.W. 2000. Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology* 47:99-118.
- Grey, K. 2005. *Ediacaran palynology of Australia*. Ass. of Australasian Palaeontologists. Geological Survey of Western Australia, Canberra, memoir 1, 439 p.
- Grey, K.; Willman, S. 2009. Taphonomy of Ediacaran acritarchs from Australia: Significance for taxonomy and biostratigraphy. *Palaios.* 29:239-256.
- Grotzinger, J.P. 1986; Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada. *Geological Society of America Bulletin.* 97:1208-1231.
- Grotzinger, J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg and J. F. Read (eds) *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 44. Tulsa. p.: 79–106.
- Grotzinger, J.P. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *American Journal Science*; 290-A:80-103.
- Grotzinger, J.P., Fike D.A., Fischer W.W., 2011. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history. *Nature.* 4:285-292.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, 10:578-596.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks?. *Annual Review of Earth Planet. Sci.*, 27:313–358.
- Halverson, G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 117:1181-1207.
- 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., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. 2010. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research.* 182:337-350.
- Hardie, L.A. & Shinn, E.A. 1986. Carbonate depositional environments; Part 3: Tidal flats. *Colorado School of Mines Quartely.*, 81:59-74.
- Hardie, L.A., Dunn, P.A., Goldhammer, R.K., 1991, Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachian—Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology.* 61:636–646.

- Hayes, J. M., Strauss, H., Kaufman, A. J. 1999. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology*. 161:103-125
- Hayes, J.M., Kaplan, I.R., Wedeking, K.M. 1983. Precambrian organic geochemistry, preservation of the record. In: Schopf, J.W. (eds.) *Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution*. Princeton Univ. Press, p. 93–135.
- Hennies, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. Tese de Doutorado, Instituto Politécnico, Universidade de São Paulo, 65 p.
- Hidalgo, R..L. 2007. Vida após as glaciações globais neoproterozoicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos Crátos do São Francisco e Amazônico. Tesse de Doutorado. USP. pp. 195.
- Hidalgo, R.L., Petri, S., Nogueira A.C.R. 2008. Post-Sturtian and Early Ediacaran microfossils of carbonate sequences in Brazil. In: 26th IAS Meeting of Sedimentology. Bochun.
- Hidalgo, R.L.L. 2002. Análise micropaleontológica das formações Tamengo e Guaiacurus, Grupo Corumbá (MS) e Formação Araras (MT), transição do Neoproterozoico – Fanerozóico. Dissertação de Mestrado. p.139
- Hoffman P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Science*, 28:17-33.
- Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia tirn Gondwanaland inside out? *Science*, 252:1405-1412.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball. *Earth Sci.* 281:1342–1346.
- Hoffman, P.F., Schrag D.P. 2002. The Snowball Earth hypthothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14:129-155.
- Hollander, D.J. & McKenzie, J.A. 1991. CO₂ control on carbon isotope fractionation during aqueous photosynthesis: a paleo-*p*CO₂ barometer. *Geology* , 19:929–932.
- Husinec, A., Basch, D., Rose, B., Read, J.F. 2008. FISCHERPLOTS: An excel spreadsheet for computing Fischer plots of accommodation change in cyclic carbonate successions in both the time and depth domains. *Computers & Geosciences*. 34:269-277.
- 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.
- Irwin, H., Curtis, C., Coleman, M. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*. 269:209–213.
- Jacobsen, S.B., Kaufman, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161:37-57.
- James, N.P. 1984. Shallowing upward sequences in carbonates. In: R. G. Walker & N.P. James (eds.) 1992. *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, p.: 1-13.
- James, N.P., Narbonne, G.M., Kyser, T.K., 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown: *Canadian Journal Earth Science*. 38:1229-1262.
- Jiang, G., Christie-Blick, N., Kaufman, A. J., Banerjee D.M., Rai, V. 2003. Carbonate platform growth and cyclicity at a terminal Proterozoic passive margim, Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India. *Sedimentology*. 50:921-952.

- Jiang, G., Kaufman, A.J., Christie-Blick, N., Zhang, S., Hu, W. 2007. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}\text{C}$ gradient. *Earth Planetary Science Letter*. 261:303-320.
- Joachimski, M.M. 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*. 41:805-824
- Johnston, D.T., McDonald, F.A., Gill, B.C., Hoffman, P.F., Schrag, D.P. 2012. Uncovering the Neoproterozoic carbon cycle. *Nature*. 483:320-324.
- Kaufman, A.J. & Knoll, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. In: A.H. Knoll & M.R. Walter (eds.) *Neoproterozoic stratigraphy and Earth History*. *Precambrian Res.*, 73:27-49.
- Kaufman, A.J., Hayes, J.M.; Knoll, A.H.; Germs G.J.B. 1991, Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: Stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism: *Precambrian Res.*, 49:301–327.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Narbonne, A.H., 1997. Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic stratigraphy—an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precambrian Res.*, 73:251–270.
- Kaufman A.J., Corsetti, F.A., Varni, M.A. 2007. The effect of rising atmospheric oxygen on carbon and sulfur isotope anomalies in the Neoproterozoic Johnnie Formation, Death Valley, USA. *Chemical Geology*. 237:47-63.
- Kendall C.G.St.C., Warren, J. 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*. 34:1007-1027.
- Kendall, A.C. & Harwood, G.M. 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: Reading, H.G. (eds.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy Blackwell Science*, Oxford. p.: 281–324.
- Kendall, A.C. 1992. Evaporites. In: R.G.Walker & N.P.James (Eds.) *Facies Models – Response to Sea Level Change.*, Geological Association of Canada, St. John's. p.: 375–409
- 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.
- Kerans C. & Tinker S.W. (Eds.) 1997, *Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes #40, 165 pp.
- Kinsman, D.J.J. 1966. Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. In: Demicco R.V & Hardie L.A. 1994. *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. SEPM Atlas series n°1. Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- 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. *Precambrian Res.* 100:3-20.
- Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I.B. 1986. Secular variation in carbon isotoperatios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321:832–837.
- Knoll, A.H., Javaux, E.J., Hewitt D., Cohen P. 2006. Eukariotic organisms in Proterozoic oceans. *Phil. Trans. R. Soc. Biol. Sci.*, 361:1023-1038.
- Koerschner, W. F., Read J. F., 1989. Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginian Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology*. 59: 654-687.

- Kolosova, S. 1991. Late Precambrian acanthomorphic microfossils from the eastern Siberian Platform. *Algologia* 1 :53-59.
- Kröner, A. 1980. Pan African Crustal Evolution. *Episodes*. 2:3-8.
- Kump, L. R., Arthur, M. A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*. 161:181-198.
- Laflamme, M., Flude, L. I., Narbonne, G. M. 2012. Ecological Tiering and the Evolution of a Stem: The Oldest Stemmed Frond from the Ediacaran of Newfoundland, Canada. *Journal of Paleontology*, 86(2), 193-200.
- Le Guerroue, E., Allen, P. A. & Cozzi, A. 2006a. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: the Neoproterozoic Shuram Formation (Nafun Group, Oman). *Precambrian Research* **146**:68-92.
- Le Guerroue, E., Allen, P.A., Cozzi, A., Etienne, J.L., Fanning, M. 2006b. 50 millions year duration negative carbon isotope excursion in the Ediacaran ocean. *Terra Nova*. 18:147-153.
- Lehmann, M.F., Bernasconi, S.M., Barbieri, A., McKenzie, J.A. 2002. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. *Geochimica & Cosmochimica Acta* 66:3573–3584.
- Lehrmann, D.J., Goldhammer, R.K., 1999. Secular variation in parasequence and facies stacking patterns of platform carbonates: a guide to application of stacking pattern analysis in strata of diverse ages and settings. In: Harris, P.M., Saller, A.H., and Simo, J.A. (eds.) *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy*, SEPM, Special Publication 63, p.: 187–225.
- Li, C., Love G.D., Lyons. T.W., Fike, D.A., Sessions, A.L., Chu, X. 2010. A stratified Redox Model for the Ediacaran ocean. *Science*. 328:80-83.
- Li, Z.X, Evans D.A.D., Halverson G.P. 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global paleogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentology Geology*. 294:219-232
- Logan, B.W., Rezak R., Ginsburg R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites: *Journal of Geology*., 72:68-83.
- Luo, G., Algeo, T.J. Huang, J. Zhou, W. Wang Y., Yang H. Richoz, S., Xie, S. 2014. Vertical $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ gradients record changes in planktonic microbial community composition during the en-Permian mass extinction. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 396:119-131.
- Maliva, R.G., Dickson, J.A.D. 1997. Ulster white limestone formation (Upper Cretaceous) of Northern Ireland: effects of basalt loading on chalk diagenesis. *Sedimentology*. 44:105-112.
- Maloof, A.C., Schrag, D.P., Crowley, J.L., Bowring, S.A. 2005. An expanded record of Early Cambrian carbon cycling from the Anti-Atlas margin, Morocco. *Canadian Journal Earth Science*. 42:2192-2216.
- Marshall, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from carbonate rocks records and their preservation. *Geological Magazine*. 129:143-160.
- Mazzullo, S.J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *J. Sediment. Res.*, 70:10–23.
- McArthur, J.M., Tyson, R.V., Thompson, J., Matthey, D. 1992. Early diagenesis of marine organic matter: alteration of the carbon isotopic composition. *Marine Geology*. 105:51–61.
- McFadden, K.A. *et al.* 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 105:3197-3202.
- McGee, B., Collins S. A., Trindade R.I.F. 2013. A glacially incised canyon in Brazil: Further Evidence for Mid-Ediacaran Glaciation?. *The Journal of Geology*. 121:275-287.

- McGee, B., Collins S. A., Trindade R.I.F., Jourdan, F. 2014. Investigating mid-Ediacaran glaciations and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*. 62:130-154.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F. 2012. G'day Gondwana - the final accretion of a supercontinent: U-Pb ages from the post-orogenic Sao Vicente Granite, northern Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, 21, 316-322.
- Meert, V.A, Torsvik, T.H. 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*. 375:261-288
- Melezhik, V. A., Fallick, A.E., Medvedev, P.V., Makarikhin, V.V. 1999. Extreme $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ enrichment in 2.0Ga magnetite-stromatolite-dolomite-red beds association in a global context: a case for world-wide signal enhance by a local environment. *Earth-Science Reviews*. 48(2):71-120.
- Milhomem, J.M. 2012. Paleoambiente e quimioestratigrafia da Formação Serra do Quilombo, Neoproterozoico da Faixa Paraguaí Norte, Regiões de Cáceres e Nobres (MT). Dissertação de Mestrado. PPGG-UFPA. 88p.
- Milhomem, J.M.N., Nogueira, A.C.R., Macambira, M.J.B. 2013. A seção-tipo da Formação Serra do Quilombo, Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguaí Norte, Mato Grosso. *Brazilian Journal of Geology*. 43(2):386-400.
- Millero, F.J. 1996. *Chemical Oceanography*, 2^a eds. CRC Press, Boca Raton, Florida. 469 pp.
- Milliken, K.L., 1979. The silicified evaporite syndrome, two aspects of silicification history of former evaporate nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49:245-256.
- Mingxiang, M., Tucker M.E. 2013. Milankovitch-driven cycles in the Precambrian of China: The Wumishan Formation. 2013. *Journal of Paleogeography*. 2(4):369-289.
- Mitchum, R. M. & Van Wagoner, J. C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. In Biddle, KT and Schlager, W. (eds.) The record of sea-level fluctuations. *Sedimentary Geology*. 70:131-160.
- Mook, W.G., Bommerson, J.C., Staverman, W.H., 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22:169-176.
- Moore, T.S., Murray, R.W., Kurtz, A.C., Schrag, D.P. 2004. Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite. *Earth Planet. Science. Lett.*, 229:141-154.
- Nagel, B., Gaye, B., Kodina, L.A., Lahajnar, N. 2009. Stable carbon and nitrogen isotopes as indicators for organic matter sources in the Kara Sea. *Marine Geology*. 266:42-51.
- Narbonne, G. M. 2005. The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. 33:421-442.
- Narbonne, G. M. 2010 Ocean Chemistry and Early Animals. *Science*., 328:53-54.
- Narbonne, G. M., Xiao, S., & Shields, G. A. 2012. The Ediacaran Period. In *The Geologic Time Scale* (pp. 413-435).
- Narbonne, G.M., Kaufman, A.J., & Knoll, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geological Society of America Bulletin*., 106:1281-1292.
- Naumova, S. N. 1949. Spory nisjnego kembria (Lower Cambrian spores). *Isv. AN SSSR. Ser. geol.* 4. Moskva.

- Nogueira, A. C. R., 2003. A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. Tese de doutorado. Universidade de 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. *Revista Brasileira de Geociências*. 36:623-639.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C., Sial A.N., Moura, C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R., 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonates platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, 237:168-190.
- Nyberg, A.V.; Schopf, J.W. 1984. Microfossils in stromatolitic cherts from the upper Proterozoic Min'Yar Formation, Southern Ural Mountains, USSR. *Journal of Paleontology*. 58: 738-772.
- Ogrinc, N., Lojen, S., Faganeli, J. 2002. A mass balance of carbon stable isotopes in an organic-rich methane-producing lacustrine sediment (Lake Bled, Slovenia). *Global Planet. Change* 33:57-72.
- Oliva, L. A. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Cuiabá. Brasília. 18 pp.
- Olivatti, O., Ribeiro Filho, W. 1976. Revisão da Geologia do Centro-Norte de Mato Grosso; Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul. Goiânia. CPRM. 51 pp.
- Osleger, D.A., 1991, Subtidal carbonate cycles: implication for allocyclic versus autocyclic controls: *Geology*. 19:917-920.
- Patterson, W.P., Walker, L.M. 1994. Depletion of ^{13}C in seawater ΣCO_2 on modern carbonate platforms: significance for the carbon isotopic record of carbonates. *Geology*. 22:885-888
- Pentecost, A., Spiro, B. 1990. Stable carbon e oxygen isotope composition of calcites associated with modern freshwater cyanobacteria and algae. *Geomicrobiology Journal*. 8(1):17-26.
- Petsch, S.T., K.J.Edwards, T.I., Eglinton, T.I. Microbial transformations of organic matter in black shales and implications for global biogeochemical cycles. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 219:157-170.
- 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., 1992, Tepees in peritidal carbonates: origin via earthquake-induced deformation, with example from the Middle Cambrian of western Canada: *Sedimentary Geology*, 153:57-64.
- Preiss, W.V., 2000. The Adelaide geosynclines of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction. *Precambrian Research*. 100:21-63.
- Pykhova, N.G. 1973. Dokembriskie akritarkhi Moskovskogo grabena i yuzhnogo Urala, ikh stratigraficheskoe znachenie. Byulleten Moskovskogo Obshchestva Ispitatelei Prirody. *Otdel Geologicheskii*. 48, 91-107 (in Russian).
- Quadros, L. P.; Melo, J. H. G. 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-Mesozóico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, RJ. 1(2):205-214.
- Read J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 66:860-878.
- Read, J.F., Goldhammer, R.K. 1988. Use of Fisher plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. *Geology*. 16:895-899;
- Riding, R. 1994. Evolution of algal and cyanobacterial calcification. In: Bengtson, S. (eds.) *Early life on Earth*. New York, Columbia University Press. Nobel Symposium, n. 84. p.426-438.

- Riding, R. 2006. Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time. *Sedimentary Geology*. 185:229-238.
- Romanek, C.S., Grossman, L.E., Morse, J.W. 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56:419-430.
- 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., Narenda, S.K. (Eds.), *Paleontologia, Cenários da Vida*, Interciência, pp. 27e37.
- Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R., Soares, J.L. 2012. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International. Geology Review*. 55:1-19.
- Rudnitzki, I.D., Nogueira A.C.R. 2012. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). *Brazilian Journal of Geology*. 42(4):633-645.
- Sadler, P. M., Osleger, D. A., Montañez, I. P. 1993 On the labeling, length, and objective basis of Fischer plots. *Journal Sedimentary Petrology*, 63:360–368.
- Sami, T.T., James, N.P. 1994. Peritidal carbonate platform growth and cyclicity in an early Proterozoic foreland basin, Upper Pethei Group, Northwest Canada. *Journal of Sedimentary Research*. 64:111–131.
- Sansjofre, P., Ader, M. Trindade, R.I.F., Elie, M., Lyons, J., Cartigny, P., Nogueira, A.C.R. 2011. A carbon isotope challenge to the Snowball Earth. *Nature*. 478:93-96
- Sansjofre, P., Trindade R.I.F., Ader M., Soares, J.L., Nogueira A.C.R., Tribovillard, N. 2014. Paleoenvironment reconstruction of the Ediacaran Araras platform (Western Brazil) from the sedimentary and trace metals records. *Precambrian Research*. 241:185-202.
- Santos, H.P, Bandeira, J.C.Sjr. Nogueira A.C.R. 2014. Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano Inferior da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso. *Geologia USP Séria Científica*. 14:19-38.
- Saylor, B. Z., Kaufman, A. J., Grotzinger, J. P., Urban, F., 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. *J. Sediment. Res.*, 68:1223–1235.
- Schopf W. & Klein, C. 1992. *The proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*. Cambridge university press, 1348 p.
- Schopf, J.W. 1968. Microflora of the Bitter Spring Formation, Late Precambrian, Central Australia. *Journal of Paleontology*. 42:651-688.
- Schrag, D.P., Berner, R.A., Hoffman, P.F., Halverson, G.P. 2002. On the initiation of a snowball Earth. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 31, doi: 10.1029/2001GC000219.
- Shackleton, R.M. 1996. The final collision zone between East and West Gondwana.: Where is it? *The Journal of African Earth Sciences*. 23(3):271-287.
- Shcolle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S.U. 2003. A color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memmoir 77. USA. 461.
- Shen, B., Xiao, S., Kaufman, A. J., Bao, H., Zhou, C., Wang, H. 2008. Stratification and mixing of a post-glacial Neoproterozoic ocean: Evidence from carbon and sulfur isotopes in a cap dolostone from northwest China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265:209-228.
- Shields, A.G. 2002. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appraisal of existing molds and the *plumeworld* hypothesis. *Terra Nova*.17:299-310.

- Shin, E. A. 1983. Tidal Flat. In: Scholle, P. A., Bobout, D. G., Moore, C. H. (eds.) *Carbonate Depositional Environment*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologist, *Memoir* 33. p.: 173-210.
- Sibley, D.F., Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rocks texture. *Journal of Sedimentary Petrology*. 57:967-975.
- Silva Jr, J.B., Nogueira, A.C.R., Petri, S., 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. Bras. Geoci.* 37(3):595-606.
- Silva Jr. J.B.C. 2012. Sedimentação siliciclástica e proveniência do Grupo Alto Paraguai (neoproterozóico-cambriano), borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, estado do Mato Grosso. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará. 109 p.
- Sivan, O., Schrag, D.P., Murray, R.W., 2007. Rates of methanogenesis and methanotrophy in deep-sea sediments. *Geobiology*. 5:141-151.
- Soares J. L., Nogueira A. C. R. 2008. Depósitos carbonáticos de Tangara da Serra (MT): uma nova ocorrência de capa carbonática neoproterozóica no sul do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoci.*, 38(4):715-729.
- Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Domingos, F., Riccomini, C. 2013. Synsedimentary deformation and paleoseismic Record in Marinoan cap carbonate of the southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 48:58-72.
- Souza, E. J. 2012. Tectônica Pós-colisional e estratigrafia da cobertura Neoproterozóica-Cambriana da Faixa-Paraguai Norte, região de Nobres (MT). Dissertação. Universidade Federal Pará. 65 p.
- Spence, G.H., Tucker, M.E., 2007, A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *Journal of Sedimentary Research*. 77:797-808.
- Strauss, H., Des Marais, D.J., Hayes, J.M., Summons, R.E., 1992. The carbon isotope record. In: Schopf, J.W., Klein, C. (eds.), *Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Princeton University Press, pp.117-127.
- Sumner, D.Y., 2002. Decimetre-thick encrustations of calcite and aragonite on the sea-floor and implications for Neoarchaeon and Neoproterozoic ocean chemistry, in Altermann, W., and Corcoran, P.L., eds., *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Spec. Publ. int. Sediment., 33, p. 107-120.
- Swart, P.K., Eberli, G., 2005. The nature of the $\delta^{13}\text{C}$ of periplatform sediments: implications for stratigraphy and the global carbon cycle. *Sedimentary Geology*. 175:115-129.
- Swart, P.K., Reijmer J.J.G, Otto, R. 2009. A re-evaluation of facies on Great Bahama Bank II: variation in $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and mineralogy of surface sediments. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publi.* 41:47-59.
- Swart, P.K., Kennedy, M.J. 2012. Does the global stratigraphic reproducibility of $\delta^{13}\text{C}$ in Neoproterozoic carbonates require a marine origin? A Pliocene-Pleistocene comparison. *Geological Society of America*. 40(1):87-90.
- Symons, D.T.A, Chiasson, A.D. 1991. Paleomagnetism of the Callander Complex and the Cambrian apparent polar wander path for North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 28:355-362.
- Tohver, E., D'agrella Filho, M., 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. R. 2010 Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, 38:267-270.

- Torsvik, T.H., Lohman, K.C., Sturt, B.A. 1995. Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constrain. *Geology*. 23:727-730.
- Trindade R.I.F., D'Agrella-Filho M.S., Epof I., Brito-Neves B.B. 2006. Paleomagnetism of the early Cambrian Itabaiana mafic dikes, NE Brazil, and implications for the final assembly of Gondwana and its proximity to Laurentia. *Earth Planetary Science Letters*. 244:361-377.
- Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*. 82:101–112.
- Trompette, R., 2000. Gondwana evolution, its assembly at around 600 Ma. *Academie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planetes/Herat and Planetary Science*, 330:305–315.
- Tucker, M., Garland, J. 2010. High-frequency cycles and their sequence stratigraphic context: orbital forcing and tectonic controls on Devonian cyclicity, Belgium. *Geologica Belgica*. 13(3):213-240.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (eds). 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwells, Oxford, 482 pp.
- Tucker, M.E. (eds). 1992. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Scientific Publications. 260 pp.
- Tucker, M.E. 2003 *Sedimentary Rocks in the Field* (3rd edition). Wiley, Chichester.
- Uesugui, N. (1979) Palinologia: técnicas de tratamento de amostras. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 22 (4): 229-240.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N., & Hatlelid, W. G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C.E. Ed. *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*. A.A.P.G. Memoir 26:49-212.
- Vail, P.R. 1987 Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. In: Bally, W.A., (eds) Atlas of Seismic Stratigraphy. V 1. AAPG Studies Geology 27: 1-10.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., And Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and van Wagoner, J.C., (eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: SEPM, Special Publication 42, p.: 39–45.
- Vidal, G. Moczydlowska, M. 1997. Biodiversity, speciation and extinction trends of Proterozoic and Cambrian phytoplankton. *Paleobiology*. 23:230-246.
- Vieira, A.J. 1965. Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, (Relatório Técnico Interno, 379) 79 pp.
- Villas, L., Martín-Chivelet, J., Arias, C., Gimenez, R., Ruíz-Ortiz, O.A., Castro, J.M., Masse, J.P., Estéves, A. 1998. Cretaceous carbonates platforms of the Spanish Levante: Sedimentary evolution and sequence stratigraphy. In: International Sedimentological Congress, 15, Alicanto, Espanha, p.: 295-315.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.) *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p.: 1-14.
- Warren, J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*. 52:1-81.
- Warren, J.K., Kendall C.G.ST.C. 1985 Comparison of marine (subaerial) and salina (subaqueous) evaporate and ancient and modern. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*., 69:1013-1023.
- Warren, L.V., Simões, M.G., Fairchild, T.R., Riccomini C., Gaucher, C., Anelli, L.E., Freitas B.T., Boggiani P.C., Quaglio F. 2013. Origin and impact of the oldest metazoan bioclastic sediments. *Geology*. 41:507-510

- Werne, J.P., Hollander, D.J., 2004. Balancing supply and demand: controls on carbon isotope fractionation in the Cariaco Basin (Venezuela) Younger Dryas to present. *Marine Chemistry* 92:275–293.
- Wizevic, M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (eds). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM. p.:22-24.
- Wood, R. A., & Zhuravlev, A. Y. 2012. Escalation and ecological selectivity of mineralogy in the Cambrian Radiation of skeletons. *Earth-Science Reviews*, 115, 249-261.
- Xiao, S., Zhou, C., Liu, P., Wang, D., & Yuan, X. (2014). Phosphatized Acanthomorphic Acritarchs and Related Microfossils from the Ediacaran Doushantuo Formation at Weng'an (South China) and their Implications for Biostratigraphic Correlation. *Journal of Paleontology*, 88(1), 1-67.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65Ma to present. *Science*. 292:686-693.
- Zhou, C.; Brasier, M.D.; XUE, Y. 2001. Three-dimensional phosphatic preservation of giant acritarchs from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation in Guizhou and Hubei provinces, South China. *Palaeontology*, 44:1157–1178.
- Zhou, C.M., Xie, G.W., McFadden, K., Xiao, S.H., Yuan, X.L., 2007. The diversification and extinction of Doushantuo–Pertatataka acritarchs in South China: causes and biostratigraphic significance. *Geological Journal*. 42, 229–262.



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 **ISAAC DANIEL RUDNITZKI**

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **ISAAC DANIEL RUDNITZKI**, orientando do Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), é composta pelos professores doutores Claudio Riccomini (USP), Jean Michel Lafon (UFPA), Joelson Lima Soares (UFPA), e Ricardo Ivan Ferreira da Trindade (USP), após apresentação da sua tese intitulada “**PALEOAMBIENTE E QUIMIOESTRATIGRAFIA DA PORÇÃO SUPERIOR DO GRUPO ARARAS, NEOPROTEROZOICO DA FAIXA PARAGUAI NORTE, ESTADO DO MATO GROSSO**” emite o seguinte parecer:

O candidato fez uma apresentação muito clara e objetiva de sua tese de doutoramento. A apresentação foi realizada no tempo regulamentar. Sua tese representa contribuição significativa para o refinamento de fácies, arcabouço estratigráfico, quimioestratigrafia de isótopos estáveis de C e O e condições redox da rampa carbonática ediacarana das formações Serra do Quilombo e Nobres, Grupo Araras, Faixa Paraguai. Na apresentação e na arguição o candidato demonstrou erudição e domínio do tema e respondeu com segurança as questões formuladas pela banca examinadora.

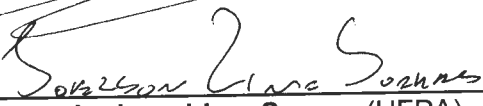
Em conclusão, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 22 de junho de 2015.


Afonso César Rodrigues Nogueira (Orientador - UFPA)


Claudio Riccomini (USP)


Jean Michel Lafon (UFPA)


Joelson Lima Soares (UFPA)


Ricardo Ivan Ferreira da Trindade (USP)