



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 431

**FÁCIES E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS COSTEIROS DA
FORMAÇÃO RAIZAMA: EVIDÊNCIAS DO REGISTRO
EDIACARANO-CAMBRIANO NA FAIXA PARAGUAI,
REGIÃO DE NOBRES, MATO GROSSO**

Dissertação apresentada por:

HUDSON PEREIRA SANTOS

Orientador: Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

BELÉM

2014

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

Santos, Hudson Pereira, 1986-

Fácies e proveniência de depósitos costeiros da Formação Raizama : evidências do registro ediacarano-cambriano na faixa Paraguai, região de Nobres, Mato Grosso / Hudson Pereira Santos. – 2014.

95 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2014.

1. Geologia estratigráfica - Pré-cambriano. 2. Arenito - Mato Grosso. 3. fácies (Geologia) - Mato Grosso. I. Título.

CDD 22. ed. 551.71



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


**FÁCIES E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS COSTEIROS DA
FORMAÇÃO RAIZAMA: EVIDÊNCIAS DO REGISTRO
EDIACARANO-CAMBRIANO NA FAIXA PARAGUAI,
REGIÃO DE NOBRES, MATO GROSSO**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
HUDSON PEREIRA SANTOS**


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

Data de Aprovação: 10 / 03 / 2014

Banca Examinadora:


Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador-UFPA)


Prof. Jean Michel Lafon
(Membro-UFPA)


Prof. Joelson Lima Soares
(Membro-UFPA)

À DEUS.
Aos meus queridos pais: José Santos e Socorro Santos.
À minha amada esposa Darlene Powell.

AGRADECIMENTOS

À DEUS, pelas graças por ELE concedidas, incluindo a realização deste trabalho. Toda honra e toda glória seja dada a ELE!.

À meus pais, pelo amor incondicional, incentivo, e inúmeros conselhos. Amo vocês e os honro muito!.

À minha querida esposa Darlene, pelo seu amor, paciência, incentivo nas horas cruciais, dedicação, diante de minhas inúmeras ausências.

Ao orientador, prof. Dr. Afonso Nogueira pelo constante incentivo a pesquisa durante esses oito anos, e deliciosos ‘rangos’ durante as correções. A caminhada é longa!

A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura oferecida.

A CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao INCT-GEOCIAM pelo apoio financeiro nas etapas de campos.

Ao prof. Dr. Werner Trukenbrodt pelas correções e considerações cruciais para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao prof. Dr. Jean Michel Lafon pela constante disposição em tirar dúvidas, e pelas discussões.

Ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), na pessoa do Prof. Dr. Elton Dantas e do técnico Érico Zacchi.

Aos profs. Drs. José Bandeira e Joelson Soares pelas discussões, dicas, correções, e principalmente pela amizade, Obrigado!.

Aos meus queridos companheiros de Gsed: Kamilla Peixe, Pedro, Salém, Valber, Chelsea, Socó, Rapha, Jhon, Isaac Judeu, Guilherme Raffaeli (USP), César, e em especial aos amigos Francisco Latino & Brenda pela constante ajuda e palavras de incentivo.

*O temor do Senhor é o princípio do saber, e
o conhecimento do Santo é prudência.*
Provérbios 9:10

RESUMO

Rochas siliciclásticas da Formação Raizama, unidade basal do Grupo Alto Paraguai de idade ediacarana-cambriana (635 – 541 Ma), ocorrem distribuídas descontinuamente ao longo da margem sul do Cráton Amazônico e segmento norte da Faixa Paraguai, centro-oeste do Brasil, estado do Mato Grosso. Estas recobrem discordantemente os depósitos de plataforma carbonática do Grupo Araras, onde foram registrados evidências do evento glacial Marinoano (635 Ma). O Grupo Alto Paraguai representa os estágios finais da colisão entre os blocos Amazônico e Paranapanema que culminaram no fechamento do Oceano *Clymene* (540-520 Ma). A Formação Raizama com espessura de aproximadamente 570 m é constituída por pelitos, arenitos finos a grossos, e arenitos com cimento dolomítico previamente interpretados como depósitos flúvio-costeiros distribuídos nos membros inferior (270 m) e superior (300 m). O estudo faciológico e estratigráfico desta unidade na região de Nobres, Estado do Mato Grosso, foi focado principalmente na seção aflorante de 600 m no leito do rio Serragem II, que inclui a Cachoeira da Serra do Tombador. Foram definidas 17 fácies sedimentares, agrupadas em cinco associações de fácies (AF) representativas de uma sucessão costeira progradante iniciando por depósitos de *shoreface* inferior, os quais recobrem em conformidade correlativa os depósitos de plataforma carbonática da Formação Serra do Quilombo (Grupo Araras). A AF1 consiste em arenitos com laminação plano-paralela e laminação truncada por onda (*microhummocky*), individualizada por camadas de pelito laminado interpretadas como depósitos de *shoreface* inferior. Destaca-se na AF1 a primeira ocorrência de níveis centimétricos bioturbados por *Skolithos* em depósitos neoproterozoicos – cambrianos na Faixa Paraguai. A AF2 é formada por arenitos com estratificação cruzada *swaley* e estratificação plano-paralela interpretada como depósitos de *shoreface* superior. A AF3 é composta por arenitos com estratificações cruzadas tangenciais e acanaladas com recobrimentos de siltito/arenito muito fino representativos de depósitos de canal e barras de submaré. A AF4 é caracterizada por arenitos com estratificações cruzadas tangencial e sigmoidal, laminação plano-paralela a cruzadas de baixo-ângulo, ritmito arenito muito fino/siltito com acamamento *flaser* e gretas de contração, organizados em ciclos métricos de raseamento ascendente de planície de maré. A AF5 é constituída por arenito com estratificação cruzada acanalada marcada por *lags* residuais na base da associação, arenito com estratificações plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo, interpretados como depósitos fluviais distais de rios entrelaçados, parcialmente retrabalhados por ondas. Grãos detríticos de zircão foram obtidos da AF3 e datados pelo método U-Pb, sendo a idade de 1001±9 Ma

interpretada como a idade de máxima deposição da Formação Raizama. Aliado a tal análise, as paleocorrentes NE-SE mostram que estes grãos teriam como áreas fontes principais a Faixa Sunsás, SW do Cráton Amazônico, não sendo descartada contribuições oriundas da parte NW desse Cráton. A idade mesoproterozóica obtida serviu principalmente para desvendar a proveniência da Formação Raizama, enquanto que as datações da base do Grupo Araras, em torno de 627-622 Ma, associada à presença inequívoca do icnogênero *Skolithos*, tornam esta unidade muito mais próxima do limite com o Cambriano Inferior. Traços fósseis do Proterozoico são caracterizados quase que exclusivamente por traços horizontais, sendo que bioturbações verticais praticamente são ausentes ao longo do Neoproterozoico. Esta inferência vem de encontro com a idade máxima de 541 Ma obtida para a Formação Diamantino, a qual recobre a unidade estudada. Os dados radiométricos aliados com as interpretações paleoambientais, que incluem o registro das primeiras atividades de organismos perfurantes na Faixa Paraguai, abrem perspectivas de entender com maiores detalhes a sequência de eventos que tipificam os estratos do limite Ediacarano-Cambriano do Brasil, ainda pouco conhecidos.

Palavras-chave: Neoproterozoico-Cambriano. Formação Raizama. Sistema flúvio-costeiro.

ABSTRACT

Siliciclastic rocks from the Raizama Formation, a basal unit of the Alto Paraguai Group, from the Ediacaran-Cambrian interval (635-541 Ma), is discontinuously occur distributed along the southern margin of the Amazonian Craton within the Paraguay Fold Belt northern segment, west-central of Brazil, Mato Grosso state. This Group unconformably overlies carbonate shelf deposits of the Araras Group, where evidence of Marinoan glacial event (635 Ma) was recorded. The Alto Paraguai Group represents the final stages of the collision between the Paranapanema and Amazonian blocks, leading to the closure of the Clymene Ocean (540-520 Ma). The Raizama Formation is approximately 570 m of thickness and is composed by mudstone, fine to coarse sandstones, and sandstones with dolomitic cement previously interpreted as fluvial-coastal deposits distributed in the lower member (270 m) and upper member (300 m). The facies and stratigraphic studies of this unit in the Nobres region, Mato Grosso state, were mainly focused on the outcropping section of 600 m in the bed of Rio Serragem II, which includes the Serra do Tombador waterfall. In this stratigraphic section, 17 sedimentary facies were described and grouped into five facies association (AF), representative of a progradational coastal sequence beginning with lower shoreface deposits, overlying in correlative conformity the shelf carbonate deposits of the Serra do Quilombo Formation (Araras Group). The AF1 facies consists of sandstones with planar lamination and wave-ripple cross-lamination (microhummocky), individualized by layers of laminated pelite interpreted as lower shoreface deposits. It stands out in the AF1 the first occurrence of centimetric bioturbated levels of *Skolithos* in Neoproterozoic-Cambrian deposits in the Paraguay Belt. The AF2 facies is composed by sandstones with swaley cross-stratification and plane bedding interpreted as upper shoreface deposits. The AF3 facies is composed by sandstones with tangential and trough cross-stratification with drapes of siltstone/very fine sandstone representative of channel and subtidal bars deposits. The AF4 facies is characterized by sandstones with tangential and sigmoidal cross-stratification, planar to low angle cross-lamination, rhythmites very fine sandstone/siltstone with flaser bedding and mudcracks, organized in metric tidal flat shallowing upward cycles. The AF5 facies is comprised of sandstone with trough cross-bedding characterized by common lags at the base of the association, sandstone with planar to low-angle cross-stratification, interpreted as distal braided rivers, in part reworked by waves. Detrital zircon grains were obtained from AF3 and dated by U-Pb method, resulting in an age 1001 ± 9 Ma interpreted as the age of the maximum

deposition of Raizama Formation. Combined with this analysis, the NE-SE paleocurrents show that source area of these sediments would be the Sunsas Fold Belt, SW of the Amazonian Craton not being discarded contributions coming from the NW part of this Craton. The obtained Mesoproterozoic age has predominantly served to unravel the provenance of Raizama Formation. Whereas dating from the base of Araras Group, around 627-622 Ma, associated with the clear presence of the ichnogenus *Skolithos*, suggests that the age of this unit is closer to the limit with the Lower Cambrian. Trace fossils from the Proterozoic are characterized almost exclusively by horizontal traces, while vertical bioturbation are virtually absent throughout the Neoproterozoic. This inference is confirmed by the maximum age of 541 Ma obtained for Diamantino Formation, which overlies the studied unit. The radiometric data combined with paleoenvironmental interpretation, including the record of the first burrowing activities in Paraguai Fold Belt, opens up perspectives to understand in greater detail the sequence of events that typify the Ediacaran-Cambrian boundary strata of Brazil, still poorly known.

Keywords: Neoproterozoic-Cambrian. Raizama Formation. Fluvial-coastal system

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Localização e geologia das áreas de estudo, com destaque para a principal seção estudada.....	4
Figura 2 -	Diagrama triangular de classificação petrográfica de arenitos segundo Folk (1974). <i>Q</i> = <i>Quartzo</i> , <i>F</i> = <i>Feldspato</i> e <i>Fr</i> = <i>Fragmento de rocha</i>	8
Figura 3 -	Classificação textural de mosaicos de cristais de dolomita.....	8
Figura 4 -	Correção de estratificações cruzadas dobradas por tectônica usando projeção estereográfica.....	9
Figura 5 -	A) Mapa de localização da Província Tocantins, com destaque ao segmento Norte da Faixa Paraguai. B) Contexto geológico da região central da América do Sul relacionado a amalgamação dos blocos continentais durante a tectônica Brasiliana/ Pan-Africana (Modificado de Nogueira, 2003) C) Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai exposta como seção esquemática com direção E-W.....	12
Figura 6 -	Carta litoestratigráfica da bacia neoproterozoica-cambriana do sul do Cráton Amazônico/ Faixa Paraguai Norte, com destaque para a posição estratigráfica da principal seção estudada da Formação Raizama em contato com os carbonatos da Formação Serra do Quilombo.....	16
Figura 7 -	Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguai. A) Estágio final da deposição do Grupo Araras, após 630 Ma, com a locação de planícies de maré carbonática de clima árido que recobrem grandes áreas do Cráton Amazônico, marcando um raseamento da Bacia Araras, dando início a supressão dos carbonatos pelos terrígenos, indicando o início do soerguimento das áreas fontes a SE. B) A sedimentação siliciclástica proveniente das áreas soerguidas inibe a precipitação dos carbonatos, formando uma plataforma rasa na região sul do Cráton, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade (Formação Raizama).....	18
Figura 8 -	Perfil litoestratigráfico da Formação Raizama na região de Nobres – MT...	22

- Aspectos faciológicos da AF1 – *Shoreface* inferior. A) Camadas de arenitos da fácies Ato e Ap individualizados por pelitos laminados (fácies Pl); B) Detalhe dos simples tubos cilíndricos truncando perpendicularmente a fácies Ato, sendo considerados como pertencentes a icnofácies *skolithos*; C e D) Arenito com laminação truncada por onda (Ato) associada com laminação plano-paralela (Ap); E) Arenito com estratificação cruzada *swaley* (As) verticalmente gradando para laminação plano-paralela (Ap), expondo o padrão *pinch- and- swell* das camadas 25
- Figura 9 -
- Aspectos litológicos da AF1 – *Shoreface* inferior. A) Fácies arenito com laminação plano-paralela (Ap) sobrepondo gradualmente a fácies arenito com laminações truncadas por onda (Ato); B) Truncamento brusco entre as fácies Ap e Ato. Aspectos litológicos da AF2 – *Shoreface* superior. C) Foto e D) desenho esquemático da fácies arenito com estratificação cruzada *swaley* gradando para fácies arenito com laminação plano-paralela no topo do membro inferior da Formação Raizama..... 26
- Figura 10 -
- Aspectos faciológicos da AF3 – Submaré. A e B) Estratificação cruzada tangencial recoberta por *drapes* de siltito/arenito muito fino com padrão bidirecional obliquo migrando preferencialmente para NE-SE; C) Arenito com estratificação cruzada tangencial recoberta por *drapes* de silte/areia muito fina (Atg) com associada a subordinadas estratificações cruzadas acanaladas (Aa); D) Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte; E) Laminações cruzadas cavalgantes; F) Estratificação cruzada acanalada de médio porte recoberta por siltito/arenito muito fino nos *foresets*..... 29
- Figura 11 -
- Seção panorâmica da AF4 mostrando os ciclos granodecrescentes ascendentes (setas) representados, da base para o topo, por camadas tabulares de arenitos com laminação plano-paralela (Ap), arenito com estratificação cruzada tangencial (At), arenito com acamamento ondulado (Ao) e siltito/arenito com laminação ondulada (SAo)..... 30
- Figura 12 -
- A e B) Arenito com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (Fácies Apb) sobreposto por acamamento ondulado (Fácies Ao), evidenciando a redução da energia do fluxo; C) Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) sobreposto pela fácies Apb da; D) Acamamento ondulado formado por fluxo oscilatório com migração e agradação com baixos ângulos de cavalgamento sob variáveis condições de on; E) Gretas de contração evidenciando exposição subárea; F) Siltito a Arenito muito fino com acamamento *flaser*..... 33
- Figura 13 -
- A) Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada com *lags* residuais; B) Detalhe dos *lags* residuais (círculos) compostos por seixos de quartzo de 2-4 cm nos eixos das estratificações cruzadas acanaladas. Notar a granodecrescência ascendente nos *foresets* (setas); C e D) Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada (Fácies Aa); E) Laminação plano-paralela; F) Arenito com laminação ondulada assimétrica..... 34
- Figura 14 -

- Figura 15 - Diagrama de Folk (1974) com a classificação dos arenitos provenientes das associações de fácies da Formação Raizama na região de Nobres (MT). *Q* = *Quartzo*, *F* = *Feldspato* e *Fr* = *Fragmento de rocha*..... 35
- Características petrográficas dos subarcóseos das associações AF1 e AF2. **A)** Arcabouço dos subarcóseos da associação AF1 granulometricamente variando de silte grosso a areia muito fina, com grãos de quartzo (Qtz), moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos, cimentados por dolomita (d); **B)** Subarcóseos da associação AF2 com granulometria no intervalo de areia fina a média, constituídos principalmente por grãos de quartzo (Qtz), subarredondados a subangulosos, bem selecionados, cimentados por dolomita (d); **C)** Fotomicrografia dos subarcóseos da associação AF1 exibindo grãos de quartzo parcialmente substituídos por dolomita (seta amarela), e com bordas corroídas (seta vermelha). Grãos de quartzo apresentam contato reto, muitas vezes se tratando de contatos de compromisso (círculo amarelo); **D)** Dolomitização secundária dos subarcóseos da associação AF2. Notar os grãos de quartzo parcialmente ou totalmente substituídos por dolomita (d) (seta vermelha/ círculo amarelo), e ainda grãos de quartzo com sobrecrecimento sintaxial de quartzo (seta amarela)..... 37
- Figura 16 - Fotomicrografias dos arenitos da Formação Raizama. **A)** Sublitarenito com granulometria variando de areia fina a grossa, subarredondado a subangulosos, moderadamente selecionados, formados principalmente por grãos de quartzo (Qtz) e fragmentos de rocha sedimentar-*chert* (ch); **B)** Arcabouço dos sublitarenitos mostrando contato de compromisso entre os grãos de quartzo (seta vermelha), além de cimento autigênico de argilominerais arranjados em forma de franja paralelo a superfície dos grãos (seta amarela); **C)** Quartzo-arenito da associação AF3 granulometricamente variando de areia fina a média; **D)** Quartzo-arenito da associação AF5 mostrando os grãos do arcabouço no intervalo de areia fina a muito grossa, com contatos de compromisso (seta amarela); **E)** Cimento autigênico de argilominerais cobrindo parcialmente a superfície dos grãos (seta amarela), e ainda com sobrecrecimento sintaxial de quartzo (seta vermelha); **F)** Grãos de quartzo totalmente envoltos por cimento autigênico de argilomineral em forma de franja (seta amarela)..... 39
- Figura 17 - Mudanças icnofaunais através do limite Ediacarano-Cambriano. Esteiras microbiais são difundidas no Ediacarano em ambientes marinhos raso, onde primeiramente ocorreu o aumento no grau e profundidade da bioturbação. (1) *Helminthopsis*,(2) *Helminthoidichnites*,(3) *Gordia*,(4) *Radulichnus*,(5) traços fósseis *Dickinsonia*, (6) *Yorgia*,(7) *Treptichnus*,(8) *Oldhania*,(9) *Diplichnites*,(10) *Planolites*,(11) *Cochlichnus*,(12) *Cruziana*,(13) *Rusophycus*,(14) *Skolithos*,(15) *Syringomorpha*,(16) *Diploclaterion*..... 41

- Revolução Cambriana. As esteiras microbiais que cobriam o substrato durante o Neoproterozoico (*matgrounds*) gradativamente são substituídas por substratos incoesos (*mixgrounds*) na transição para o Cambriano em resposta ao aumento da bioturbação infaunal resultante da evolução para metazoários mais complexos e de esqueleto rígido (Adaptado de Seilacher, 2007)..... 42
- Figura 19 -
- Traços fósseis da Formação Raizama. A) Icnofósseis caracterizados por simples tubos cilíndricos verticais com até 4 cm de comprimento, e diâmetro de 2-3 mm, com paredes lisas que algumas vezes se afunilam em direção a base da camada, dispostos de forma perpendicular as laminações cruzadas truncadas por onda/*microhummocky* ; B) Detalhe dos icnofósseis; C) e D) Fotomicrografia mostrando a estrutura de *spreiten* retrusiva dos traços fósseis..... 43
- Figura 20 -
- Análise dos icnofósseis da Formação Raizama. A) Representação esquemática da distribuição esporadicamente heterogênea (retângulo vermelho) dos icnofósseis na camada (Modificado de Gingras *et al.*, 2012) B) Distribuição das icnofácies idealizada por Seilacher (1967), com destaque para a icnofácies *Skolithos* a qual caracteriza os icnofósseis da Formação Raizama C) Diagrama triangular mostrando os efeitos da taxa de sedimentação rápida e episódica na Formação Raizama (Modificado de Mellroy & Garton, 2004) D) Classificação etológica dos icnofósseis (Adaptado de Nichols, 2009)..... 46
- Figura 21 -
- Imagens de grãos de zircão por catodoluminescência, com o centro e a borda desses zircões com idades mesoproterozoicas e paleoproterozóicas.. 48
- Figura 22 -
- Diagrama de Wetherill (1956) mostrando os dados das idades de zircão da amostra analisada (A). A amostra contém significantes assinaturas Paleoproterozoica a Mesoproterozoica. Isto pode ser melhor visualizado no histograma de frequência da probabilidade relativa da amostra; (B). A área sombreada em cinza claro corresponde a contribuições principalmente Mesoproterozoica para a Formação Raizama, durante a instalação da Faixa Paraguai..... 49
- Figura 23 -
- Correlação esquemática evidenciando a variação de paleocorrentes no decorrer do tempo resultante do fechamento do oceano *Clymene*..... 53
- Figura 24 -
- Mapa geológico do Cráton Amazônico mostrando as províncias geocronológicas..... 56
- Figura 25 -

Figura 26 -	(A) Mapa do Brasil indicando a Província Tocantins; (B) Reconstituição paleogeográfica dos blocos continentais que deram origem aos cinturões orogênicos; (C) Localização das faixas Paraguai, Araguaia e Sunsás, e em (D) Mapa simplificado do SW do Cráton Amazônico indicando as principais áreas fontes para a Formação Raizama (As fontes geralmente estão a SWW e NNW, como indicado pelas faixas cinza).....	57
Figura 27 -	Modelo deposicional da Formação Raizama na região de Nobres, MT.....	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Fácies, associações de fácies e processos sedimentares da Formação Raizama, região de Nobres - MT.....	19
Tabela 2 -	Resultados obtidos pelo método de evaporação U-Pb por ICP-MS com <i>laser ablation</i> em monocristais de zircão dos arenitos da Formação Raizama, região de Nobres - MT.....	50

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xvi
CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA	2
1.3 OBJETIVOS	3
CAPÍTULO 2	5
2. MÉTODOS	5
2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA	5
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	5
2.3 ICNOLOGIA	6
2.4 PROVENIÊNCIA	7
2.4.1 Paleocorrente	7
2.4.2 Geocronologia	9
CAPÍTULO 3	11
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	11
3.1 FAIXA PARAGUAI	11
3.2 GRUPO ALTO PARAGUAI	13
3.2.1 Trabalhos anteriores	13
3.2.2 Litoestratigrafia	14
3.2.3 Idade	15
CAPÍTULO 4	17
4. FÁCIES E PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO RAIZAMA	17
4.1 ASPECTOS GERAIS	17

4.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	23
4.2.1 AF1 – <i>Shoreface</i> inferior (Fm. Raizama inferior)	23
4.2.2 AF2 – <i>Shoreface</i> superior (Fm. Raizama inferior).....	24
4.2.3 AF3 – Submaré (Fm. Raizama superior)	27
4.2.4 AF4 – Planície de maré (Fm. Raizama superior)	28
4.2.5 AF5 – Fluvial entrelaçado distal (Fm. Raizama superior).....	31
CAPÍTULO 5	35
5. PETROGRAFIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA	35
5.1 DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS.....	35
5.1.1 Subarcóseo.....	35
5.1.2 Sublitarenito.....	36
5.1.3 Quartzo-arenito	37
CAPÍTULO 6	40
6. ICNOFÓSSEIS DA FORMAÇÃO RAIZAMA	40
CAPÍTULO 7	47
7. PROVENIÊNCIA	47
7.1 ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA POR IDADES U-PB EM ZIRCÃO DETRÍTICO.....	47
7.2 RECONSTITUIÇÃO HIDRODINÂMICA	52
7.3 ÁREAS FONTES.....	54
7.4 DISCUSSÃO SOBRE A IDADE DA FORMAÇÃO RAIZAMA.....	58
CAPÍTULO 8	59
8. MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL	59
CAPÍTULO 9	62
9. CONCLUSÕES	62
REFERÊNCIAS	63

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O intervalo Ediacarano-Cambriano é um dos períodos mais intrigantes da história da Terra, caracterizado por drásticas mudanças paleoceanográficas, bioevolutivas e paleoclimáticas concomitantes com o aumento da oxigenação da superfície da Terra que ocorreu logo após o término da última glaciação global Neoproterozoica (Fike *et al.*, 2006; Knoll *et al.*, 2004; Kimura & Watanabe, 2001; Hoffman & Schrag, 2002; Halverson *et al.*, 2005). Nas últimas décadas a busca pelo entendimento desses eventos tem se concentrado principalmente nos depósitos carbonáticos pós-glaciais do Neoproterozoico, as denominadas capas carbonáticas, e nos registros de vida das faunas de Ediacara e do folhelho de Burgess do intervalo Ediacarano-Cambriano (Hoffman & Schrag, 2002; Morris, 2010; Sansjofre *et al.*, 2011). A base do período Ediacarano é marcado pela formação de extensas plataformas carbonáticas que cobrem rochas glaciogênicas, as quais são em diversas partes do mundo sucedidas por depósitos siliciclásticos que marcaram o final da sedimentação carbonática, geralmente associadas a colisões de blocos continentais (Allen & Leather, 2006; Bandeira *et al.*, 2012).

Neste contexto, o segmento geotectônico denominado de Faixa Paraguai (Almeida 1964, 1965), localizado na borda sul do Cráton Amazônico, tem sido alvo de constantes estudos e debates por registrar eventos anômalos do Pré-Cambriano. Tais eventos estariam registrados particularmente nas sequências de capas carbonáticas do Grupo Araras no centro-oeste brasileiro, as quais são discordantemente recobertas pelos depósitos de rochas siliciclásticas de idade ediacarana-cambriana (635-541 Ma) do Grupo Alto Paraguai, distribuídas ao longo da margem sul do Cráton Amazônico e segmento norte da Faixa Paraguai (Almeida, 1964; Trindade *et al.*, 2003; Silva Jr., 2006; Nogueira *et al.*, 2003, 2007; Nogueira & Riccomini, 2006; Bandeira *et al.*, 2012). No Brasil, a sequência de capa carbonática pertencente ao Grupo Araras datada em 627-622 Ma (Babinski *et al.*, 2006; Nogueira *et al.*, 2007; Romero *et al.*, 2013), foi sucedida pelos depósitos siliciclásticos da Formação Raizama, base do Grupo Alto Paraguai, expostos na Faixa Paraguai Norte, sul do Cráton Amazônico (Almeida, 1964; Barros & Simões, 1980; Alvarenga & Saes, 1992).

A maioria dos estudos paleoambientais, paleoclimáticos, geoquímicos e paleomagnéticos tem se concentrado nos depósitos carbonáticos da Faixa Paraguai Norte, enquanto os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai ainda precisam ser melhor entendidos. Estes representam o registro do fechamento da bacia entendida como do tipo *foreland* ligada ao fechamento do Oceano *Clymene* (Thover *et al.*, 2010; Trindade *et al.*, 2006), além de registros de diamictitos na base da Formação Raizama terem sido atrelados à glaciação *Gaskier* (Alvarenga *et al.*, 2007), com ocorrência limitada a porção leste da Faixa Paraguai Norte. Em ambos os casos, a reposta paleoambiental, paleoclimática e paleogeográfica destes eventos nunca foi devidamente entendida.

Dessa forma, esta proposta de dissertação buscou o entendimento faciológico e estratigráfico focado principalmente na sucessão sedimentar localizada na porção setentrional da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso. A interpretação paleoambiental foi feita com base na análise dos traços fósseis aliado ao estudo de proveniência por meio de medidas de paleocorrentes e datação de grãos de zircão, proporcionando a reconstituição paleoambiental e um melhor conhecimento das áreas-fontes dos depósitos siliciclásticos da Formação Raizama.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA

O principal ponto estudado encontra-se situado na região centro-oeste do Brasil, na porção sudoeste do estado do Mato Grosso, compreendendo o município de Nobres, o qual está localizado a cerca de 130 Km da capital, Cuiabá. A região do município de Nobres abrange uma área de 3.892,51 Km² (IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2012), cartograficamente inserida na folha Rosário d'Oeste (SD 21-Z-A) entre a latitude 14°43'13,55" S e longitude 56°19'44,78" W (Barros *et al.*, 1982).

As exposições da Formação Raizama se estendem descontinuamente por aproximadamente 1 Km na zona de cavalgamento e dobramento da porção setentrional da Faixa Paraguai (Nogueira, 2003; Nogueira *et al.*, 2007). O principal afloramento estudado ocorre no curso do leito do Rio Serragem II, as margens da rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém), no caminho de acesso à Cachoeira do Tombador (Figura 1).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho consistiu no melhor conhecimento da história deposicional dos depósitos siliciclásticos pós-Criogeniano da Formação Raizama a partir do estudo faciológico e estratigráfico, com base na análise dos traços fósseis, a fim de possibilitar a reconstituição paleoambiental desta Formação. Além disso, o estudo visou à análise da proveniência sedimentar inferindo as áreas-fontes dos depósitos siliciclásticos da Formação Raizama, contextualizando com a evolução sedimentar da Faixa Paraguai Norte e sul do Cráton Amazônico.

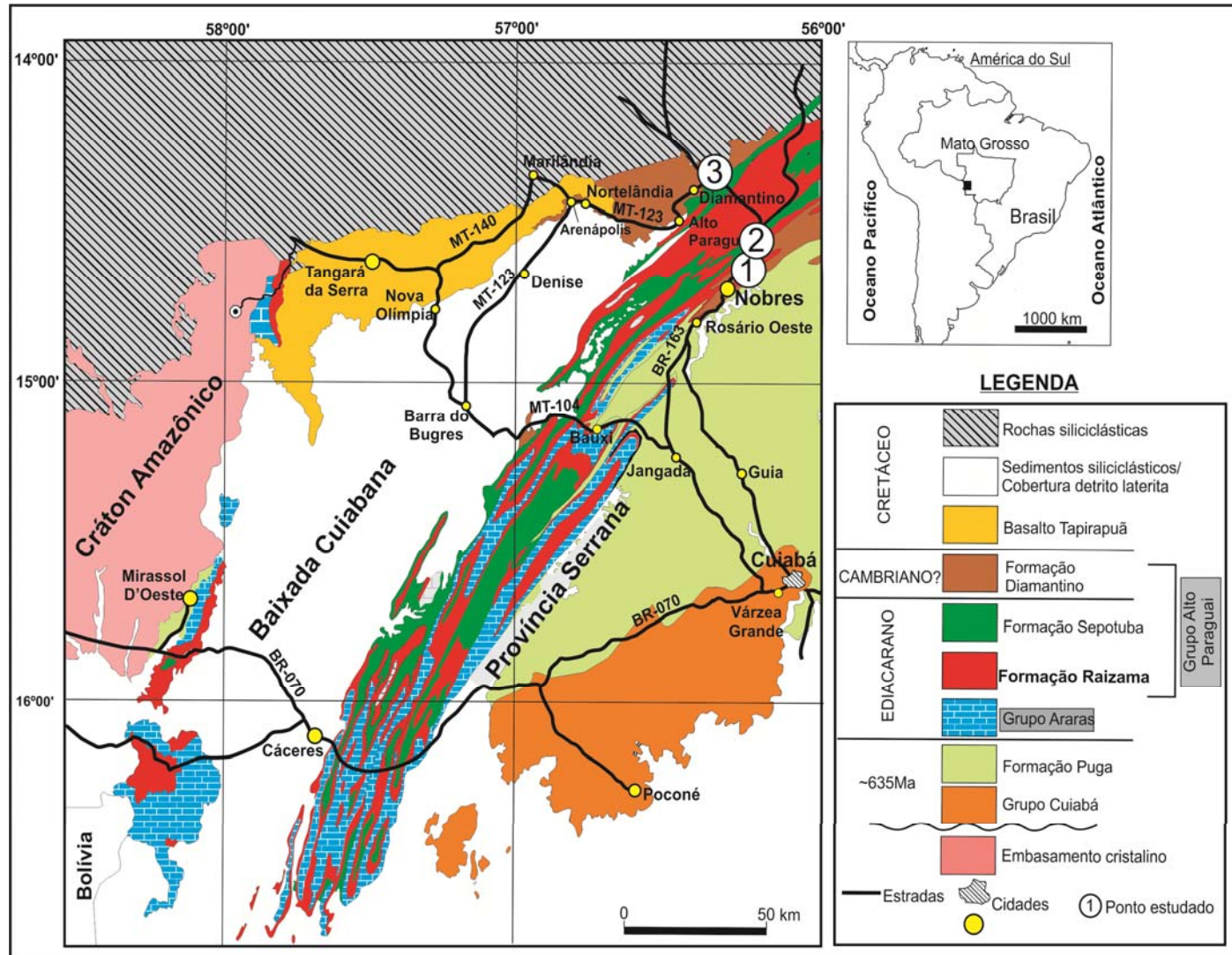


Figura 1- Localização e geologia das áreas de estudo, com destaque para a principal seção estudada. (Modificado de Silva Jr., 2006).

CAPÍTULO 2

2 MÉTODOS

2.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA

A análise faciológica e estratigráfica das rochas siliciclásticas da Formação Raizama foi baseada nas técnicas de modelamento de análise de fácies proposto por Walker (1992). Os procedimentos foram baseados no reconhecimento de fácies por meio da caracterização e descrição de parâmetros como a composição, geometria, texturas e estruturas, aliado ao entendimento dos processos sedimentares que revelam a gênese de tais fácies. Dessa forma, as fácies contemporâneas e cogenéticas foram agrupadas em associações de fácies, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da unidade deposicional. Em conjunto com esses procedimentos, a confecção de perfis estratigráficos, seções panorâmicas, coleta sistemática de amostras e estudo petrográfico auxiliaram nas individualizações das fácies.

A reconstituição paleoambiental foi baseada nas interpretações da dinâmica das facies e associações de fácies, geometria e suas interações (Tucker & Wright, 1990; Walker, 1992). O paleoambiente e os sistemas deposicionais siliciclásticos foram representados em um bloco diagrama, que representa o modelo deposicional tridimensional das associações de fácies, assim contribuindo para o entendimento da história evolutiva da plataforma siliciclástica Raizama durante o Neoproterozoico.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

As amostras coletadas durante as etapas de campo foram selecionadas para análises texturais e composicionais de acordo com a associação de fácies, e estudadas em seções delgadas por meio de microscópio óptico. Foram confeccionadas cinco lâminas delgadas sem lamínulas, as quais foram tingidas com alizarina vermelha S, a uma concentração de 0,2/ 100 ml de 1,5% de ácido clorídrico (HCl) para distinção entre calcita e dolomita. (Adams *et al.*, 1984). As lâminas delgadas foram analisadas por meio da quantificação dos constituintes através do método da contagem de 300 pontos e determinação dos aspectos mineralógicos e texturais, sendo classificadas segundo as propostas de Folk (1974) para arenitos (Figura 2). Concernente aos aspectos texturais dos cimentos dolomíticos foi considerada a proposta de

Sibley & Gregg (1987) (Figura 3), o qual considera o grau de preservação das estruturas originais, a natureza e forma do limite dos cristais e o tamanho da população dos cristais.

2.3 ICNOLOGIA

A icnologia é fundamentada na identificação de vestígios resultantes das atividades de vegetais e animais nos sedimentos e rochas sedimentares. Dessa forma um icnofóssil (traço fóssil) seria o resultado da atividade de um organismo, vindo a ser preservado em um sedimento, rocha ou corpo fóssil (Fernandes *et al.*, 2010). Mediante isto, os icnofósseis da Formação Raizama foram classificados de acordo com a toponomia, etologia, icnotrama, icnofácies.

A toponomia foi classificada de acordo com o trabalho clássico de Martinsson (1970), o qual individualiza os traços fósseis de acordo com seu posicionamento no substrato. Segundo esta classificação, os traços fósseis podem ser: epicniais, quando estão no topo da camada; endicniais, entre ou dentro da camada; hipicniais, na base da camada e exicniais quando estão na parte mediana da camada sem contato com suas superfícies laterais. A etologia compreende o estudo ou interpretação do comportamento dos organismos refletido através dos icnofósseis, sendo tal característica classificada por Seilacher (1964) em onze grupos distintos relacionados aos padrões comportamentais: *Agrichnia* (cultivo), *Repichnia* (locomoção), *Cubichnia* (repouso), *Fodinichnia* (alimentação), *Domichnia* (habitação), *Fugichnia* (escape), *Pascichnia* (pastagem), *Taphichnia* (morte), *Equilibrichnia* (equilíbrio), *Praedichnia* (predação) e *Aedifichnia* (construção). A tentativa da quantificação da bioturbação dos sedimentos é compreendida pela icnotrama. Seis índices foram elaborados por Droser & Bottjer (1986): 1) sem registro de bioturbação; 2) com poucos icnofósseis isolados, e até 10% de perturbação da estrutura original; 3) com aproximadamente 10 a 40% de perturbação da estrutura original, icnofósseis geralmente separados, mas podendo haver superposição entre eles; 4) com aproximadamente 40 a 60% de retrabalhamento da camada, ainda podendo ser observados vestígios da estrutura original; 5) a estratificação encontra-se totalmente retrabalhada; e 6) sem representação nos diagramas, neste caso o sedimento encontra-se totalmente homogêneo por causa da bioturbação.

A icnofácies corresponde a associações naturais de icnofósseis refletindo as atividades bentônicas realizadas pelos membros das respectivas biocenoses denominadas icnocenoses, e as icnofácies são o registro preservado ou aspecto lítico de determinadas icnocenoses (Frey & Pemberton, 1985). Tais icnofácies foram idealizadas por Seilacher (1967), e nomeadas como:

Trypanites, *Teredolites*, *Glossifungites*, *Psilonichnus*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos*, e *Nereites*. Evitando possíveis confusões com a nomenclatura binomial utilizada na taxonomia de corpos fósseis, os traços fósseis são designados como icnogênero e icnoespécie e possuindo sufixos próprios como *-ichnus*, *-ichnites*, *-opus* e *-phycus*.

2.4 PROVENIÊNCIA

2.4.1 Paleocorrente

A análise de paleocorrentes da Formação Raizama proporcionou informações sobre a paleogeografia e paleodeclividade refletida no sentido do paleofluxo, além de contribuir na interpretação faciológica e paleoambiental (Tucker, 2003), e de serem fundamentais na determinação da área-fonte (Graham, 1989).

A medição das paleocorrentes consistiu em medir a direção e inclinação dos estratos cruzados das estratificações e laminações cruzadas, e estratificações inclinadas. As medições foram feitas com bússola, tratadas estatisticamente e plotadas em diagramas de roseta, sendo tais medições predominantemente classificadas como unimodal e bimodal oblíqua (Tucker, 2003). Devido os estratos se encontrarem em uma zona de cavalgamento e dobramento, fez-se necessária a correção dos efeitos tectônicos para acamamentos com mergulho acima de 10° proposto por Tucker (2003). Esse consiste primeiramente na medida da direção do mergulho (ou *strike*) e do ângulo de mergulho da superfície do acamamento. Em seguida, o polo da superfície de acamamento e do estrato cruzado foram plotados usando estereograma, e então estes foram rotacionados ate a linha leste-oeste da rede contando-se os graus de deslocamento ate o ponto central da rede. Por último, rotacionou-se o estereograma para a posição inicial onde foi feita a leitura da direção original de mergulho dos estratos cruzados (Figura 4) (Tucker, 2003).

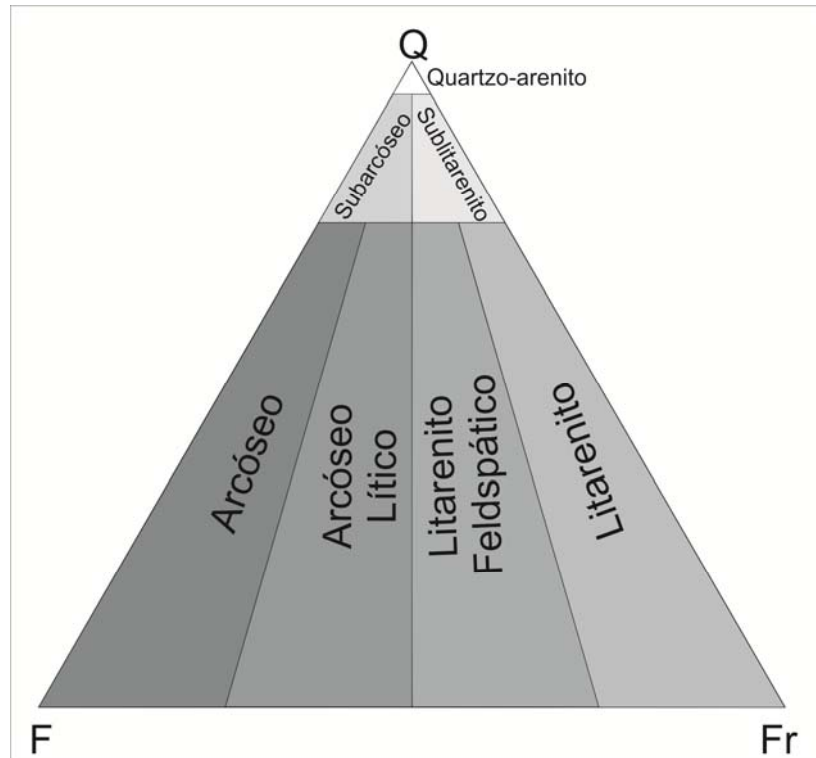


Figura 2 - Diagrama triangular de classificação petrográfica de arenitos segundo Folk (1974). Q = *Quartzo*, F = *Feldspato* e Fr = *Fragmento de rocha*.

CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE DOLOMITAS	
	<p>Fábricas não - planares</p> <p>Mosaico xenotópico formado por cristais anédricos, com limites intercrystalinos em sua maioria curvados, lobados, serrilhados ou irregulares. Junções cristal - face são raramente preservadas; cristais comumente mostram extinção ondulante sob luz polarizada.</p>
	<p>Fábricas planares</p> <p>Planar - e (euedral): os cristais de dolomita mostram forma romboédrica; o espaço intercrystalino é preenchido por outros minerais ou por poros.</p>
	<p>Planar - s (subedral): os cristais de dolomita são subédricos a anédricos com limites de compromisso retilíneos e muitas junções cristal - face. Apresenta baixa porosidade e/ou pouca matriz no espaço intercrystalino.</p>

Figura 3 - Classificação textural de mosaicos de cristais de dolomita. (Modificado Sibley & Gregg, 1987).

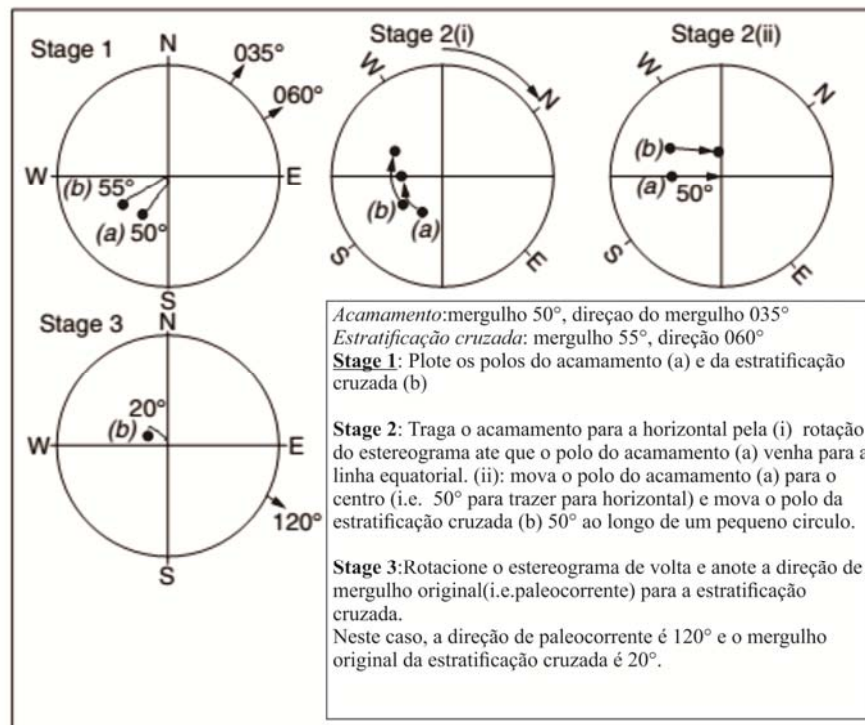


Figura 4 - Correção de estratificações cruzadas dobradas por tectônica usando projeção estereográfica. (Modificado de Tucker, 2003).

2.4.2 Geocronologia

A datação U-Pb de zircões detríticos provenientes de sedimentos clásticos tem se tornado um método muito utilizado na correlação sedimentar e estudos de proveniência (Fedo *et al.*, 2003). Para qualquer estudo em zircão detrítico é necessário o conhecimento do ambiente deposicional e avaliação dos dados de paleocorrentes (Fedo *et al.*, 2003). Sendo assim, a amostra selecionada da Formação Raizama para análise U-Pb em zircão detrítico foi coletada em um paleoambiente de submaré, com paleocorrentes bidirecionais (NE-SE). A bidirecionalidade dessas paleocorrentes poderiam gerar dúvidas quanto a real direção da área fonte, mas a alta energia dos sistemas fluviais entrelaçados Pré-cambrianos que alimentavam essa zona costeira, marcados por altas taxas de descarga e abundante carga de fundo (Rainbird, 1992; Eriksson *et al.*, 1998), fazem com que haja uma corrente dominante partindo do Cráton Amazônico em direção a essa zona costeira.

Para isso, as amostras foram inicialmente trituradas e separadas nas frações 0,250–0,180 mm, 0,180–0,125 mm e > 0,125 mm por peneiramento. A separação e concentração dos minerais pesados foram feitas com auxílio do bromofórmio, sendo os grãos de zircão detrítico manualmente separados sob lupa binocular. Tais ações foram executadas no Laboratório de Sedimentologia do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) da

Universidade Federal do Pará (UFPA). No Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB), os 75 grãos de zircão selecionados foram envoltos por um anel de plástico de 9 mm de diâmetro posteriormente preenchidos por resina epóxi, os quais, após o secamento, foram polidos afim de expor as estruturas internas do zircão, e realizadas imagens da disposição destes grãos no microscópio eletrônico de varredura desta instituição.

Ainda nas dependências da UnB, os grãos de zircão foram analisados e suas idades determinadas pelo método U-Pb por meio do espectrômetro de massa de plasma induzido com multi-coletores e abrasão a *laser* (LA-MC-ICP-MS) Thermo Finnigan, modelo Neptune com *laser New Wave* UP213. As idades foram calculadas em função do padrão internacional GJ 1, que possui concentração de U de 212 a 422 ppm e de Pb radiogênico entre 19 e 37 ppm, além de teores muito baixos de Pb comum. A razão $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ média é da ordem de 0,017, com baixa intensidade de ^{232}Th , entre 1,7 a 6 mV (coletor Faraday), e alta de ^{238}U (150 mV). As idades aceitas para GJ 1 são $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 599,8 \pm 2,4$ Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 601,6 \pm 1,9$ Ma e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 608,5 \pm 0,5$ Ma (Jackson *et al.*, 2004). Erros das razões de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ não podem ser superiores a 5% (1σ). O grau de concordância (Conc.%) entre as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi medido pela localização dos pontos de idade em relação a curva da concórdia seguindo Ludwig (2003), sendo que o valor aceitável adotado está no intervalo de 90-110%, caso contrario os zircões foram descartados. Para as idades > 1000 Ma, a idade utilizada é aquela determinada com a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, enquanto que para as idades <1000 Ma foi utilizada a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para determinação da idade (Bühn *et al.*, 2009).

CAPÍTULO 3

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 FAIXA PARAGUAI

O Pré-Cambriano brasileiro é marcado por importantes feições compreendidas por zonas colisionais do ciclo Brasiliano/Pan-Africano. No centro-oeste do país, essas zonas colisionais são expressas pelo segmento geotectônico pioneiramente denominado por Almeida (1964) como Faixa Paraguai-Araguaia, um cinturão de dobramento destacado na borda sudeste do Cráton Amazônico (Figura 5A). Posteriormente, a identificação de uma descontinuidade entre as faixas Paraguai e Araguaia veio a sugerir a subdivisão deste segmento em duas unidades: a Faixa Araguaia (Tocantins-Araguaia), na borda leste do Cráton Amazônico e a Faixa Paraguai, na borda sudeste do referido Cráton (Almeida 1974, 1984; Alvarenga & Trompette, 1988).

Considerada como uma sutura colisional do tipo himalaiano (Hasui *et al.*, 1992), a Faixa Paraguai tem sua origem atribuída a colisão convergente entre três blocos continentais, compreendidos pelo Amazônico, a oeste, São Francisco-Congo, a leste, e o bloco Paranapanema (?) ou Paraná, a sul, durante o final da tectônica Brasiliana/Pan-Africana, ou tectônica Pampeana-Araguaia, com aproximadamente 550 a 500 Ma (Figura 5B) (Almeida, 1984; Trompette *et al.*, 1998; Trompette, 2000; Trindade *et al.*, 2006; Alkmin *et al.*, 2001). Conseqüentemente, essas colisões convergentes levariam ao gradativo fechamento do mar *Brazilides*, ou localmente, também chamado de *Clymene*, atuantes por entre essas unidades geotectônicas (Figura 6) (Alkmin *et al.*, 2001; Thover *et al.*, 2010).

Almeida (1964, 1965) subdividiu a Faixa de Dobramento Paraguai em três províncias individualizadas por suas características estruturais: a) Baixada do Alto Paraguai, apresentando camadas com mergulho baixo a oeste assentadas sobre o Complexo Brasileiro; b) Província Serrana compreendendo uma faixa de dobramentos com 35 km de largura e não menos que 300 km de comprimento, contendo dobras simétricas e assimétricas com planos axiais verticais (alto ângulo), onde tais planos, em sua maioria, inclinam-se preferencialmente E / SE, além de apresentarem falhas inversas de alto ângulo; e c) Baixada Cuiabana caracterizada por esforços compressivos de E /SE causando deformação e falhamentos, além de deformação plástica em suas rochas expostas a metamorfismo na fácies xisto verde (Figura 5C). Além disso, a foliação plano-axial é frequentemente orientada para NE, com mergulhos

para SE. Somente com Nogueira (2003) e Nogueira *et al.* (2007) a Faixa Paraguai Norte foi subdividida em duas zonas: a zona de cavalgamento e dobramento e as sub-bacias ante-fossa (*foredeep*), contextualizada em uma bacia ante-país (*foreland*). O tipo de bacia que acomoda os depósitos da Faixa Paraguai ainda é motivo de discussões, no entanto, existem hipóteses que a classificam como um mega-gráben deformado durante a fissão dos continentes Laurentia e Gondwana, ou consideram a bacia tipo ante-país (*Foreland*) (Dalziel, 1992; Trompette, 1994; Silva Jr., 2006.).

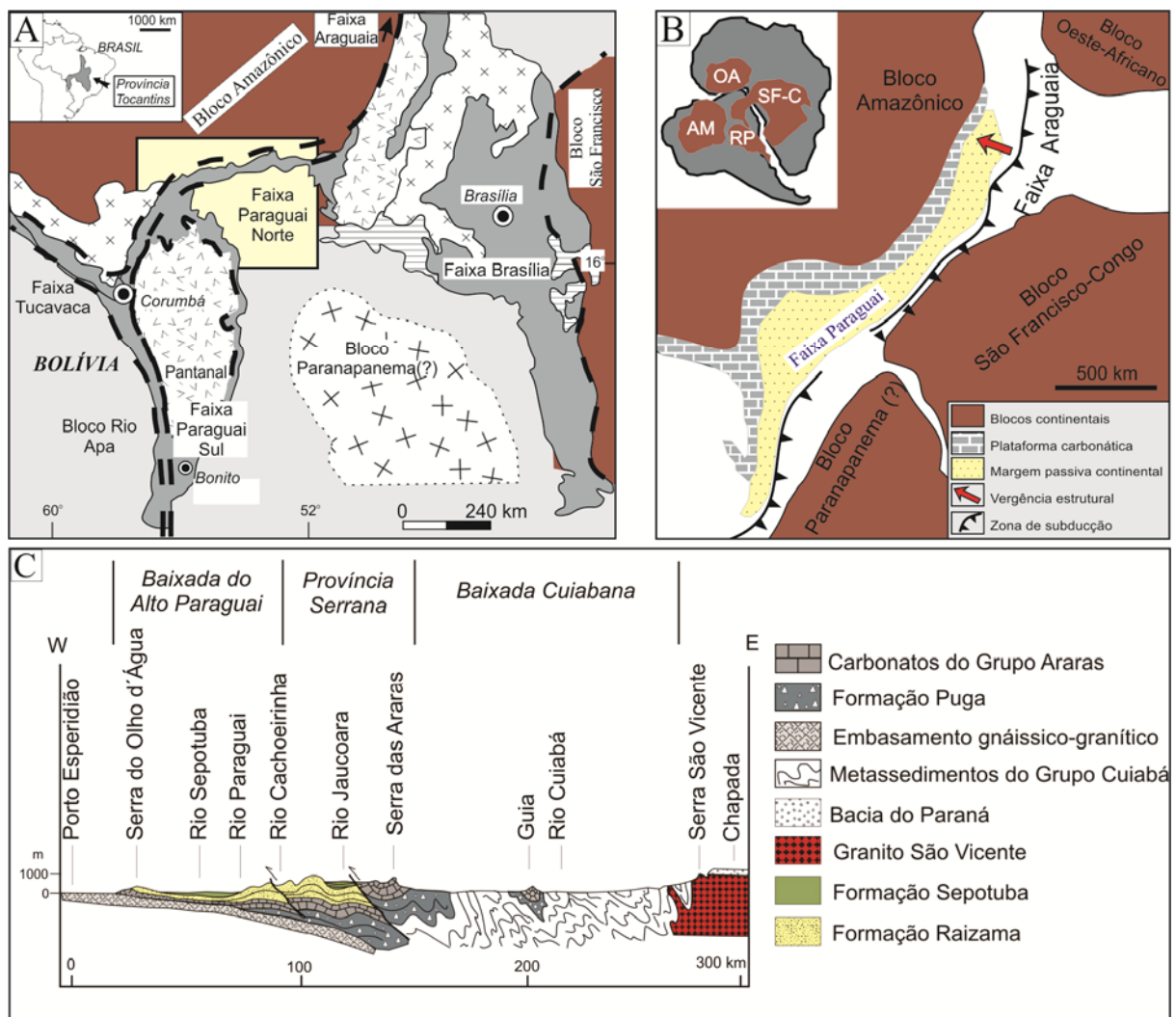


Figura 5 - A) Mapa de localização da Província Tocantins, com destaque ao segmento Norte da Faixa Paraguai. B) Contexto geológico da região central da América do Sul relacionado a amalgamação dos blocos continentais durante a tectônica Brasileira/ Pan-Africana (Modificado de Nogueira, 2003) C) Estruturação tectônica e litoestratigráfica da Faixa Paraguai exposta como seção esquemática com direção E-W (Modificado de Almeida, 1964).

As unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai estão distribuídas principalmente na zona dobrada e na parte sul do Cráton Amazônico, onde os estratos estão dispostos de maneira sub-horizontal (Almeida, 1984; Nogueira *et al.*, 2003). Na zona dobrada, o embasamento é representado pelas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Estes são

sobrepostos pelos diamictitos glaciais da Formação Puga com origem atribuída a última glaciação criogeniana de 635 Ma (Nogueira *et al.*, 2003; Alvarenga *et al.*, 2004). Abruptamente recobrimo tais diamictitos estão as rochas carbonáticas do Grupo Araras, caracterizadas por litologias e estruturas típicas de capas carbonáticas, as quais registram as drásticas mudanças das condições climáticas glaciais para as de efeito estufa no contexto da hipótese de *Snowball Earth* (Hoffman & Schrag, 2002; Nogueira *et al.*, 2003; Allen & Hoffman, 2005). Sobrepondo a sucessão carbonática do Grupo Araras encontra-se o Grupo Alto Paraguai, compreendido predominantemente por rochas siliciclásticas com gênese atribuída as colisões convergentes que resultaram no fechamento da bacia de ante-país instalada às margens do Cráton Amazônico no Ediacarano- Cambriano (Bandeira *et al.*, 2012) (Figura 6).

3.2-GRUPO ALTO PARAGUAI

3.2.1 Trabalhos anteriores

As primeiras citações acerca das rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai foram feitas pelo Conde Francis de Castelnau (1850 *apud* Almeida, 1964) durante sua visita a Serra do Tombador, expressa em sua obra “*Expédition dans les parties centrales de l’Amérique du Sud*”; e por Evans (1894), o qual denominou os arenitos feldspáticos de *Rizama Sandstone*, sobrepostas discordantemente a unidade por ele denominada de *Arara Limestone*, durante viagem de reconhecimento geológico na porção centro-oeste do Mato Grosso. Posteriormente, muitos outros levantamentos geológicos foram realizados (Almeida, 1964; Vieira, 1965; Hennies, 1966; Guimarães & Almeida, 1972; Figueiredo & Olivatti, 1974; Luz *et al.*, 1980), sendo destaque o trabalho de Almeida (1964) por ser o primeiro a agrupar estratigraficamente as rochas siliciclásticas no Grupo Alto Paraguai, compreendido da base para o topo pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino, sendo esta proposta reafirmada por Nogueira & Riccomini (2006). Recentemente, a proposta apresentada por Silva Junior (2011) acrescentou membros as formações do Grupo Alto Paraguai, mas ainda mantendo a proposta estratigráfica de Almeida (1964).

3.2.2 Litoestratigrafia

As rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai sobrepõem as sucessões carbonáticas do Grupo Araras, representando o último estágio deposicional ocorrido na Faixa Paraguai. Inicialmente, Almeida (1964) definiu o Grupo Alto Paraguai como um complexo de rochas pré-silurianas com espessura de mais de 3000 m. Segundo este, o Grupo Alto Paraguai seria composto pela Formação Raizama (1600 m), objeto deste estudo, essencialmente constituída por arenitos com siltitos e folhelhos subordinados, estratigraficamente posicionada na base do Grupo Alto Paraguai. Sobrepondo essas rochas estariam os depósitos pelíticos da Formação Sepotuba (~900 m), os quais seriam bruscamente recobertos pela Formação Diamantino (~600 m), predominantemente composta por arenitos e pelitos, marcando o topo do Grupo Alto Paraguai.

A proposta adotada neste trabalho é baseada em Silva Jr. (2011), o qual fornece uma melhor definição dos termos litoestratigráficos e de interpretações paleoambientais, antes de cunho essencialmente litológico (Figura 6). De acordo com esta proposta, os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai apresentam espessura de aproximadamente 2400 m, compreendida pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino. A Formação Raizama é distribuída em um membro inferior e um membro superior, compreendendo uma sucessão com espessura em torno de 570 m. O membro inferior (~270 m) seria correlato a Formação Serra Azul (Alvarenga *et al.*, 2007), restrito a porção leste da bacia. Tal membro seria caracterizado por espessuras decamétricas de pelitos, os quais localmente apresentariam seixos de arenito disseminados, ritmitos arenito fino/pelito e arenitos finos intercalados com pelitos, depositados em um ambiente de plataforma marinha localmente influenciada por fluxo de detritos e face litorânea influenciada por tempestade. O membro superior (~300 m) é constituído por arenitos finos a grossos, conglomerados, arenitos finos a médios com cimento de dolomita espática, siltitos, pelitos com espessuras centimétricas e, subordinadamente silexitos, depositados em face litorânea dominada por onda, tempestades e maré associada a uma planície costeira com canais fluviais entrelaçados.

As melhores exposições do limite inferior da Formação Raizama são observadas na região de Nobres, na base da Serra do Tombador, e são caracterizadas por arenitos de plataforma marinha do membro inferior intercalados com dolomitos finos da plataforma marinha da Formação Serra do Quilombo (Silva Jr., 2011). A oeste da bacia este limite é caracterizado pelo contato brusco e erosivo com os dolomitos e siliciclásticos de planície de maré da Formação Nobres (Nogueira & Riccomini, 2006). O limite superior da Formação

Raizama com a Formação Sepotuba é melhor observado na região de Glória d'Oeste, marcado por arenitos carbonáticos de face litorânea dominada por onda e tempestade que gradam para dolomitos, pelitos, e arenitos de planície de maré da Formação Sepotuba (Silva Jr. *et al.*, 2007). Nas regiões de Tangará da Serra e Nobres, este contato é marcado pela passagem dos depósitos fluviais do membro superior da Formação Raizama, separado por um intervalo métrico de ritmitos de maré que passam para os folhelhos costa afora da Formação Sepotuba (Silva Jr., 2011). O contato entre os membros superior e inferior é descrito por Silva Jr. (2011) como transicional, caracterizado pelas intercalações de arenitos e pelitos com estratificação cruzada *hummocky* de face litorânea que gradam para arenitos e pelitos com estruturas produzidas por onda e maré também de face litorânea.

3.2.3- Idade

Inicialmente, o referencial de idade mínima para as rochas do Grupo Alto Paraguai era de 500 Ma baseado em datações K/Ar e Rb/Sr do Granito São Vicente, intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá (Hasui & Almeida, 1970; Almeida & Mantovani, 1975). Tentativas mais específicas em prol da determinação da idade do Grupo Alto Paraguai foram realizados por Cordani *et al.* (1978). Este datou os sedimentos argilosos da Formação Sepotuba pelo método Rb/Sr, os quais forneceram idades de 569 ± 20 Ma interpretadas como idades deposicionais. Posteriormente, essas idades foram admitidas como marcadora do evento tectônico Brasileiro que deu origem a Faixa Paraguai (Bonhomme *et al.*, 1982).

Outras tentativas foram realizadas por Cordani *et al.* (1985), o qual datou os sedimentos finos da parte superior da Formação Diamantino pelo método Rb/Sr, os quais forneceram idade de 660 ± 60 Ma. Entretanto, a alta dispersão das amostras ao longo da isócrona gerou dúvidas quanto à confiabilidade dos dados. Recentemente, datações pelo método U-Pb em zircões detríticos da Formação Diamantino realizadas por Bandeira *et al.* (2012) sugerem uma idade máxima de deposição de 541 ± 7 Ma, indicando que a sedimentação do Grupo Alto Paraguai se estendeu até o Cambriano Inferior.

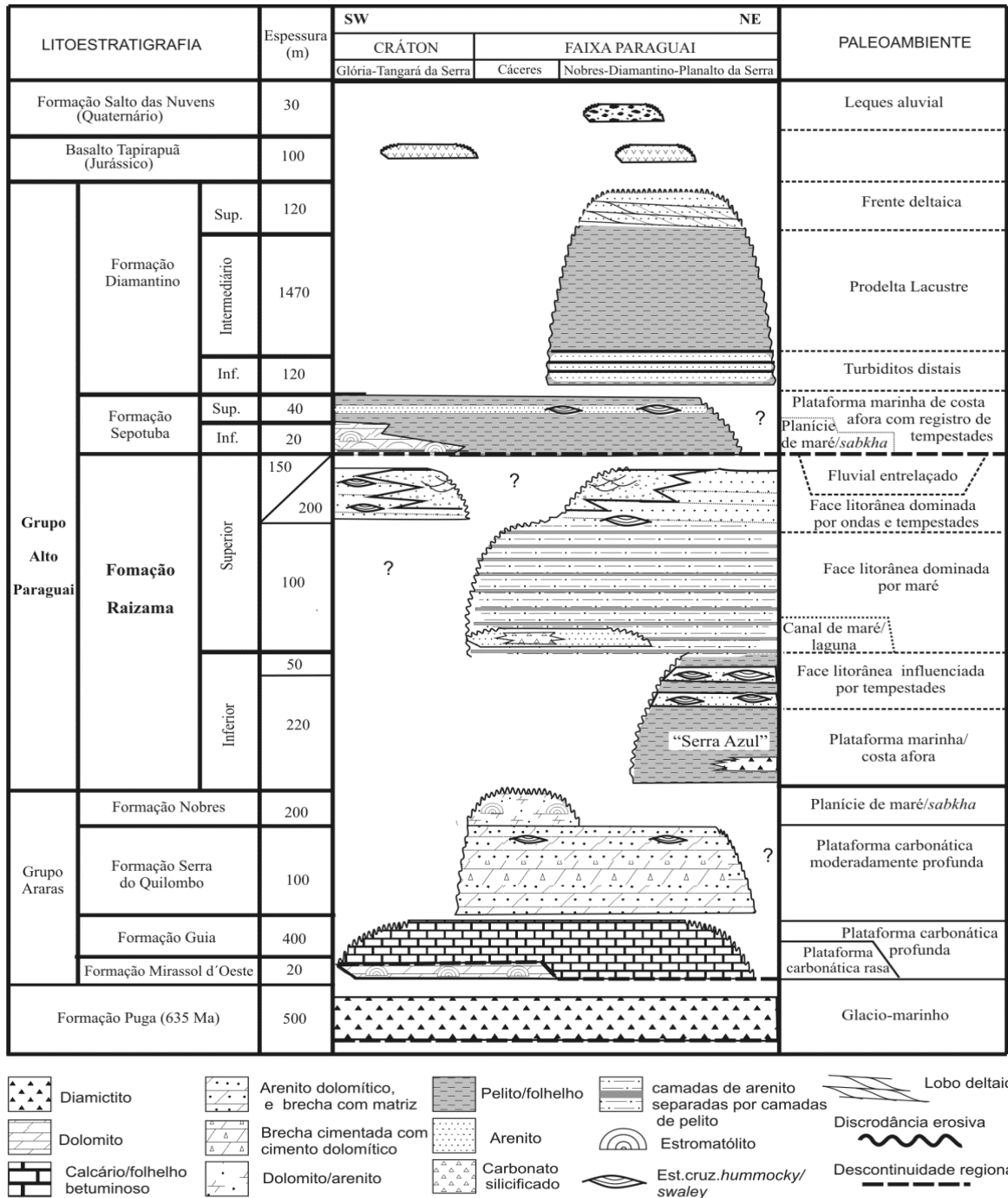


Figura 6 - Carta litoestratigráfica da bacia neoproterozoica-cambriana do sul do Cráton Amazônico/Faixa Paraguai Norte, com destaque para a posição estratigráfica da principal seção estudada da Formação Raizama em contato com os carbonatos da Formação Serra do Quilombo (Modificado de Silva Júnior, 2011).

CAPÍTULO 4

4 FÁCIES E PALEOAMBIENTE DA FORMAÇÃO RAIZAMA

4.1 ASPECTOS GERAIS

A análise faciológica e estratigráfica permitiu a identificação de uma sucessão sedimentar de 570 m de espessura que aflora no leito do rio Serragem II, a caminho da Cachoeira da Serra do Tombador, região de Nobres, Estado do Mato Grosso. Esta seção se traduz em depósitos siliclásticos flúvio-costeiros influenciados por maré e tempestades da Formação Raizama (Grupo Alto Paraguai) que progradam sobre os depósitos carbonáticos da Formação Serra do Quilombo (Grupo Araras), os sobrepondo em conformidade correlativa (Figura 7). Apesar da ocorrência de excelentes exposições de unidades neoproterozoicas-cambrianas na Faixa Paraguai, zonas de contato com tais características são relativamente raras.

O sistema flúvio-costeiro da Formação Raizama é dividido em dois membros de acordo com Silva Jr. (2011). O membro inferior consiste em arenitos com laminação plano-paralela associada a laminações cruzadas truncadas por onda/*microhummocky* intercalados por pelitos laminados sobrepostos por arenitos com estratificação cruzada *swaley*, formando uma sucessão com raseamento ascendente (*shallowing-upward*). O membro superior é marcado por camadas tabulares constituídas de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tangencial recobertas por siltitito/arenito muito fino sobrepostos por arenitos com estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo. Sobrepondo estes se encontram arenitos com estratificação cruzada tangencial e laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo intercalados por ritmitos siltitos/arenitos muito finos com acamamento *flaser* e gretas de contração, e esporádicos arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, além de arenitos com acamamento de marcas onduladas com laminações onduladas simétricas a assimétricas muitas vezes recobertas por siltito/arenito muito finos, sendo estas estruturas organizadas em sequências de raseamento ascendente com tendência granodecrescente ascendente (*fining-upward*). O contato entre os membros inferior e superior ocorre de forma transicional, marcado pelas intercalações entre arenitos e pelitos com influência de tempestade até passar para arenitos e siltitos/arenitos muito finos com influência de onda e maré.

Na sucessão sedimentar estudada foram reconhecidas cinco associações compostas por distintas fácies sedimentares (Tabela 1), mostrando suas posições estratigráficas na Figura 8. Estas foram compreendidas por depósitos de *shoreface* inferior (AF1), os quais recobrem em conformidade os depósitos carbonáticos da Formação Serra do Quilombo. Sobrepondo estes estão depósitos de fácies de *shoreface* superior (AF2), sendo tais associações características do membro inferior da Formação Raizama. O membro superior compreende depósitos de submaré (AF3) e planície de maré (AF4), recobertos por depósitos fluviais distais de rios entrelaçados parcialmente retrabalhados por onda (AF5).

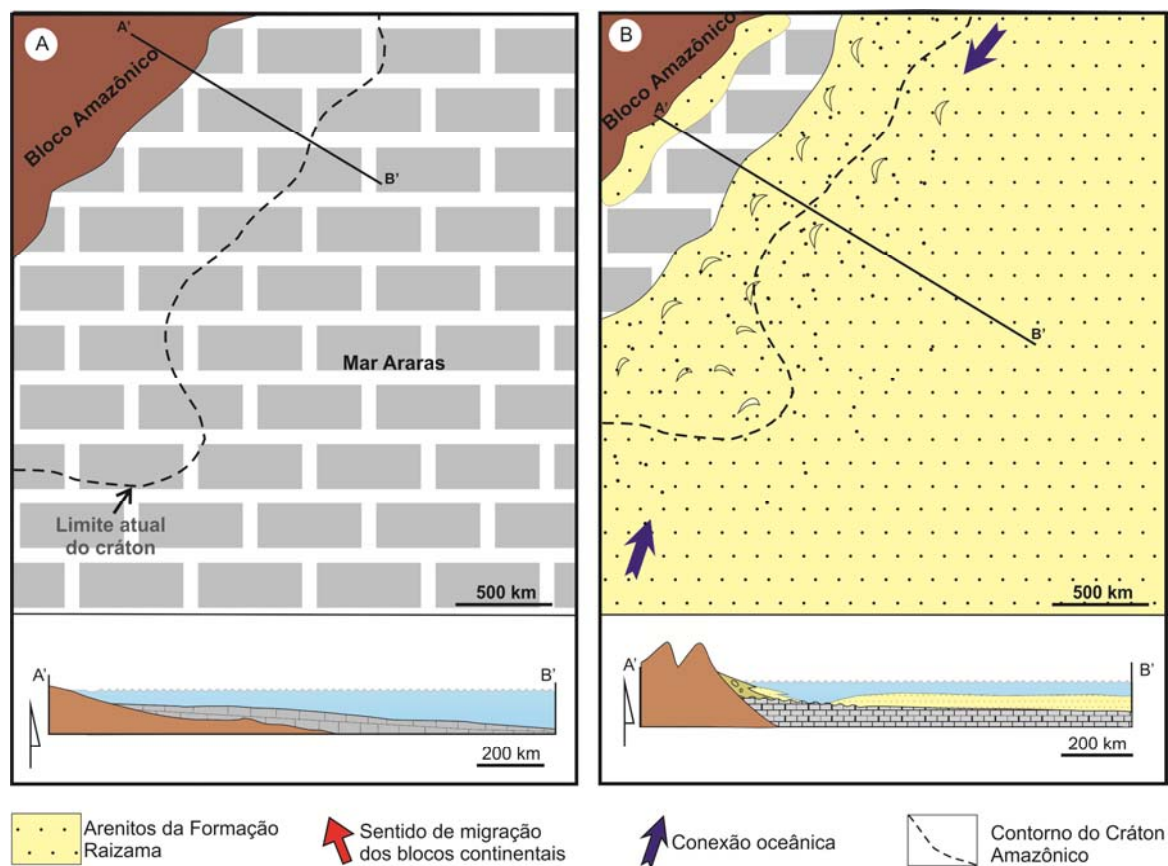


Figura 7 - Proposta evolutiva para o seguimento norte da Faixa Paraguaí. A) Estágio final da deposição do Grupo Araras, após 630 Ma, com a locação de planícies de maré carbonática de clima árido que recobrem grandes áreas do Cráton Amazônico, marcando um raseamento da Bacia Araras, dando início a supressão dos carbonatos pelos terrígenos, indicando o início do soerguimento das áreas fontes a SE. B) A sedimentação siliciclástica proveniente das áreas soerguidas inibe a precipitação dos carbonatos, formando uma plataforma rasa na região sul do Cráton, com deposição retrogradante predominantemente litorânea influenciada por maré e tempestade (Formação Raizama) (Modificado de Silva Jr., 2006).

Tabela 1 - Fácies, associações de fácies e processos sedimentares da Formação Raizama, região de Nobres - MT.

Fácies	Descrição	Processos	Associação de Fácies
Pelito laminado (PI)	Pelito laminado de coloração cinza-esbranquiçada com laminação plano-paralela levemente ondulada compondo camadas de, no máximo, 30 cm de espessura, intercalando arenitos da fácies Ato e Ap.	Deposição a partir de decantação.	Shoreface inferior (AF1)
Arenito com laminação cruzada truncada por onda / <i>microhummocky</i> (Ato)	Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas de arenitos com laminação cruzada truncada por onda/ <i>microhummocky</i> de coloração cinza-esbranquiçada, grãos bem-selecionados cimentados por dolomita variando de silte grosso a areia muito fina. Internamente exibe padrão intrincado complexo de ação de ondas. Alguns níveis se apresentam bioturbados.	Fluxo combinado predominantemente oscilatório produzido por ondas de tempestade de variável intensidade e duração. Atividade biológica.	
Arenito com laminação plano-paralela (Ap)	Arenito cinza-esbranquiçado com laminação plano-paralela em camadas centimétricas e lateralmente contínuas. Internamente se encontra na base das camadas sendo sobrepostas pela fácies Ato.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat bed</i>), em regime de fluxo superior.	
Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i> (As)	Arenitos finos a médios de coloração cinza a bege, dispostos em camadas tabulares métricas e lateralmente contínuas. A estratificação cruzada <i>swaley</i> apresenta aproximadamente 1,5 m de comprimento de onda e 0,7 m de amplitude, com lâminas internas mergulhando geralmente de 10° a 15°.	Fluxo combinado predominantemente oscilatório relacionado a diminuição da energia ou intensidade da tempestade.	Shoreface superior (AF2)
Arenito com estratificação plano-paralela (Aep)	Camadas de arenito com estratificação plano-paralela variando de arenito fino a médio, com ~70 cm de espessura. Geralmente este associado aos depósitos da fácies As.	Fluxo oscilatório com componente unidirecional gerando camadas planas.	
Ritmito arenito / pelito (Rap)	Ritmito arenito/pelito em centimétricas camadas tabulares com intercalações de camadas milimétricas a centimétricas de arenito fino e pelito, às vezes associados a marcas onduladas simétricas e assimétricas com base erosiva.	Alternância rítmica entre suspensão e tração associada a fluxos oscilatórios.	Submaré (AF3)
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Camadas tabulares métricas de arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. Em alguns casos, os <i>foresets</i> e limites de <i>sets</i> encontram-se recobertos por <i>drapes</i> de silte/areia muito fina.	Deposição por migração de formas de leito 3D influenciadas por fluxo unidirecional associados a deposição por decantação através de períodos de <i>slack water</i> .	

<p>Arenito com estratificação cruzada tangencial recoberto por <i>drapes</i> de silte/areia muito fina (Atg)</p>	<p>Arenito com estratificação cruzada tangencial com recobrimentos de silte a areia muito fina dispostos em camadas tabulares centimétricas a métricas e lateralmente contínuas. Preferencialmente migram para NE-SE. <i>Sets</i> cruzados apresentam inclinação máxima de 15° com <i>foresets</i> tangenciando lateralmente o <i>bottom set</i>. <i>Foresets</i> e limite dos <i>sets</i> encontram-se cobertos por <i>drapes</i> de silte/areia fina. Estratificação cruzada acanalada subordinada.</p>	<p>Migração de formas de leito sob um fluxo predominantemente de maré. Deposição por decantação e fluxo oscilatório durante períodos de água parada.</p>
<p>Arenito com laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo (Apb)</p>	<p>Arenito com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo em camadas tabulares de até 0,40 m de espessura, composta por arenito fino a médio de coloração cinza-esbranquiçado, podendo variar lateralmente para a fácies Ao.</p>	<p>Fluxo oscilatório com predominância de correntes unidirecionais (<i>flat beds</i>), com pequenas variações na direção do fluxo em regime superior.</p>
<p>Arenito comgh estratificação cruzada tangencial (At)</p>	<p>Arenito médio com estratificação cruzada tangencial exposto em camadas tabulares centimétricas com <i>foresets</i> migrando preferencialmente para E-SE, os quais tangenciam o <i>bottom set</i> com inclinação máxima de 15°.</p>	<p>Migração de formas de leito 2D de pequeno a médio porte em resposta ao fluxo predominantemente de maré.</p>
<p>Arenito com acamamento de marca ondulada (Ao)</p>	<p>Camadas tabulares de arenitos médios com acamamento de marcas onduladas de até 0,50 m de espessura com laminações onduladas simétricas e assimétricas recobertas por <i>mud drapes</i> (?), localmente em padrão de <i>chevron</i>. Lateralmente variam para laminação plana.</p>	<p>Alternância entre fluxo oscilatório e corrente unidirecional. Migração de marcas onduladas associadas a períodos de águas paradas.</p>
<p>Silito/Arenito com laminação ondulada (SAo)</p>	<p>Camadas tabulares centimétricas e lateralmente contínuas com intercalações milimétricas a centimétricas de silito/ arenito fino com laminação ondulada recoberta por <i>mud drapes</i>, exibindo acamamento <i>flaser</i>.</p>	<p>Alternância rítmica não cíclica entre suspensão e tração em ambiente de baixa energia, associado a fluxos oscilatórios produzidos por ondas.</p>
<p>Arenito com estratificação cruzada sigmoidal com <i>drapes</i> desilte/areia muito fina (Asg)</p>	<p>Arenitos médios com estratificação cruzada sigmoidal dispostos em camadas tabulares lateralmente descontínuas, com direção de migração das formas de leito para E-SE. Os <i>foresets</i> apresentam inclinação máxima variando de 10°-15°, estando recobertos por <i>drapes</i> de silte/areia muito fina assim como os limites dos <i>sets</i>.</p>	<p>Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional e regime de fluxo superior associado à rápida desaceleração.</p>
<p>Arenito com moldes de gretas de contração (Ag)</p>	<p>Arenitos finos a muito finos com gretas de contração não-ortogonais completas e dispostas de forma casual.</p>	<p>Exposição subaérea ou dissecação parcial.</p>

<p>Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)</p>	<p>Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada dispostos em camadas tabulares lateralmente contínuas por dezenas de metros, com <i>sets</i> de até 1,20 m e migração preferencial para SE. Exibem segregação de grãos milimétricos a centimétricos de seixos de quartzo, subarredondados a subangulosos, depositados no <i>bottom set</i> das estratificações cruzadas acanaladas formando <i>lag</i> residuais.</p>	<p>Deposição por migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional, em regime de fluxo inferior. Transporte de grãos grossos através de formas de leito parasíticas relacionada a segregação granulométrica.</p>	<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Fluvial entrelaçado distal (AF5)</p>
<p>Arenito com laminação plano-paralela (Ap)</p>	<p>Camadas tabulares de arenito médio com laminação plano-paralela lateralmente contínua por dezenas de metros e espessuras centimétricas. Subordinadas laminações cruzadas de baixo-ângulo com inclinação máxima de 10°.</p>	<p>Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat beds</i>), com pequenas variações na direção do fluxo em regime superior.</p>	
<p>Arenito com laminação ondulada assimétrica (Al)</p>	<p>Arenitos médios com laminação ondulada assimétrica dispostos em camadas tabulares lateralmente contínuas por dezenas de metros, e espessuras centimétricas, as vezes recobertas por delgados filmes de silte/areia muito fina.</p>	<p>Migração de marcas onduladas sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior. Esporádicas paradas (corrente) resultando em deposição a partir de decantação.</p>	

4.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

4.2.1 AF1 - *Shoreface inferior* (Fm. Raizama inferior)

A associação AF1 é compreendida como depósitos do membro inferior da Formação Raizama, com 8 m de espessura e lateralmente contínuos por algumas dezenas de metros. É constituída por arenitos de granulometria silte grosso a areia muito fina cimentados por dolomitas, com grãos bem selecionados, subarredondados a subangulosos, intercalados por camadas centimétricas de pelito. As litofácies da AF1 são compreendidas por pelitos com laminação plano-paralela a levemente ondulada (**PI**) em *sets* com espessura 0,10 a 0,30 m, os quais individualizam as fácies Ap e Ato (Figura 9A). Arenitos com laminação cruzada truncada por onda (*microhummocky*; Dott Jr. & Bourgeois, 1982) (**Ato**) com camadas de no máximo 0,40 m de espessura, intrincadamente entrelaçadas (de Raaf *et al.*, 1977). Localmente esta fácies encontra-se bioturbada por simples tubos cilíndricos verticalizados que se tornam coniforme na porção basal, e com estrutura de *spretein* retrusivo. Estes traços fósseis apresentam diâmetro variando de 2-3 mm e comprimento de no máximo 4 cm, estando perpendiculares a fácies Ato (Figura 9B). Além dessas, são descritos arenitos com laminações plano-paralelas (**Alp**), granulometricamente variando de silte grosso a areia muito fina, com grão cimentados por dolomita. Esta compreende *cosets* com espessura máxima de 0,30 m, geralmente associados a fácies Ato (Figuras 9C e D), compondo camadas com padrão *pinch-and-swell* (Figura 9E).

A associação AF1 foi depositada em ambiente de *shoreface* inferior atribuído a uma costa progradante dominada por processos de tempestades, gerando essencialmente camadas tabulares e sucessões mais arenosas para o topo (Plint, 2010). A intercalação entre pelitos e arenitos com laminações cruzadas truncadas por onda/*microhummocky* é comum em ambientes de *shoreface* (Plint, 2010; Nichols, 2009). Tais condições sugerem que os eventos de tempestades que atuavam nesta costa eram episódicos, proporcionando em períodos de menor energia a decantação de sedimentos finos em suspensão (fácies PI), formando assim os ciclos granocrescente ascendentes (Nichols, 2009). A energia oriunda dessas tempestades atingiam o substrato acima do nível de base de onda de tempestades sob fluxo combinado, aliado a uma componente unidirecional em regime fluxo superior (fácies Alp) (Arnott & Southard, 1990). A medida que ocorre a progressiva diminuição do fluxo, a forte componente oscilatória se mantém constante mas com uma fraca componente unidirecional (fácies Ato) (Figura 10A e B) (Plint, 2010; Dumas & Arnott, 2006). Concomitante a estas variações nas

condições de energia de moderada a alta, atuavam os icnitos da icnofósseis *Skolithos*, os quais etologicamente habitavam um *softground* arenoso não consolidado (*Domichiniais*) (Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern *et al.*, 2007, 2010), em resposta a degradação do substrato na interface sedimento-água conforme a atestado pela estrutura de *spretein* retrusiva (MacEachern *et al.*, 2010; Gingras *et al.*, 2011). Eventos tardios de dolomitização ocorreram por meio da percolação de fluídos hidrotermais, proporcionando uma cimentação secundária por dolomita (Silva Jr. *et al.*, 2007).

4.2.2 AF2 - *Shoreface* superior (Fm. Raizama inferior)

Esta associação está diretamente relacionada aos depósitos da associação AF1, representada por camadas tabulares amalgamadas com no máximo 4 m de espessura, se estendendo lateralmente por algumas dezenas de metros. A AF2 é constituída de arenitos com granulometria fina a média, com grãos bem-selecionados, subarredondados a subangulosos, cimentados por dolomita, e internamente apresentando estratificações cruzadas *swaley* (**As**) verticalmente passando para arenitos com estratificação plano-paralela (**Aep**) (Figura 10C e D). Estas fácies compreendem o final de centimétricos ciclos de raseamento ascendente.

Depósitos Pré-Cambrianos de *shoreface* dominados por tempestades são caracterizados por serem altamente maduros, com arenitos bem selecionados, e tipicamente compostos por estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*, e laminações plano-paralela (Snedden & Nummedal, 1991; Walker & Plint, 1992). A intercalação entre pelito laminado (fácies Al) e arenito com laminação cruzada truncada por onda/ *microhummocky* (fácies Ato) da associação AF1 é bruscamente recoberta pelas camadas amalgamadas de arenitos com estratificações cruzadas *swaley* e plano-paralelas da AF2, sendo tais características comumente observadas em depósitos de *shoreface* (Plint, 2010). Desse modo, os depósitos da AF2 representam um subambiente de *shoreface* superior influenciados por ondas de tempestade estratigraficamente posicionados acima dessas intercalações (Leckie & Walker, 1982; Dumas & Arnott, 2006) Essa associação teria sido depositada em condições de forte fluxo combinado predominantemente oscilatório resultante das ondas de tempestade geradas em uma ampla área (*fetch*), as quais ininterruptamente retrabalharam os sedimentos em ambiente raso e agitado, inibindo a deposição de pelitos e provocando erosão parcial (fácies As) (Dumas & Arnott, 2006; Plint, 2010). Componentes unidirecionais provenientes de pequenas frações da componente oscilatória teriam atuado nessa costa durante o auge das tempestades (fácies Ap), momento em que tais componentes eram mais fortes (Arnott & Southard, 1990;

Cheel, 1991). Semelhante aos arenitos da associação AF1, estes arenitos também foram submetidos a processos de dolomitização pós-deposicionais (Silva Jr. *et al.*, 2007).

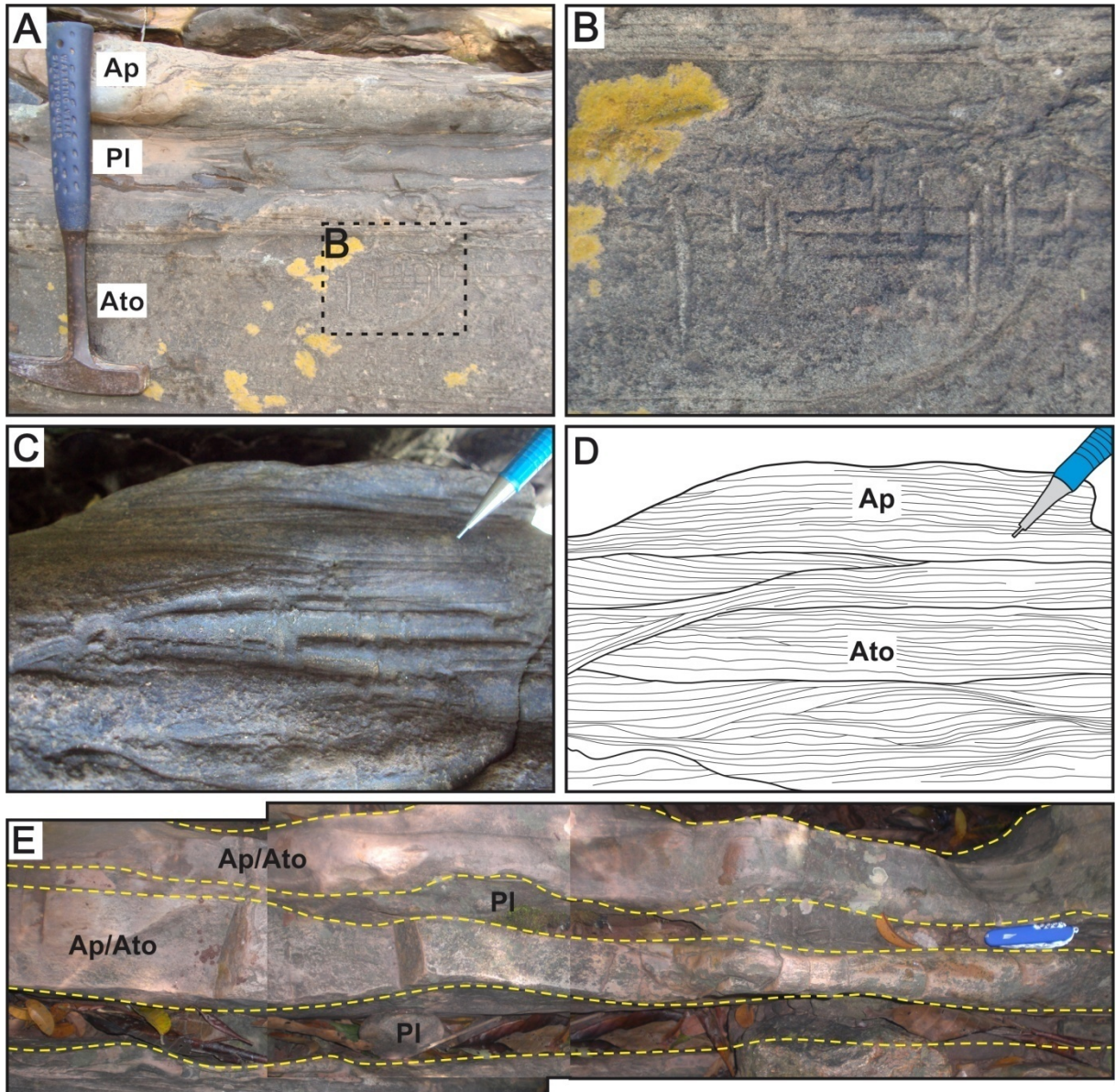


Figura 9 - Aspectos faciológicos da AF1 – *Shoreface* inferior. A) Camadas de arenitos da fácies Ato e Ap individualizados por pelitos laminados (fácies PI); B) Detalhe dos simples tubos cilíndricos truncando perpendicularmente a fácies Ato, sendo considerados como pertencentes a icnofácies *Skolithos*; C e D) Arenito com laminação truncada por onda (Ato) associada com laminação plano-paralela (Ap); E) Arenito com estratificação cruzada *swaley* (As) verticalmente gradando para laminação plano-paralela (Ap), expondo o padrão *pinch- and- swell* das camadas.

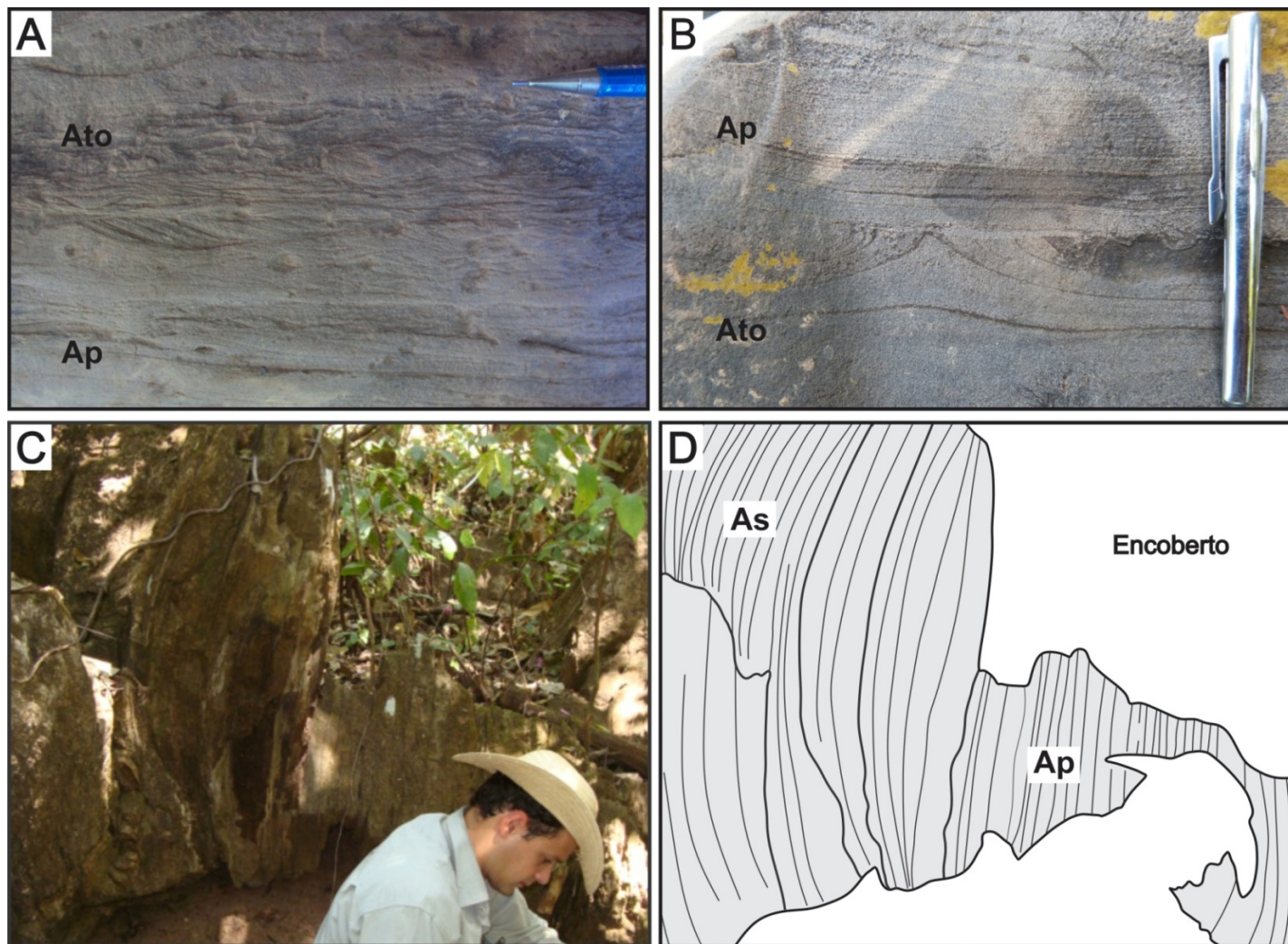


Figura 10 - Aspectos litológicos da AF1 – *Shoreface* inferior. A) Fácies arenito com laminação plano-paralela (Ap) sobrepondo gradualmente a fácies arenito com laminações cruzada truncadas por onda (Ato); B) Truncamento brusco entre as fácies Ap e Ato. Aspectos litológicos da AF2 – *Shoreface* superior. C) Foto e D) desenho esquemático da fácies arenito com estratificação cruzada *swaley* gradando para fácies arenito com laminação plano-paralela no topo do membro inferior da Formação Raizama.

4.2.3 AF3 - Submaré (Fm. Raizama superior)

Esta associação é compreendida como uma sucessão de camadas tabulares, compostas por ritmitos arenito/pelito lateralmente descontínuas e arenitos médios a grossos lateralmente contínuos por algumas dezenas de metros, os quais conjuntamente formam um pacote de 25 m de espessura organizados em ciclos com tendência *fining-upward*. A porção basal da AF3 é constituída pelas fácies ritmito arenito/pelito (**Rap**), compreendida por um pacote de 1,2 m de espessura marcado pela alternância cíclica de lâminas de siltito/arenito muito fino e arenitos finos com laminação plano-paralela, associados a marcas onduladas assimétricas e simétricas de base escavada. Essa é precedida por um depósito de 12 m composto por arenitos médios com estratificação cruzada tangencial com os *foresets* e *bottom sets* recobertos por *drapes* de siltito/arenito muito fino (**Atg**) (Figura 11A e B), as quais gradam para estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (Figura 11C e D), e associadas a laminações cruzadas cavalgantes (Figura 11E). Essa fácies é bruscamente recoberta por uma sucessão de camadas com 12m de espessura, caracterizada por arenitos médios, bem-selecionados, subarredondados a subangulosos, com estratificação cruzada acanalada (**Aa**) (Figura 11F), também com os *foresets* e o *bottom set* recobertos por *drapes* de siltito/arenito muito fino.

A extensão lateral por dezenas de metros e a base plana das camadas da AF3 sugerem que esta foi depositada em uma ampla e plana zona de submaré em uma plataforma rasa (De Raaf & Boersma, 1971; Visser, 1980), influenciada predominantemente por processos de maré. A oscilação na velocidade das correntes de maré ocasionou a alternância de processos de tração e suspensão, resultando na deposição cíclica das lâminas de pelito e arenito (fácies Rap) (Chan *et al.*, 1994; Dalrymple, 2010). O registro incompleto dessas fácies em camadas descontínuas impede a reconstituição da periodicidade orbital lunar pela simples contagem das lâminas, fato este comum em rochas mais antigas relacionadas a mares rasos influenciados por tempestades (AF1, AF2) (Mazumber & Arima, 2005). Adjacentes a estes depósitos estavam barras de maré que migravam para NE - SE sob um padrão bidirecional oblíquo representadas pelos *sets* com estratificação cruzada tangencial bidirecionais (Dalrymple, 1992, 2010), influenciadas por correntes de maré. A deposição de cada *set* foi seguida por condições de águas paradas as quais proporcionaram a decantação de sedimentos em suspensão, originando os *drapes* de siltito/arenito muito fino (fácies Atg) (Deb, 2005; Dalrymple, 2010). Associadas a essas barras de maré ocorrem pequenos canais atestados por estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, e também laminações cruzadas cavalgantes relacionadas a formas de leito parasíticas que migravam sobre esta barra

(Dalrymple, 1992, 2010; Longhitano *et al.*, 2012). A presença de *cosets* com estratificação cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (fácies Aa) sugerem que canais de maré atuavam entre essas barras de maré.

4.2.4 AF4 - Planície de maré (Fm. Raizama superior)

A associação AF4 consiste em camadas tabulares, lateralmente contínuas por dezenas de metros, atingindo uma espessura máxima de aproximadamente 50 m. Essas camadas são constituídas por arenitos médios, moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos, com laminação plano-paralela e cruzada de baixo-ângulo (**Apb**), verticalmente passando para arenitos com estratificação cruzada tangencial (**At**) com padrão bipolar de migração dos *foresets* para E-SE. O topo destas camadas é marcado por arenitos com acamamento de marcas onduladas simétricas e assimétricas (**Ao**), por vezes recobertas com delgados *drapes* de siltito/arenito muito fino. Esporadicamente, estas se encontram gradando lateralmente da fácies Apb para a fácies Ao. Localmente apresenta arenito médio com estratificação cruzada sigmoidal (**Asg**) com milimétricos *drapes* de siltito/ arenito muito fino que individualizam os *foresets*, e ocasionalmente recobrem as marcas onduladas presentes nos *toe sets* preservados. Além desta fácies, arenitos com moldes de gretas de contração (**Ag**) são casualmente descritos no topo das camadas de arenito médios, sendo estas não ortogonais, completas (Lindholm, 1987), estando preenchidas pela fácies SAo. Tal fácies é caracterizada por camadas com espessura centimétrica a métrica, lateralmente contínuas por dezenas de metros, internamente exibindo um padrão heterolítico consistindo da alternância não cíclica de siltito e arenito muito fino com laminação ondulada (**SAo**), exibindo acamamento *flaser*. Esta se intercala com as camadas de arenitos médios, compreendendo o topo de métricos ciclos com tendência granodecrescente ascendente, forma na qual se encontra organizada as fácies que representam a associação AF4 (Figura 12). Subordinadamente, esta ainda apresenta arenitos médios com laminações convolutas e dobras recumbentes.

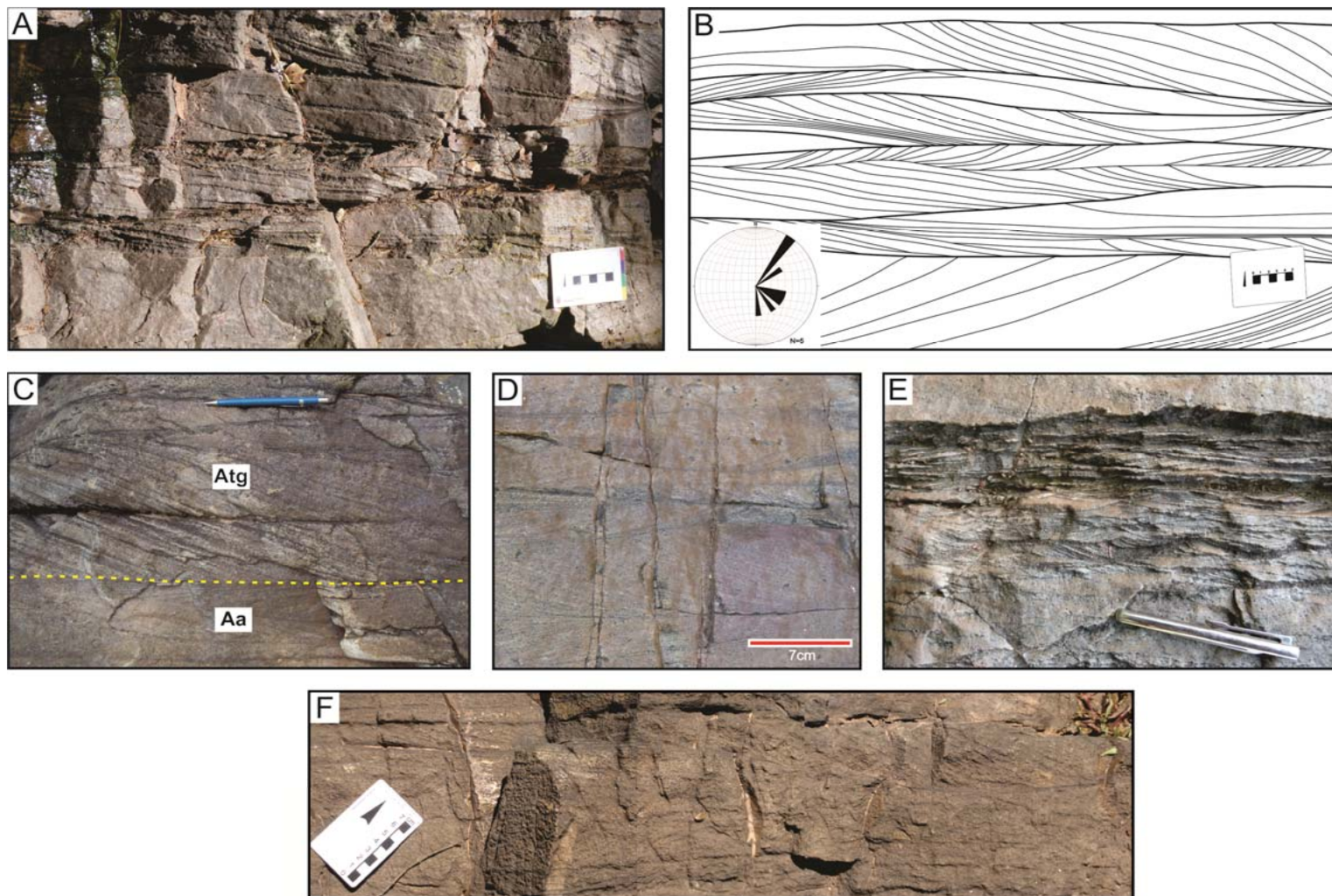


Figura 11 - Aspectos faciológicos da AF3 – Submaré. A e B) Estratificação cruzada tangencial recoberta por *drapes* de siltito/arenito muito fino com padrão bidirecional obliquo migrando preferencialmente para NE-SE; C) Arenito com estratificação cruzada tangencial recoberta por *drapes* de silte/areia muito fina (Atg) com associada a subordinadas estratificações cruzadas acanaladas (Aa); D) Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte; E) Laminações cruzadas cavalgantes; F) Estratificação cruzada acanalada de médio porte recoberta por siltito/arenito muito fino nos *foresets*.

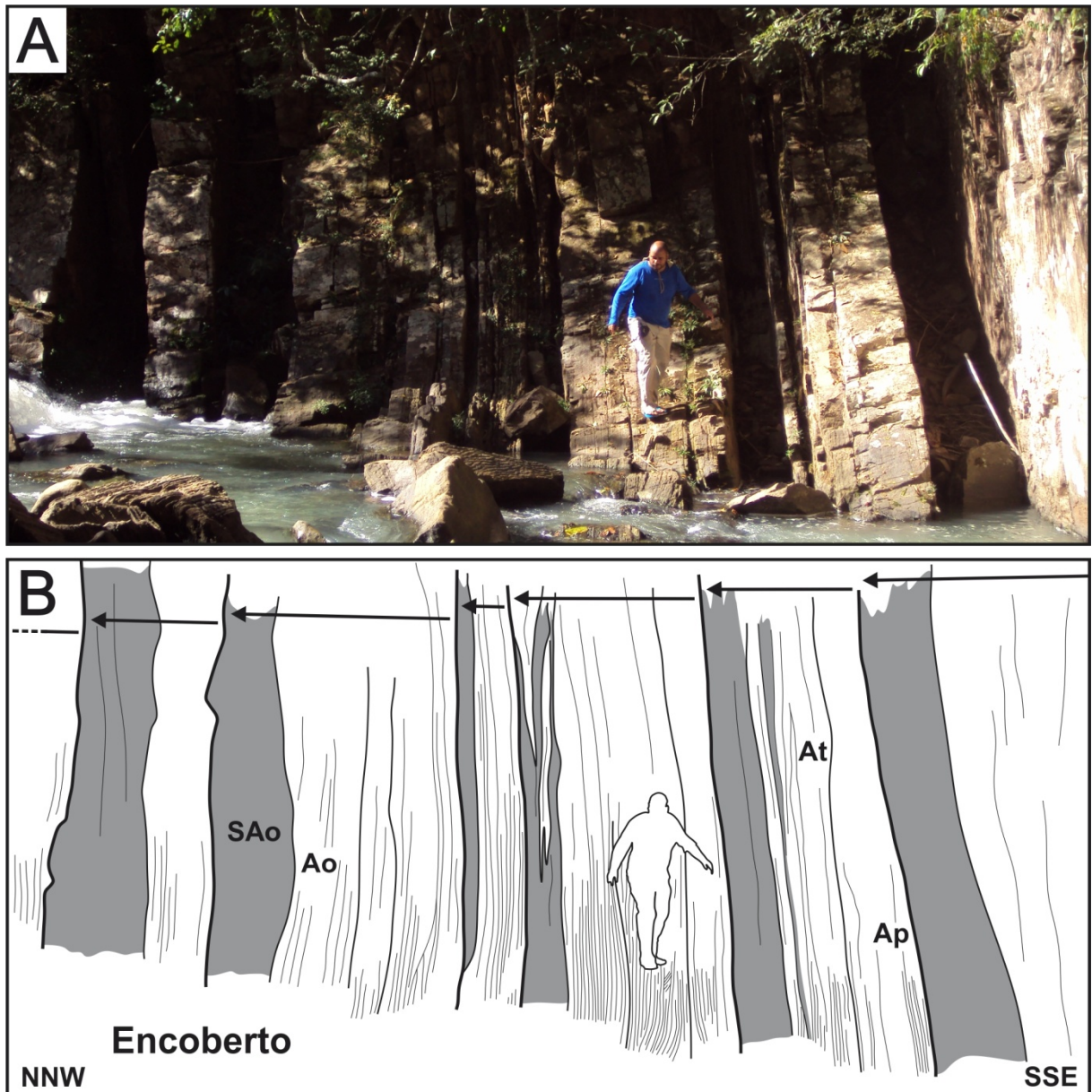


Figura 12 - Seção panorâmica da AF4 mostrando os ciclos granocrescentes ascendentes (setas) representados, da base para o topo, por camadas tabulares de arenitos com laminação plano-paralela (Ap), arenito com estratificação cruzada tangencial (At), arenito com acamamento ondulado (Ao) e siltito/arenito com laminação ondulada (SAo).

Esta associação de fácies foi depositada em uma planície de maré mista sobre condições progradantes e regimes de micro- a mesomaré, caracterizadas pelos ciclos granocrescente ascendentes (Weimer *et al.*, 1982; Dalrymple, 2010; Longhitano *et al.*, 2012). As intercalações entre siltito/arenito muito fino com arenitos médios são comuns em planícies de maré pré-cambrianas (Eriksson, 1979; Tirsgaard, 1993), sendo este fato reflexo da progressiva diminuição da energia a partir da zona de submaré até a de intermaré (Weimer *et al.*, 1982). Internamente, tal variação da energia de fluxo é atestada por arenitos com laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo (fácies Apb) depositados em regime de fluxo superior (Figura 13A e B). A contínua e gradual diminuição da energia do fluxo,

associada a correntes de fluxo oscilatório com esporádicas desacelerações vieram a proporcionar condições para a formação dos arenitos com estratificações cruzadas (fácies At, A_{sg}) e marcas onduladas simétricas e assimétricas (fácies A_o) (Figura 13C e D), sendo estes eventualmente expostos formando gretas de contração (fácies A_g) (Figura 13E), culminando na deposição de sedimentos de granulometria mais fina (fácies SA_o) (Figura 13F), os quais marcam o final dos ciclos de maré. A ocorrência de arenitos com laminação convoluta e dobras recumbentes teriam sua gênese atribuída a tensões cisalhantes (Leeder, 1999; Collinson *et al.*, 2006; Nichols, 2009).

4.2.5 AF5 - Fluvial entrelaçado distal (Fm. Raizama superior)

A associação AF5 representa os maiores e mais expressivos depósitos da Formação Raizama, compreendidos por uma sucessão vertical de 220 m, com camadas lateralmente contínuas por dezenas de metros. A AF5 é constituída por arenitos maduros, com granulometria média a grossa, bem-selecionados, subarredondados a subangulosos, internamente exibindo estratificação cruzada acanalada (**Aa**), estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (**A_{pb}**), e laminação ondulada assimétrica (**Al**). Essas fácies estão organizadas em ciclos de escala métrica, com sutil tendência granodecrescente ascendente. Restritos as porções inferiores da sucessão vertical, ocorrem estratificações cruzadas acanaladas (Aa) pouco incisivas, apresentando segregação de grãos grossos nos *foresets* e no eixo desta estrutura (Figura 14A), os quais formam *lags* residuais caracterizados por seixos de quartzo, subangulosos a subarredondados, com tamanho de no máximo 3 cm (Figura 14B). Gradativamente, a frequência de aparecimento desses *lags* residuais diminui para o topo do perfil, persistindo a fácies Aa (Figura 14C e D), ainda pouco incisivas, e com padrão de migração unidirecional para SE. Dessa forma, associadas a estas se encontram arenitos médios com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (fácies A_{pb}) (Figura 14E), além de arenitos médios com laminações onduladas assimétricas (fácies Al) eventualmente marcando o topo das camadas (Figura 14F).

Os sistemas fluviais Pré-cambrianos seriam predominantemente entrelaçados, caracterizados por sistemas de amplos canais em enormes *braidplains* com elevadas taxas de migração e altas taxas de descarga, abundante carga de fundo e carência de estabilidade dos bancos devido à ausência de vegetação e solos pobremente desenvolvidos (Long, 1978, 2004; Els, 1990; Rainbird, 1992; Eriksson *et al.*, 1998). Arenitos médios a grossos da fácies Aa são condizentes com processos de migração de dunas subaquosas com cristas sinuosas (3D) em

canais (Miall, 1981; Walker & Cant, 1984; Lindholm, 1987; Collinson & Thompson, 1989). A presença de grãos grossos nos *foresets* das estratificações cruzadas acanaladas são produtos da migração de materiais segregados a partir de formas de leito parasíticas sobre dunas (Tucker, 2003). Nos rios entrelaçados arenosos, barras compreendem um complexo de dunas subaquosas que migram sobre a superfície das barras em condições de fluxo superior até haver movimentação lateral do canal, deixando esta forma de leito fora do fluxo de água principal sendo coberta por barras de outros canais, fato este atestado por superfícies de erosão na base do canal coberto por lags residuais (Nichols, 2009). Por outro lado, arenitos com estratificação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (fácies Ap) gerados sob regime de fluxo superior e relacionado a correntes unidirecionais seriam formados pela migração de lençóis arenosos (*sheet flow*) em porções do canal favoráveis a condições hidrodinâmicas de regime de fluxo superior (Cant & Walker, 1978; Miall, 1992), sugerindo também que estes tenham sido retrabalhados em zonas de submaré. Durante estágios de enchentes, o fluxo em lençóis poderiam explicar a escassez de superfícies incisivas de canal (Long, 1978). Entretanto, de acordo com Fedo & Cooper (1990) a ausência de tais feições estaria relacionada a ausência de vegetação no período Pré-Cambriano, a qual não permitiu a estabilização das margens de canais (Miall, 1981). A maturidade textural, a granulometria geralmente grossa associada a ausência de depósitos de inundação, abundante carga de fundo, paleocorrentes unidirecionais predominantemente migrando para SE (Eriksson, 1978; Eriksson *et al.*, 1995), e a proximidade com as fácies das associações AF2, AF3 e AF4 são consistentes com depósitos fluviais entrelaçados distais.

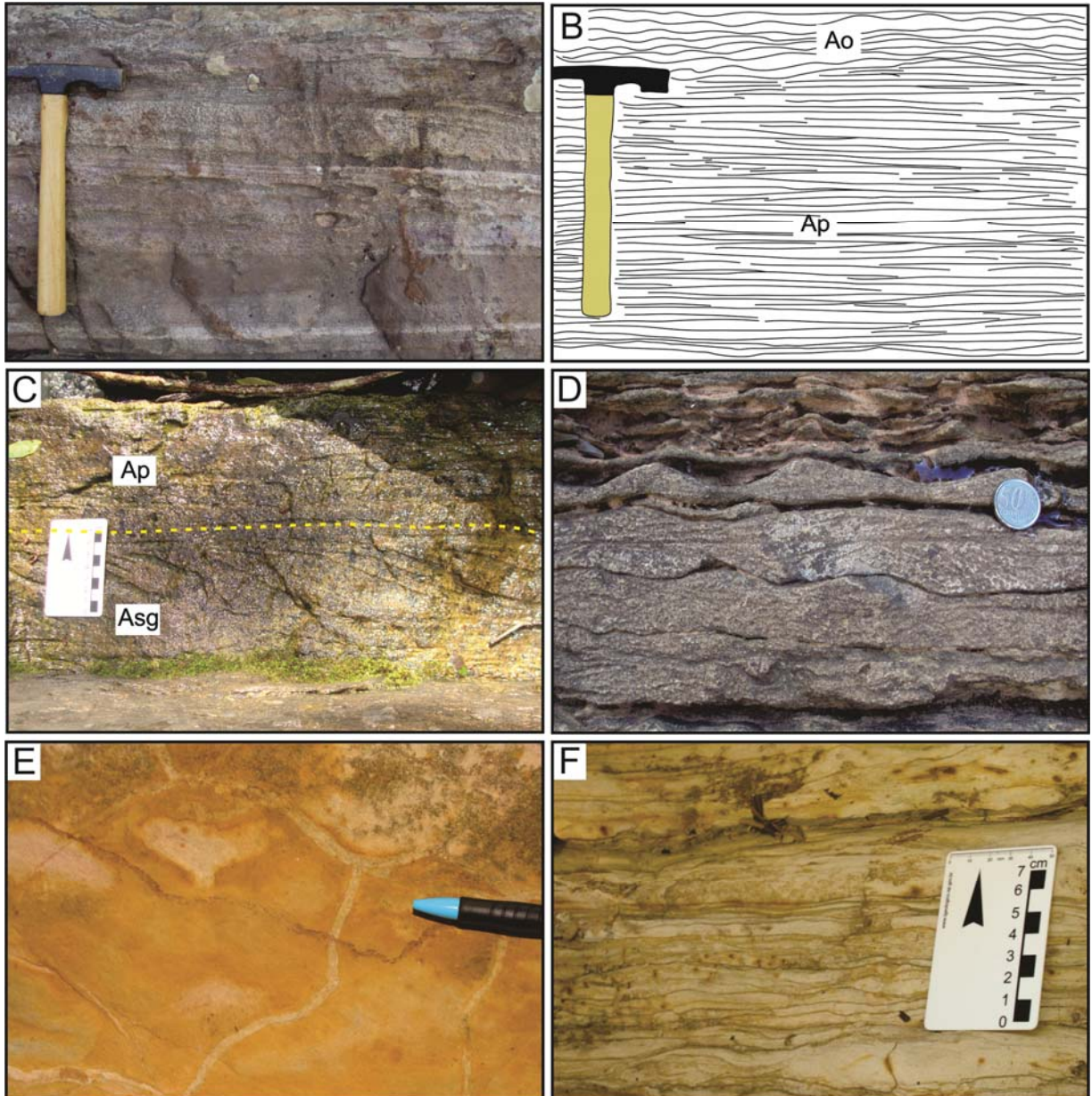


Figura 13 – Aspectos faciológicos da AF4: A e B) Arenito com laminação plano-paralela a cruzada de baixo ângulo (Fácies Apb) sobreposto por acamamento ondulado (Fácies Ao), evidenciando a redução da energia do fluxo; C) Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg) sobreposto pela fácies Apb; D) Acamamento ondulado formado por fluxo oscilatório com migração e agradação com baixos ângulos de cavalgamento sob variáveis condições de onda; E) Gretas de contração evidenciando exposição subárea; F) Siltito a Arenito muito fino com acamamento *flaser*.

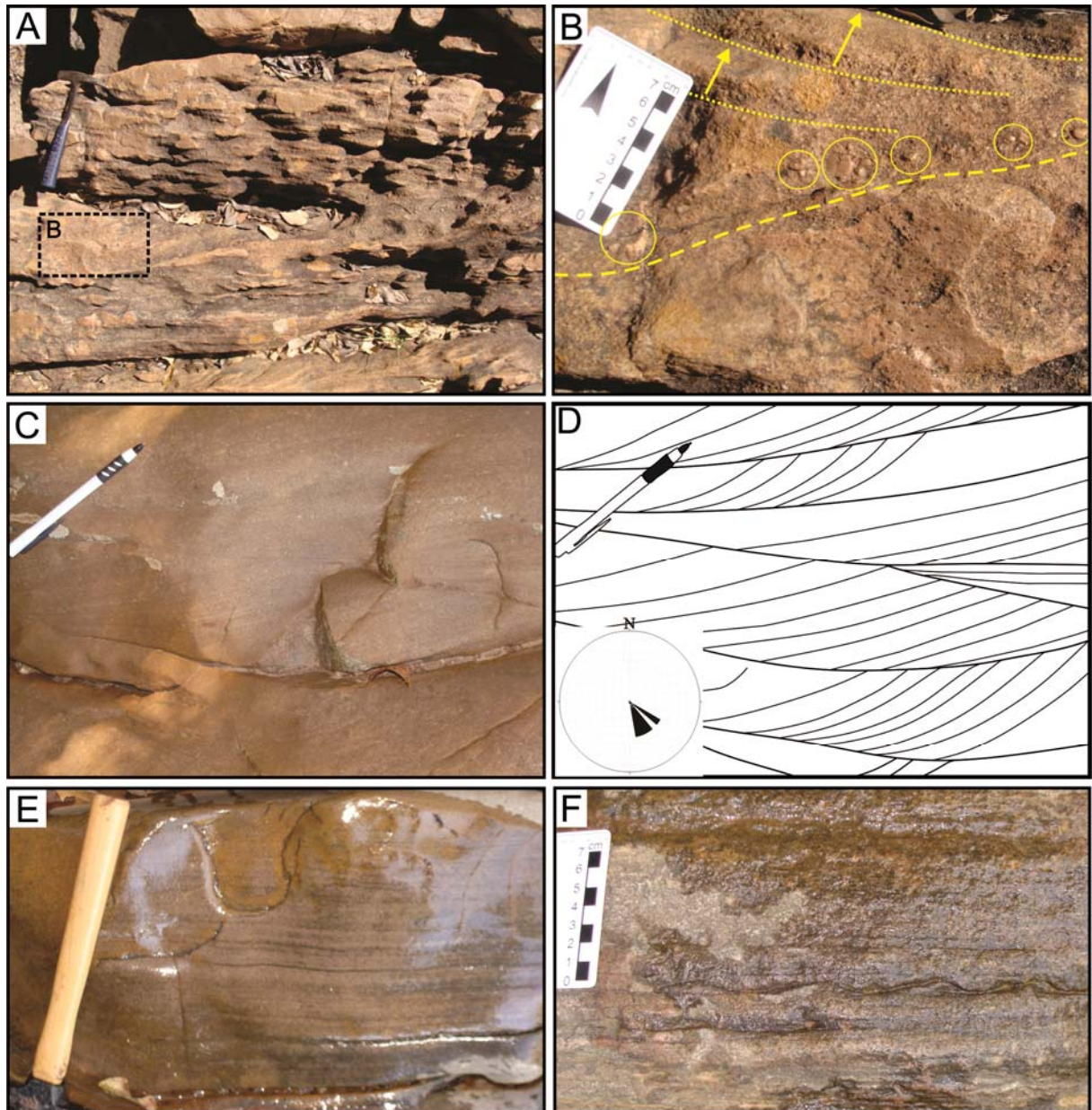


Figura 14 – Aspectos faciológicos da AF5: A) Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada com *lags* residuais; B) Detalhe dos *lags* residuais (círculos) compostos por seixos de quartzo de 2-4 cm nos eixos das estratificações cruzadas acanaladas. Notar a granodrecrescência ascendente nos *foresets* (setas); C e D) Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada (Fácies Aa); E) Laminação plano-paralela; F) Arenito com laminação ondulada assimétrica.

CAPÍTULO 5

5 PETROGRAFIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO RAIZAMA

5.1 DESCRIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DOS ARENITOS

De acordo com Folk (1974), os arenitos da Formação Raizama na região de Nobres são classificados principalmente como subarcóseos, sublitanenitos e quartzo-arenitos (Figura 15). Os subarcóseos são predominantemente descritos nas associações de fácies de *shoreface* inferior (AF1) e superior (AF2), enquanto os sublitanenitos são maioria nos depósitos de submaré (AF3) correspondentes a barras de maré. Os quartzo-arenitos caracterizam as planícies de maré (AF4) e as extensas planícies fluviais tipo entrelaçado (AF5) que compõe esta sucessão.

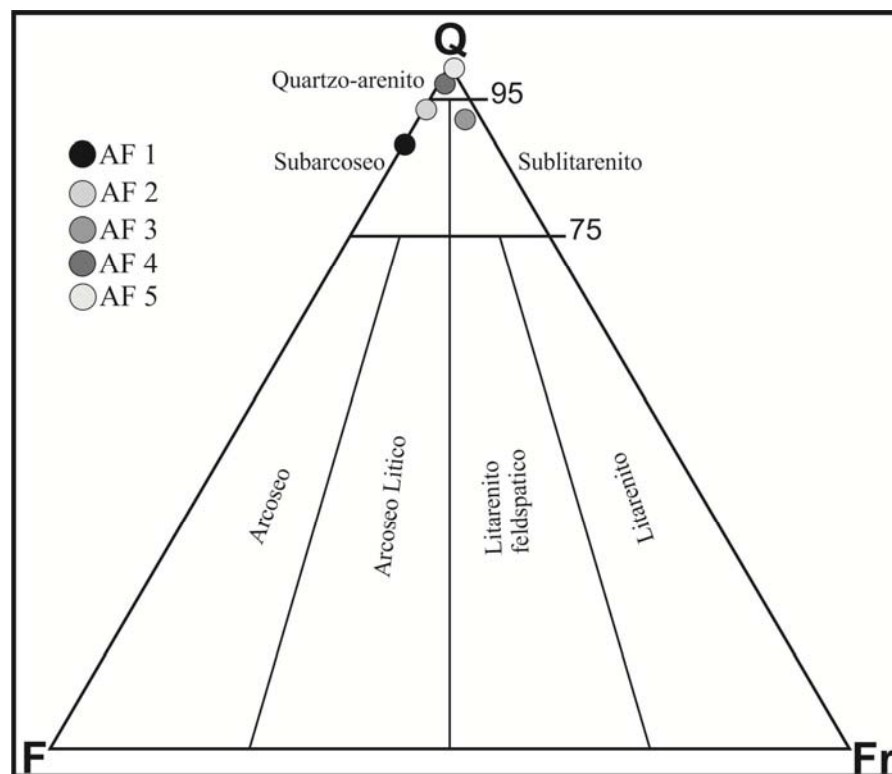


Figura 15 - Diagrama de Folk (1974) com a classificação dos arenitos provenientes das associações de fácies da Formação Raizama na região de Nobres (MT). Q = *Quartzo*, F = *Feldspato* e Fr = *Fragmento de rocha*.

5.1.1 Subarcóseo

Os subarcóseos são provenientes das fácies arenitos com laminações cruzadas truncadas por onda (AF1) e de arenitos com estratificação cruzada *swaley* (AF2). No primeiro caso, os subarcóseos texturalmente variam de silte grosso a areia muito fina (Figura 16A), enquanto os da associação AF2 são granulometricamente caracterizados por areias finas a

médias (Figura 16B). Em ambos os casos, esses arenitos são moderadamente selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados e grau de arredondamento constantemente modificado pelo sobrecrescimento sintaxial e/ou pela corrosão dos grãos de quartzo por cimento dolomítico, os quais muitas vezes proporcionam a substituição ou total dissolução desses silicatos resultantes de um complexo processo de difusão iônica (Figura 16C) (Dapples, 1979; Schmidt & McDonald, 1979; De Ros & Moraes, 1984). O arcabouço dessas rochas é composto predominantemente por quartzo monocristalino com fraca extinção ondulante, e contatos retos, estes muitas vezes tratando-se de contatos de compromisso em consequência do sobrecrescimento sintaxial de sílica. Além disso, são descritos quartzos policristalinos indiferenciáveis, feldspatos e filossilicatos (muscovita) levemente sanfonada. Tais componentes mostram-se cimentados por dolomita, com textura idiotópica e diâmetro de até 90 μm (Figura 16D), evento este relacionado a eventos hidrotermais pós-deposicionais que teriam atingido esses arenitos (Silva Jr. *et al.*, 2007).

5.1.2 Sublitarenito

Os sublitarenitos compõem os arenitos com estratificação cruzada tangencial com *drapes* de siltito/arenito muito fino pertencentes aos depósitos de submaré. Estes são formados por areia fina a grossa, moderadamente selecionados, com grãos subarredondados a subangulosos. O principal agente modificador do arredondamento dos grãos é o crescimento sintaxial de quartzo, os quais formam contatos de compromisso muitas vezes confundidos com contatos retos. Os grãos constituintes do arcabouço são marcados pelo predomínio de quartzos monocristalinos com extinção ondulante fraca, e em menor proporção por quartzo monocristalinos com extinção forte, quartzo policristalinos indiferenciáveis, feldspatos (ortoclásio, microclina e plagioclásio) e fragmentos de rocha sedimentar compreendido como *chert* e de rocha vulcânica (Figura 17A). Além desses constituintes, argilominerais ocorrem como cimento autigênico arranjados em forma de franjas ao redor dos grãos, recobrando-os parcialmente como uma fina película (Figura 17B). Presume-se que estes agregados cristalinos de argilominerais foram quimicamente precipitados e heterogeneamente distribuídos, adotando a morfologia de franjas, esta reconhecidamente autigênica (De Ros & Cesero, 1986).

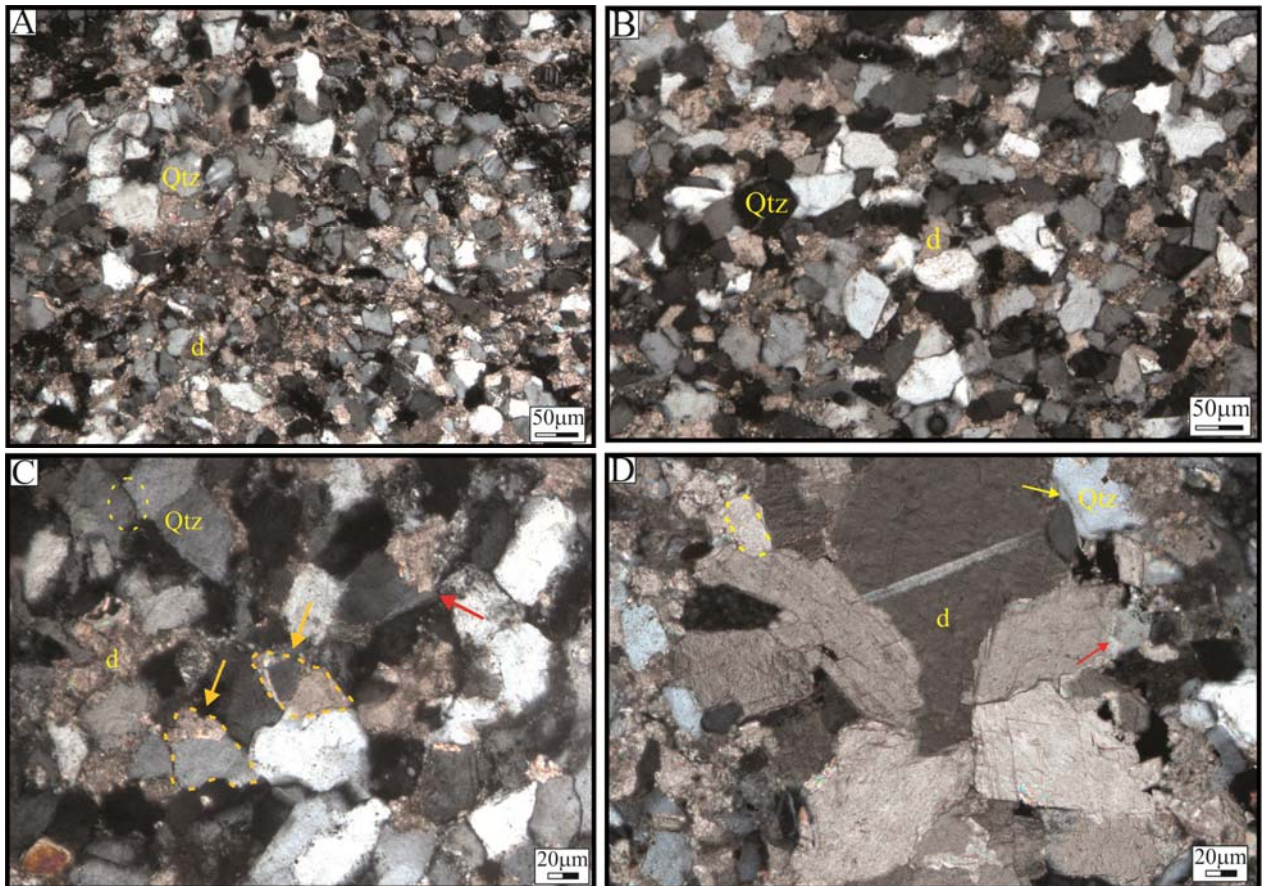


Figura 16 – Características petrográficas dos subarcóseos das associações AF1 e AF2. A) Arcabouço dos subarcóseos da associação AF1 granulometricamente variando de silte grosso a areia muito fina, com grãos de quartzo (Qtz), moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos, cimentados por dolomita (d); B) Subarcóseos da associação AF2 com granulometria no intervalo de areia fina a média, constituídos principalmente por grãos de quartzo (Qtz), subarredondados a subangulosos, bem selecionados, cimentados por dolomita (d); C) Fotomicrografia dos subarcóseos da associação AF1 exibindo grãos de quartzo parcialmente substituídos por dolomita (seta amarela), e com bordas corroídas (seta vermelha). Grãos de quartzo apresentam contato reto, muitas vezes se tratando de contatos de compromisso (círculo amarelo); D) Dolomitização secundária dos subarcóseos da associação AF2. Notar os grãos de quartzo parcialmente ou totalmente substituídos por dolomita (d) (seta vermelha/ círculo amarelo), e ainda grãos de quartzo com sobrecrecimento sintaxial de quartzo (seta amarela).

5.1.3 Quartzó-arenito

Os quartzó-arenitos caracterizam os arenitos com laminação plano-paralela (AF4), e os arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (AF5). Esses são granulometricamente distintos, de tal forma que os arenitos oriundos da associação AF4 variam de areia fina a média enquanto os pertencentes a AF5 apresentam granulometria no intervalo de areia fina a muito grossa (Figura 17C e D, respectivamente). Ambos são moderadamente selecionados, com o arredondamento variando de subarredondados a subangulosos, tendo como principal modificador do arredondamento o crescimento secundário de quartzo. O arcabouço dessas rochas é composto em sua maioria por quartzos fracamente extintos, contudo, são descritos quartzos policristalinos indiferenciáveis, além de feldspatos do tipo microclina, plagioclásio e

ortoclásio. Os contatos entre os constituintes do arcabouço são predominantemente retilíneos, em geral, se tratando de contatos de compromisso. Semelhantes aos sublitarenitos, cimentos autigênicos de argilominerais são heterogeneamente distribuídos ao redor dos grãos, apresentando-se em forma de franjas. Nos arenitos da AF4, a superfície dos grãos é parcialmente recoberta por esse cimento autigênico, ao contrário dos arenitos que compõem a planície *braided*, os quais apresentam grãos totalmente envolvidos por esse cimento (Figura 17E e F). Embora as proporções de argilominerais nestes arenitos sejam diferentes (maior nos arenitos da AF5), estes cimentos autigênicos tem origem atribuída a processos químicos já que estes não apresentam evidências de introdução mecânica pós-deposicional, comprovada pela inexistência de cutículas de argila, porosidade tipo *shrinkage* e distribuição homogênea de argila (De Ros & Cesero, 1986).

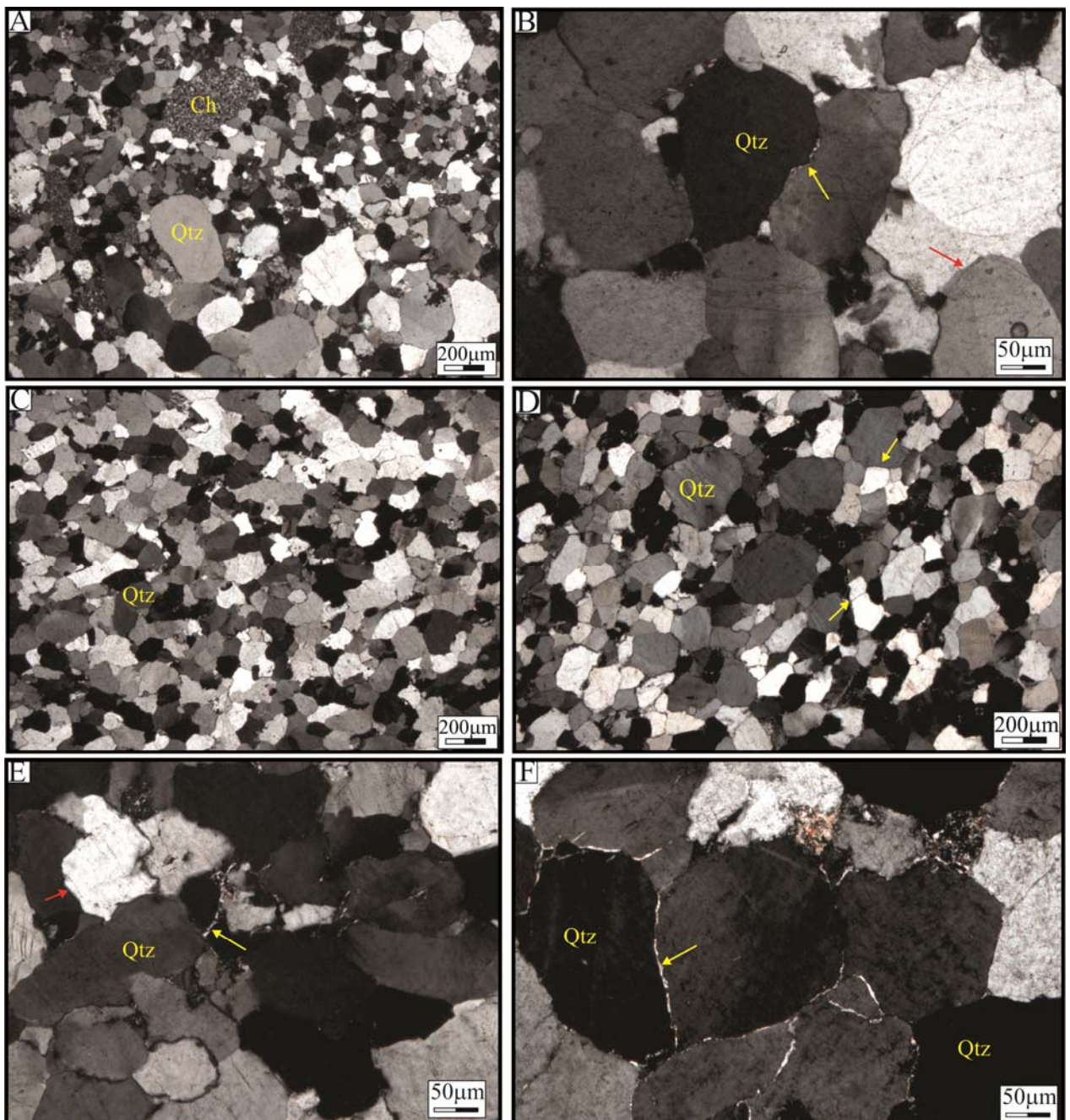


Figura 17 – Fotomicrografias dos arenitos da Formação Raizama. A) Sublitharenito com granulometria variando de areia fina a grossa, subarredondado a subangulosos, moderadamente selecionados, formados principalmente por grãos de quartzo (Qtz) e fragmentos de rocha sedimentar-chert (ch); B) Arcabouço dos sublitharenitos mostrando contato de compromisso entre os grãos de quartzo (seta vermelha), além de cimento autigênico de argilominerais arranjados em forma de franja paralelo a superfície dos grãos (seta amarela); C) Quartzarenito da associação AF3 granulometricamente variando de areia fina a média; D) Quartzarenito da associação AF5 mostrando os grãos do arcabouço no intervalo de areia fina a muito grossa, com contatos de compromisso (seta amarela); E) Cimento autigênico de argilominerais cobrindo parcialmente a superfície dos grãos (seta amarela), e ainda com sobrecrecimento sintaxial de quartzo (seta vermelha); F) Grãos de quartzo totalmente envolvidos por cimento autigênico de argilomineral em forma de franja (seta amarela).

CAPÍTULO 6

6 ICNOFÓSSEIS DA FORMAÇÃO RAIZAMA

Traços fósseis são estruturas biogênicas que atestam os diversos tipos de comportamento de determinado organismo ou grupos faunísticos relacionados ao substrato. Estes tipos de bioestruturas são comuns no decorrer da história geológica, principalmente ligada ao período Fanerozoico, porém recentes pesquisas têm sido feitas em prol da identificação e interpretação dos traços fósseis que ocorrem no Pré-Cambriano (Jenkins, 1995; Seilacher *et al.*, 2005; Jensen *et al.*, 2006). A passagem do Neoproterozoico para Cambriano particularmente apresenta uma diversificação nos tipos de traços fósseis que estão intimamente interligados com as mudanças de comportamento dos organismos e principalmente do tipo de substrato (Bottjer *et al.*, 2000; Seilacher, 2007). Esta evolução na diversificação nos traços fósseis tem sido utilizada como marco estratigráfico do intervalo Neoproterozóico-Cambriano em várias partes do mundo (Narbonne & Myrow, 1988; Brasier *et al.*, 1994; Jenkins, 1995; Grotzinger *et al.*, 1995; Gehling *et al.*, 2001; Droser *et al.*, 2002a e b; Jensen, 2003; Landing *et al.*, 2007; Weber *et al.*, 2007).

A icnofauna representativa do Proterozoico é quase exclusivamente composta por traços fósseis horizontais, enquanto as bioturbações verticais são praticamente ausentes ao longo do Neoproterozoico (Figura 18) (Droser *et al.*, 2002b; Seilacher *et al.*, 2005; Seilacher, 2007). Somente na transição entre o período Ediacarano e o Cambriano houve a diversificação, abundância e complexidade dos traços fósseis, possibilitando a determinação de zonas bioestratigráficas que definem este intervalo (Brasier *et al.*, 1994; Droser *et al.*, 2002b; Seilacher *et al.*, 2005; Seilacher, 2007; Landing *et al.*, 2007). Dentre essas icnozonas, a *Treptichnus pedum* é caracterizada como a primeira ocorrência que delimita a transição Proterozoico-Fanerozoico, sendo ainda estes predominantemente horizontais, não representando ainda o estilo bioturbacional de perfurações que levaram a alta diversidade da icnocenose no Cambriano (Narbonne *et al.*, 1987; Gehling *et al.*, 2001; Seilacher *et al.*, 2005; Seilacher, 2007).

De acordo com Seilacher & Pflüger (1994) e Seilacher (1999), os principais motivos para a evolução no comportamento da icnofauna poderiam estar relacionados a mudanças no substrato. Tais mudanças foram nomeadas por Seilacher & Pflüger (1994) como ‘Revolução Agrônômica’, a qual instrui que no final da era Neoproterozoica o substrato era tipicamente coberto por esteiras microbiais (*matgrounds*), o que o tornava mais coeso possibilitando assim

a preservação de traços fósseis horizontais e corpos fósseis da Fauna Ediacarana na interface sedimento-água (Droser & Bottjer, 1989; Hagardorn & Bottjer, 1997, 1999; Seilacher, 1999; Bottjer *et al.*, 2000; Seilacher, 2007) (Figura 19). Na transição para o Cambriano esses substratos cobertos por *matgrounds* se tornam cada vez mais escassos devido ao aumento da bioturbação infaunal, resultado da evolução para metazoários mais complexos e com rígidos esqueletos que favoreceram o potencial de preservação de corpos fósseis (Bottjer *et al.*, 2000; Droser *et al.*, 2002b; Seilacher, 2007; Laflamme *et al.*, 2013). Desta maneira os *matgrounds* foram gradativamente substituídos por substratos incoesos (*soupy ground*) de poucos centímetros de espessura, e homogêneos por intensa bioturbação de organismos infaunais que propiciaram tal mistura de sedimentos característica do início do Fanerozóico, sendo estes substratos chamados de *mixgrounds* (Ekdale *et al.*, 1984; Bottjer *et al.*, 2000; Seilacher, 2007). Os *mixgrounds* mostram um baixo potencial de preservação de icnofósseis próximos a interface sedimento-água, como os icnitos horizontais e verticais rasos (*shallow tiers*), devido principalmente a natureza *soupyground* dos sedimentos próximo a superfície que são facilmente retrabalhados por correntes e ondas (Ekdale *et al.*, 1984; Bottjer *et al.*, 2000; Droser *et al.*, 2002a e b; Seilacher, 2005).

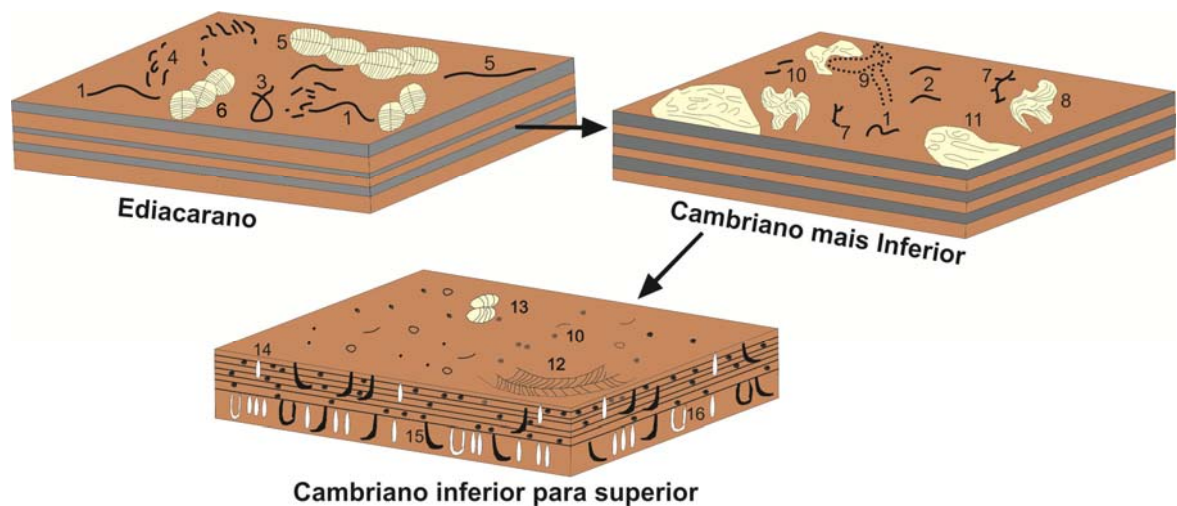


Figura 18- Mudanças icnofaunais através do limite Ediacarano-Cambriano. Esteiras microbiais são difundidas no Ediacarano em ambientes marinhos raso, onde primeiramente ocorreu o aumento no grau e profundidade da bioturbação. (1) *Helminthopsis*, (2) *Helminthoidichnites*, (3) *Gordia*, (4) *Radulichnus*, (5) traços fósseis *Dickinsonia*, (6) *Yorgia*, (7) *Treptichnus*, (8) *Oldhania*, (9) *Diplichnites*, (10) *Planolites*, (11) *Cochlichnus*, (12) *Cruziana*, (13) *Rusophycus*, (14) *Skolithos*, (15) *Syringomorpha*, (16) *Diploclaterion* (Modificado de Mángano & Buatois, 2007).

Esta revolução do substrato no Cambriano está relacionada a diversas mudanças ecológicas e evolucionárias que estão registradas em traços fósseis que ocorrem nestes depósitos (Droser & Bottjer, 1989; Bottjer & Hagadorn, 1999; Bottjer *et al.*, 2000). Icnitos como *Skolithos* e *Diploclaterion* passam a ocorrer principalmente no substrato de depósitos

rasos de *shoreface* ainda no final do Ediacarano, sendo mais comuns durante o Cambriano (Fendokin, 1985; Pemberton & Frey, 1991; MacEachern & Pemberton, 1992; Droser *et al.* 2002a; Seilacher *et al.*, 2005).

Até o momento, o registro de icnofósseis do limite Pré-cambriano – Cambriano (PC-C) são restritos a parte sul/sudeste do Brasil (Ciguel *et al.*, 1992; Paim *et al.*, 2000; Teixeira & Petri, 2001). Na Faixa Paraguai, região de Cáceres - Mato Grosso, foram descritos icnogêneros em rochas da Formação Raizama entendidos como *Cochilichnus*, *Lockeia*, *Palaeophycus* e *Planolites*, além de impressões de repouso de organismos medusoides com idade estimada entre o Ediacarano e o Cambriano (Zaine, 1991). Entretanto, tais icnogêneros foram contestados por Albuquerque (2001) pelo seu grau de biogenicidade e reinterpretados como de origem inorgânica, reclassificando-os desta forma como pseudofósseis ou dubiofósseis. Novas evidências de icnofósseis foram descritas em depósitos de *shoreface* inferior influenciado por ondas de tempestades do membro inferior da Formação Raizama, na região de Nobres, estes depósitos são caracterizados por arenitos com laminações cruzadas truncadas por ondas/*microhummocky*, as quais são truncadas perpendicularmente por traços fósseis verticais (Figura 9A e B).

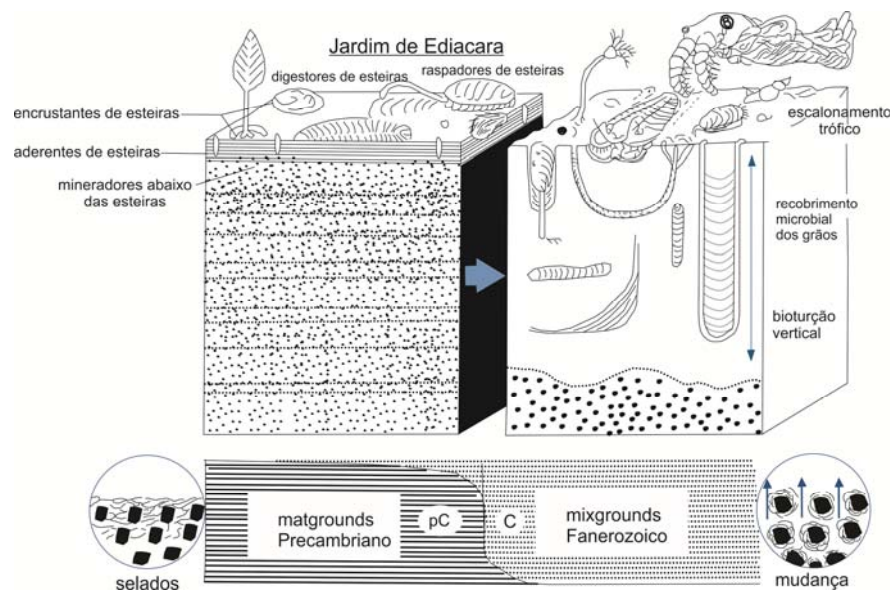


Figura 19 - Revolução Cambriana. As esteiras microbiais que cobriam o substrato durante o Neoproterozoico (*matgrounds*) gradativamente são substituídas por substratos incoesos (*mixgrounds*) na transição para o Cambriano em resposta ao aumento da bioturbação infaunal resultante da evolução para metazoários mais complexos e de esqueleto rígido (Adaptado de Seilacher, 2007).

Os icnofósseis da Formação Raizama são caracterizados por tubos verticais cilíndricos não ramificados, perpendiculares a laminações cruzadas por onda/*microhummocky*, predominantemente retos nos primeiros milímetros a partir do topo da camada, muitas vezes se afunilando nos milímetros finais em direção à base da camada, com paredes lisas, e

preservados de forma endichnial (Figura 20A e B). O comprimento dos traços fósseis varia de 40-70 mm e o diâmetro dessas estruturas é de 1-4 mm, sendo que alguns traços fósseis mostram estrutura de *spreiten* retrusiva (Figura 20C e D). Tanto na sucessão vertical quanto na horizontal os icnofósseis não são espacialmente previsíveis, se mostrando distribuídos de forma esporadicamente heterogênea (Figura 21A) (Gingras *et al.*, 2011), de tal modo que as camadas com intensa bioturbação lateralmente passam para porções com ausência de traços fósseis. Desse modo, tal icnotrama mostra níveis bioturbados variando de 10- 40% não sendo observada superposição de icnofósseis (Droser & Bottjer, 1986). Alguns icnofósseis estão parcialmente truncados por estruturas produzidas por ondas, de forma que o comprimento destes traços fósseis é menor do que o comprimento médio da icnofábrica (Figura 20B). O material que preenche os icnofósseis é composto por silte grosso a areia fina cimentados por dolomita, sendo esta a mesma composição da rocha hospedeira (Figura 20C e D).

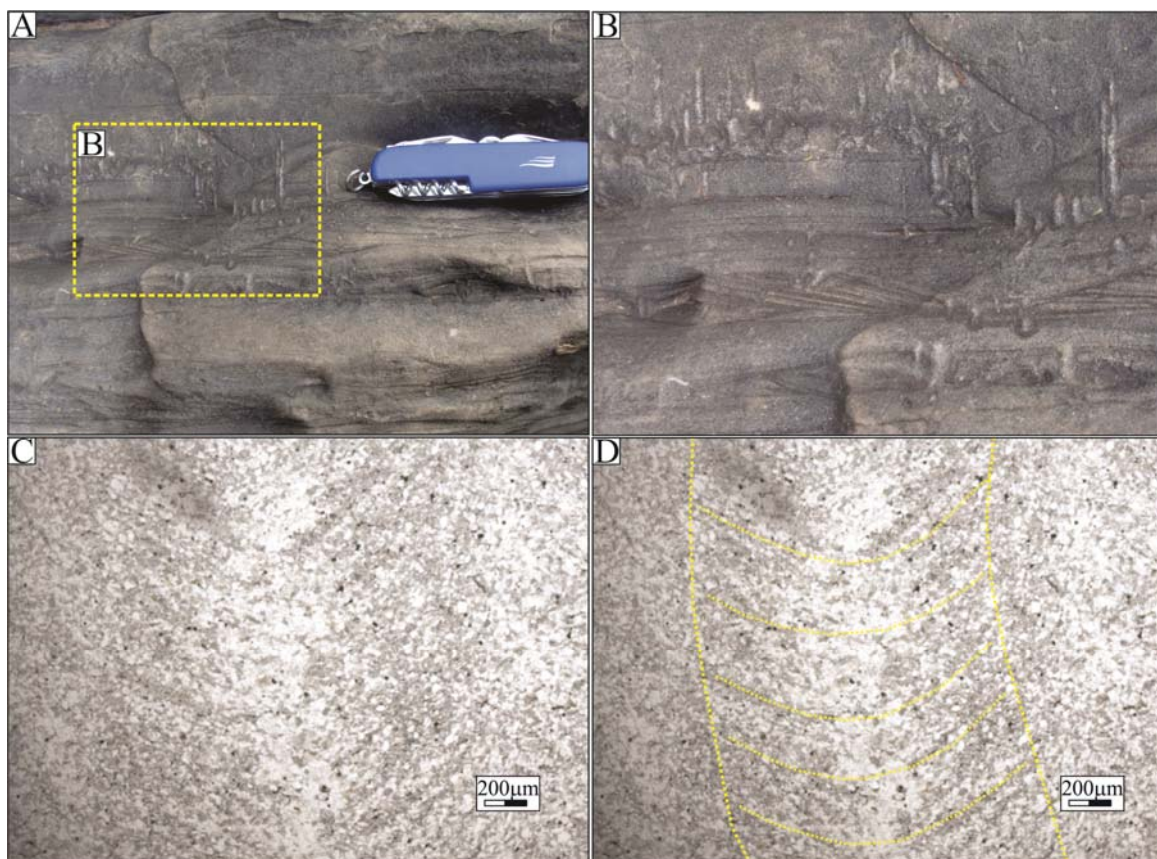


Figura 20 - Traços fósseis da Formação Raizama. A) Icnofósseis caracterizados por simples tubos cilíndricos verticais com até 4 cm de comprimento, e diâmetro de 2-3 mm, com paredes lisas que algumas vezes se afunilam em direção a base da camada, dispostos de forma perpendicular as laminações cruzadas truncadas por onda/*microhummocky*; B) Detalhe dos icnofósseis; C) e D) Fotomicrografia mostrando a estrutura de *spreiten* retrusiva dos traços fósseis.

Estruturas verticalizadas semelhantes aos traços fósseis descritos neste trabalho podem ser produzidas por processos inorgânicos como escape de fluídos, ou mesmo gretas de

contração (Karcz *et al.*, 1974; Buck & Goldring, 2003; Jensen *et al.*, 2006; Seilacher, 2007). Estruturas em formas de tubos verticais produzidas por escape de fluidos (principalmente gases) são comuns em depósitos ricos em matéria orgânica e influenciados por processos de fluidização (veja, Cloud *et al.*, 1974; Buck & Goldring, 2003; Corsetti & Grotzinger, 2005). Cloud (1968) interpretou equivocadamente estruturas produzidas por escape de fluidos como traços fósseis de *Skolithos* gerados por metazoários em depósitos carbonáticos do Neoproterozoico, na região do Vale da Morte (Cloud *et al.*, 1974). Estruturas cônicas com feições semelhantes à *spreitens* foram produzidas por simulações de processos de fluidização em laboratório por Buck & Goldring (2003). Todas estas estruturas verticais produzidas por escape de gases ou fluidização causam uma homogeneização ou deformação dos sedimentos do substrato logo abaixo da ocorrência das estruturas tubulares ou cônicas (Buck & Goldring, 2003). Estas características não são observadas nos depósitos estudados onde os traços fósseis ocorrem. Ao contrário, os depósitos bioturbados são diferenciados por apresentarem estruturas geradas por ondas de tempestade bem preservadas.

As características descritivas dos icnofósseis da Formação Raizama aliadas a interpretações paleoambientais sugerem que estes traços fósseis seriam representantes da icnofácies *Skolithos* (Figura 21B). Os icnogêneros típicos dessa icnofácies incluem *Skolithos*, *Diplocaterion*, *Ophiomorpha*, *Conichnus*, *Bergaueria*, *Lingulichnus*, *Piscichnus*, *Schaubcylindrichnus*, *Palaeophycus*, *Arenicolite* e *Gyrolithes saxonicus* (MacEachern *et al.*, 2007). Comumente, essa icnofácies se encontra relacionada a ambientes de altos níveis de energia e influenciados por onda ou corrente como *shoreface* e *foreshore*, os quais tipicamente apresentam substratos não coesos (*softground*) sujeitos a erosão abrupta ou constante deposição de sedimentos (MacEachern & Pemberton, 1992; MacEachern *et al.*, 2007, 2010), o que corrobora com a interpretação de ambiente de *shoreface* inferior em que esses traços fósseis foram descritos na Formação Raizama. As características diagnósticas desta icnofácies são baseadas em perfurações predominantemente verticais com hábito cilíndrico, não ramificado, sendo desenvolvidas principalmente em resposta a degradação do substrato na interface sedimento-água, atestado pela estrutura de *spreiten* retrusivo presente em alguns traços em resposta ao esporádico acúmulo de sedimentos (Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern *et al.*, 2007; MacEachern *et al.*, 2010; Gingras *et al.*, 2011).

A distribuição esporadicamente heterogênea, a baixa diversidade e a intensidade de bioturbação estão intimamente relacionadas a paleo-oxigenação e a taxa de sedimentação deste paleoambiente (Savrda & Bottjer, 1986; 1989; MacEachern *et al.*, 2010; Gingras *et al.*, 2011). Sendo assim, estes icnofósseis foram atribuídos a um paleoambiente com deficiência

em oxigênio dissolvido na água, fato este característico dos oceanos do limite Pré-Cambriano-Cambriano (Kimura & Watanabe, 2001), além de uma taxa de sedimentação rápida e episódica atribuída as esporádicas tempestades que atingiam a paleocosta, retrabalhando o substrato, e levando a erosão de alguns desses icnogêneros (Figura 21C) (McIlroy & Garton, 2004). Etologicamente, a icnofábrica esta relacionada a escavações de habitação (*domichinia*) provavelmente construídas por seres suspensívoros característicos também da icnofácies *Skolithos* (Figura 21D) (Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern *et al.*, 2007, 2010).

Os *Skolithos* são os icnofósseis que caracterizam a maioria dos traços fósseis verticais da Formação Raizama. Segundo Jensen *et al.* (2006) esses icnofósseis são compreendidos como perfurações verticais ou inclinadas não ramificadas, as quais são tipicamente cilíndricas, podendo representar uma variedade de hábitos e produtores amplamente diferentes, construídos por pequenos organismos móveis de dimensão menor que o tubo ou estruturas de habitação que produziram, refletindo dessa forma o tamanho dos animais. A regularidade cilíndrica das perfurações, o curto tamanho (> 40 mm de comprimento) e o variável diâmetro (em média cerca de 5 mm) orientados mais ou menos perpendicular às estruturas sedimentares, além da difícil distinção entre os sedimentos que preenchem as perfurações, e os que as circundam resultando na indistinção das paredes dos tubos definem que esses *Skolithos* são pertencentes a icnoespécie *Skolithos linearis* Haldeman, 1840 (Alpert, 1974; Ciguel *et al.*, 1987; Ekdale *et al.*, 2007).

Esta primeira ocorrência de traços fósseis da icnoespécie *Skolithos linearis* nos depósitos estudados coincide com o intervalo de aparecimento destas estruturas biogênicas no intervalo Neoproterozóico-Cambriano, em outras partes do mundo como em Newfoundland (Crimes & Anderson, 1985; Narbonne & Myrow, 1988). Portanto, os organismos que habitaram o substrato na Plataforma Raizama vieram a adotar um modo de vida endicinal somente a partir do final do Proterozoico, com maior magnitude no Cambriano com o advento da ‘Explosão Cambriana’ (Seilacher *et al.*, 2005; Seilacher, 2007; Droser *et al.*, 1999, Droser *et al.*, 2002a e b; Jensen *et al.*, 2000; McIlroy & Garton, 2004; Laflamme *et al.*, 2013).

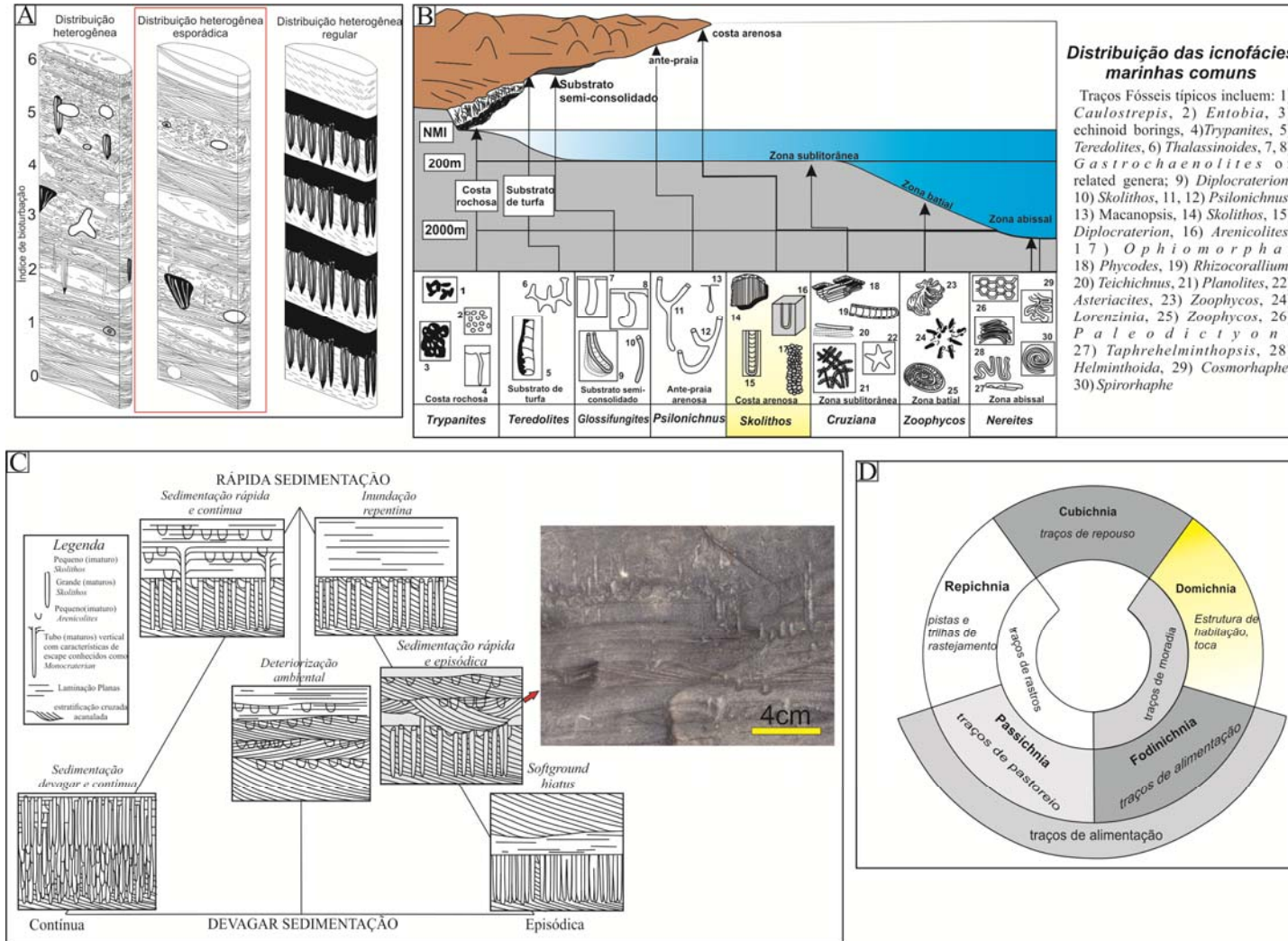


Figura 21 - Análise dos icnofósseis da Formação Raizama. A) Representação esquemática da distribuição esporadicamente heterogênea (retângulo vermelho) dos icnofósseis na camada (Modificado de Gingras *et al.*, 2011); B) Distribuição das icnofácies idealizada por Seilacher (1967), com destaque para a icnofácies *Skolithos* a qual caracteriza os icnofósseis da Formação Raizama; C) Diagrama triangular mostrando os efeitos da taxa de sedimentação rápida e episódica na Formação Raizama (Modificado de Mcllroy & Garton, 2004) D) Classificação etológica dos icnofósseis (Adaptado de Nichols, 2009).

CAPÍTULO 7

7 PROVENIÊNCIA

7.1 ANÁLISE DE PROVENIÊNCIA POR IDADES U-PB EM ZIRCÕES DETRÍTICOS

O método U-Pb em zircão detrítico corresponde a uma das mais comuns e eficientes técnicas para estudos de proveniência e determinação do limite máximo para a idade de deposição (Bingen *et al.*, 2001; Fedo *et al.*, 2003; Andersen, 2005). Dessa forma, setenta e cinco grãos detríticos de zircão oriundos da fácies arenito com estratificação cruzada tangencial recoberta por *drapes* de siltito/arenito muito fino, paleoambiente de submaré (AF3), foram aleatoriamente selecionados para a determinação dos aspectos gerais de proveniência, independente do tamanho, cor, forma, grau de arredondamento, conforme Gehrels (2009). Os grãos de zircão extraídos variam granulometricamente de areia fina a média, morfológicamente caracterizados por grãos bem arredondados, estando alguns quebrados e/ou com bordas agudas (subédricos), sendo tais características morfológicas diretamente relacionadas ao intemperismo, transporte, e deposição experimentados por cada grão de zircão (Figura 22).

Do número de grãos selecionados, somente sessenta e um foram analisados por LA-MC-ICP-MS. A quantificação do número de análises de zircão a serem feitas para o estudo de proveniência depende do número de diferentes grupos de idades presentes, e se o cristal foi afetado por perdas de Pb e/ou herança. No entanto, é possível a utilização da fórmula binominal de Dodson *et al* (1988), a qual instrui que pela análise de 60 grãos aleatoriamente escolhidos pode ser obtida a probabilidade de 95% da identificação de um elemento particular que compõe 5% da população de grãos (Fedo *et al.*, 2003; Gehrels, 2009).

Os dados obtidos dos zircões analisados são tipicamente exibidos usando o diagrama de concórdia (diagrama de Wetherill (1956)) (Fedo *et al.*, 2003). Dentre os grãos analisados, somente cinquenta e dois grãos se encontram ao longo da curva da concórdia (Figura 23), com grau de concordância de 90-110% e idades variando de 1000 Ma – 1990 Ma (Tabela 2). Os grãos de zircão de idade mesoproterozoica são os mais frequentes, com idades variando de 1.0 Ga a 1.5 Ga. Por outro lado, há uma menor população de zircões paleoproterozoicos com idades variando de 1.7 a 1.9 Ga. O zircão concordante mais novo tem idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1001 ± 9 Ma, com grau de concordância de 103%. Isto é interpretado como a idade de máxima deposição para a Formação Raizama.

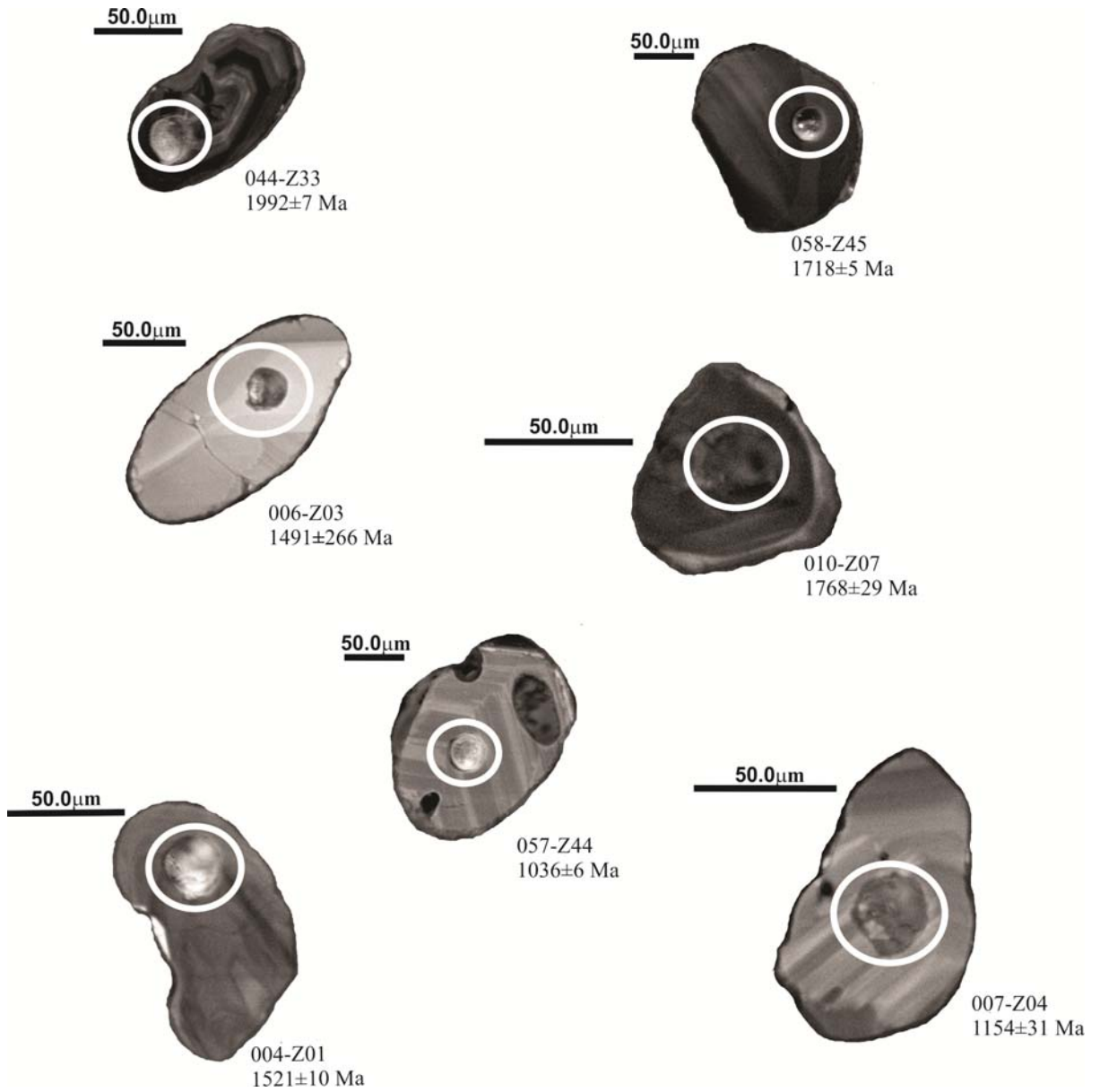


Figura 22 - Imagens de grãos de zircão por catodoluminescência, com o centro e a borda desses zircões com idades mesoproterozoicas e paleoproterozoicas.

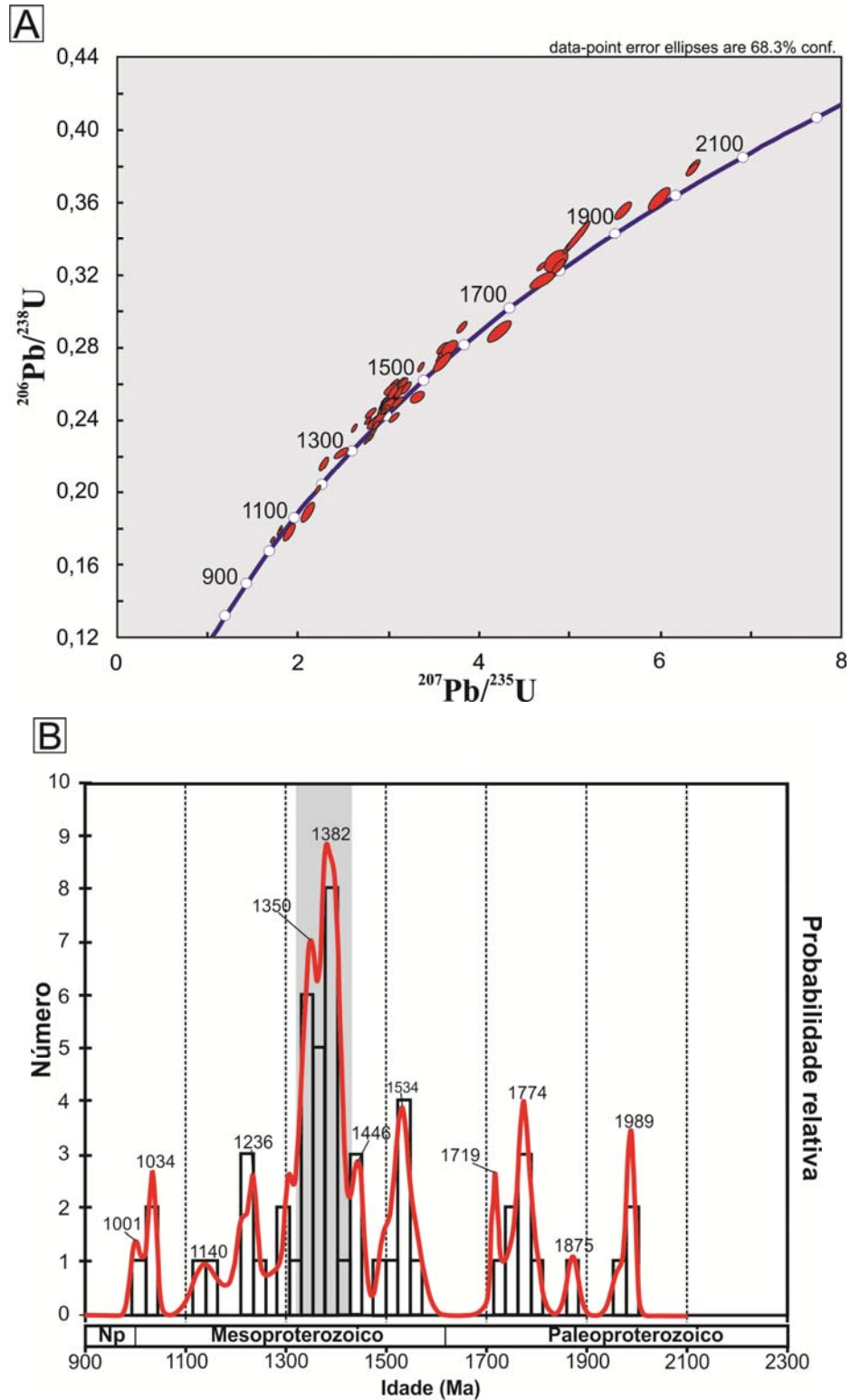


Figura 23 – Diagrama de Wetherill (1956) mostrando os dados das idades de zircão da amostra analisada (A). A amostra contém significativas assinaturas Paleoproterozoica a Mesoproterozoica. Isto pode ser melhor visualizado no histograma de frequência da probabilidade relativa da amostra; (B). A área sombreada em cinza claro corresponde a contribuições principalmente Mesoproterozoica para a Formação Raizama, durante a instalação da Faixa Paraguai.

Tabela 2 – Resultados obtidos pelo método U-Pb em monocristais de zircão por ICP-MS com *laser ablation* dos arenitos da Formação Raizama, região de Nobres - MT.

Amostra	Th/U	Razões Isotópicas						Estimativa de Idade (Ma)						Conc.	Id. Efet.	
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			$\pm 1\sigma$
027-Z21	0.57	0.073	0.48	0.173	0.74	1.730	0.88	0.815	1001	9.70	1029	7.04	1020	5.67	103	1001
046-Z35	0.33	0.073	0.58	0.178	1.08	1.805	1.22	0.871	1028	11.75	1057	10.49	1047	7.99	103	1028
057-Z44	0.28	0.074	0.34	0.178	0.61	1.806	0.70	0.841	1036	6.90	1053	5.96	1048	4.59	102	1036
005-Z02	0.41	0.077	1.04	0.215	1.23	2.295	1.62	0.752	1133	20.60	1255	14.15	1211	11.40	111	1133
007-Z04	0.31	0.078	1.61	0.177	1.75	1.914	2.37	0.731	1154	31.89	1052	16.96	1086	15.83	91	1154
034-Z26	0.47	0.078	2.72	0.240	1.01	2.595	2.90	0.332	1156	53.97	1388	12.57	1299	21.26	120	1156
037-Z29	0.27	0.081	0.56	0.200	0.83	2.230	1.00	0.811	1214	10.93	1177	8.94	1190	7.00	97	1214
035-Z27	0.24	0.081	1.80	0.221	0.91	2.480	2.02	0.672	1231	35.42	1287	10.63	1266	14.63	105	1231
068-Z53	0.26	0.082	0.38	0.234	0.62	2.637	0.73	0.819	1236	7.45	1358	7.64	1311	5.38	110	1236
043-Z32	0.46	0.082	1.80	0.188	1.82	2.119	2.56	0.705	1237	35.32	1112	18.56	1155	17.66	90	1237
055-Z42	0.37	0.083	1.97	0.244	0.77	2.789	2.11	0.570	1264	38.43	1410	9.72	1353	15.78	112	1264
039-Z31	0.45	0.084	1.14	0.243	0.69	2.816	1.33	0.700	1294	22.13	1402	8.72	1360	9.97	108	1294
063-Z48	0.54	0.085	0.40	0.239	0.60	2.788	0.72	0.793	1306	7.73	1382	7.50	1352	5.40	106	1306
047-Z36	0.24	0.085	0.64	0.142	1.80	1.672	1.92	0.941	1319	12.29	859	14.57	998	12.15	65	1319
076-Z59	0.21	0.086	0.53	0.250	0.69	2.954	0.87	0.757	1330	10.21	1439	8.85	1396	6.57	108	1330
065-Z50	0.34	0.086	0.66	0.252	0.73	3.001	0.98	0.858	1344	12.76	1451	9.49	1408	7.50	108	1344
017-Z12	0.23	0.086	1.00	0.257	1.18	3.061	1.55	0.754	1347	19.23	1475	15.61	1423	11.85	109	1347
026-Z20	0.26	0.087	0.44	0.244	0.93	2.914	1.03	0.895	1350	8.44	1409	11.77	1385	7.77	104	1350
056-Z43	0.65	0.087	0.61	0.249	0.76	2.970	0.97	0.753	1350	11.71	1433	9.79	1400	7.40	106	1350
008-Z05	0.47	0.087	1.04	0.238	1.19	2.840	1.58	0.740	1354	20.06	1374	14.67	1366	11.84	101	1354
024-Z18	0.42	0.087	0.87	0.247	0.80	2.957	1.18	0.642	1355	16.85	1424	10.17	1397	8.97	105	1355
020-Z15	0.56	0.087	2.13	0.256	0.98	3.071	2.34	0.649	1358	41.01	1472	12.87	1426	17.94	108	1358
049-Z38	0.49	0.087	1.09	0.255	0.97	3.077	1.46	0.831	1371	20.98	1465	12.68	1427	11.17	107	1371
069-Z54	0.28	0.088	1.96	0.246	1.20	2.974	2.30	0.750	1378	37.71	1416	15.27	1401	17.48	103	1378
066-Z51	0.48	0.088	0.39	0.260	0.71	3.143	0.81	0.852	1378	7.59	1488	9.45	1443	6.27	108	1378
018-Z13	0.85	0.088	1.04	0.241	1.29	2.915	1.66	0.769	1379	20.00	1390	16.14	1386	12.54	101	1379
016-Z11	0.57	0.088	1.78	0.248	1.06	3.001	2.07	0.733	1381	34.22	1426	13.56	1408	15.78	103	1381
032-Z24	0.46	0.088	0.97	0.246	0.91	2.979	1.33	0.664	1381	18.58	1416	11.63	1402	10.12	103	1381
054-Z41	0.28	0.088	0.44	0.244	0.60	2.964	0.74	0.761	1381	8.42	1410	7.61	1398	5.64	102	1381
059-Z46	0.39	0.088	0.70	0.237	0.72	2.878	1.01	0.840	1386	13.53	1370	8.93	1376	7.61	99	1386
023-Z17	0.14	0.089	0.53	0.137	1.33	1.669	1.44	0.925	1396	10.15	825	10.34	997	9.09	59	1396
028-Z22	0.38	0.089	0.67	0.259	0.85	3.161	1.09	0.763	1397	12.87	1483	11.29	1448	8.37	106	1397
053-Z40	0.48	0.089	0.44	0.253	0.91	3.095	1.01	0.888	1397	8.49	1455	11.80	1432	7.74	104	1397
025-Z19	0.48	0.089	0.88	0.231	1.45	2.828	1.69	0.945	1398	16.83	1340	17.49	1363	12.68	96	1398
036-Z28	0.37	0.089	0.65	0.254	0.73	3.109	0.98	0.712	1400	12.55	1459	9.58	1435	7.56	104	1400
052-Z39	0.30	0.089	0.47	0.230	0.66	2.823	0.81	0.778	1405	9.05	1334	7.98	1362	6.10	95	1405

045-Z34	0.95	0.090	1.04	0.249	0.73	3.100	1.27	0.755	1434	19.80	1432	9.34	1433	9.73	100	1434
014-Z09	0.27	0.091	0.73	0.257	0.95	3.209	1.20	0.775	1439	13.96	1473	12.52	1459	9.29	102	1439
067-Z52	0.29	0.091	0.45	0.268	0.61	3.367	0.76	0.762	1447	8.52	1532	8.34	1497	5.93	106	1447
006-Z03	0.39	0.093	14.09	0.227	6.42	2.920	15.48	0.673	1491	266.73	1321	76.62	1387	117.11	89	1491
074-Z57	0.34	0.093	0.57	0.279	0.63	3.597	0.85	0.688	1495	10.88	1588	8.84	1549	6.76	106	1495
004-Z01	0.20	0.095	0.54	0.274	0.87	3.578	1.02	0.835	1521	10.12	1562	12.06	1545	8.11	103	1521
075-Z58	0.56	0.095	1.16	0.278	0.83	3.638	1.43	0.770	1527	21.87	1581	11.60	1558	11.35	104	1527
077-Z60	0.28	0.095	0.48	0.290	0.61	3.815	0.77	0.736	1535	9.00	1643	8.79	1596	6.21	107	1535
078-Z61	0.35	0.096	1.26	0.252	0.87	3.328	1.54	0.542	1544	23.53	1448	11.39	1488	11.94	94	1544
033-Z25	0.35	0.096	1.28	0.279	0.92	3.692	1.57	0.560	1545	24.02	1588	12.94	1570	12.58	103	1545
038-Z30	0.49	0.096	1.02	0.271	1.34	3.602	1.68	0.786	1554	19.23	1547	18.39	1550	13.39	100	1554
009-Z06	0.23	0.102	1.14	0.063	1.25	0.886	1.79	0.730	1665	20.92	393	5.24	644	8.48	24	1665
058-Z45	0.60	0.105	0.32	0.324	0.54	4.694	0.63	0.816	1718	5.84	1808	8.58	1766	5.27	105	1718
029-Z23	0.50	0.107	1.48	0.288	1.30	4.233	1.97	0.844	1743	27.11	1631	18.80	1681	16.20	94	1743
019-Z14	0.40	0.108	1.44	0.327	1.27	4.863	1.91	0.650	1761	26.24	1826	20.14	1796	16.12	104	1761
010-Z07	0.42	0.108	1.61	0.316	0.93	4.709	1.86	0.700	1768	29.38	1770	14.40	1769	15.57	100	1768
073-Z56	0.45	0.108	0.53	0.336	0.87	5.024	1.02	0.836	1771	9.74	1870	14.08	1823	8.62	106	1771
062-Z47	0.40	0.109	0.48	0.342	1.58	5.116	1.65	0.955	1776	8.80	1895	25.89	1839	14.01	107	1776
013-Z08	0.87	0.109	0.97	0.255	1.21	3.854	1.56	0.771	1791	17.69	1466	15.93	1604	12.54	82	1791
072-Z55	0.32	0.110	0.66	0.324	0.77	4.895	1.01	0.728	1793	12.06	1809	12.12	1801	8.55	101	1793
022-Z16	0.77	0.111	1.98	0.379	1.44	5.817	2.45	0.578	1823	36.01	2069	25.50	1949	21.25	114	1823
048-Z37	0.48	0.115	0.65	0.355	0.90	5.605	1.11	0.791	1873	11.70	1957	15.11	1917	9.53	104	1873
015-Z10	0.66	0.121	0.80	0.361	1.08	6.002	1.34	0.789	1966	14.33	1986	18.40	1976	11.69	101	1966
064-Z49	0.81	0.122	0.40	0.380	0.59	6.391	0.71	0.783	1986	7.09	2075	10.45	2031	6.24	104	1986
044-Z33	1.09	0.122	0.42	0.377	0.61	6.366	0.74	0.779	1992	7.52	2063	10.77	2028	6.52	104	1992

7.2 RECONSTITUIÇÃO HIDRODINÂMICA

As propriedades direcionais das estruturas sedimentares não somente expressam a direção de fluxo de corrente durante a fase deposicional, mas também contribuem para interpretações paleoambientais e paleogeográficas. Os dados aqui apresentados foram coletados a partir de medidas dos planos dos estratos de *foresets* de estratificações cruzadas tangenciais com *drapes* de silte grosso/ areia muito fina e de alguns estratos curvados de estratificação cruzada acanalada. Devido os valores do mergulho tectônico das camadas serem maiores que 10°, todas as medidas foram horizontalizadas com a finalidade de se determinar a orientação e o ângulo de mergulho original das estruturas (Tucker, 2003).

A análise das paleocorrentes adquiridas da associação de fácies de submaré (AF3) mostra uma baixa dispersão, atrelada a um padrão bimodal oblíquo. É provável que este padrão bimodal esteja relacionado a processos de maré, tal como a atuação de correntes de maré. Além disso, medidas de paleocorrentes da associação de fácies do sistema fluvial entrelaçado (AF5) também apresentam uma baixa dispersão, associada a um padrão unimodal preferencialmente orientado para SE, sustentando a interpretação de um paleoambiente fluvial entrelaçado. Tais direções de paleocorrentes sugerem uma paleocosta grosseiramente orientada para NE-SW.

Apesar do pequeno número de medidas coletadas, tais dados estão de acordo com grande parte das interpretações paleoambientais. As direções de migração para nordeste e sudeste no paleoambiente de submaré (AF3) e as com orientações para sudeste obtidas na associação de fácies do sistema fluvial entrelaçado (AF5) são condizentes com as paleocorrentes migrantes para sul e sudeste da Formação Sepotuba, contrastando somente com a direção de migração para noroeste e sudoeste da Formação Diamantino (Bandeira *et al.*, 2012) (Figura 24). Em geral a sucessão mostra um padrão de dispersão que variou com o tempo, podendo ter refletido diretamente na mudança de áreas fontes relacionadas com a transição de uma bacia de margem passiva para uma de margem colisional, provavelmente relacionada ao fechamento do oceano *Clymene* (Tohver *et al.*, 2010).

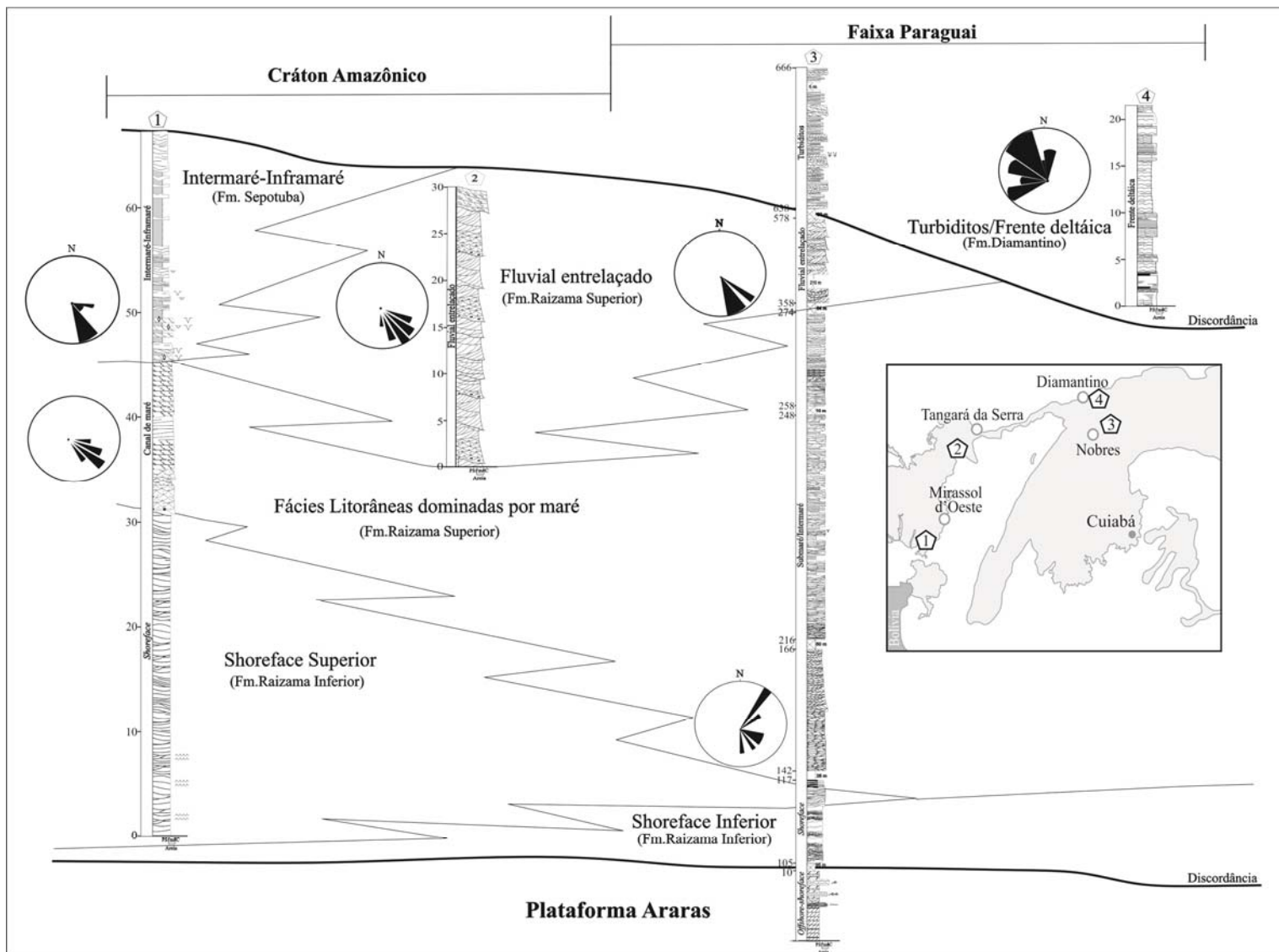


Figura 24 – Correlação esquemática evidenciando a variação de paleocorrentes no decorrer do tempo resultante do fechamento do oceano *Clymene*.

7.3 ÁREAS FONTES

As prováveis áreas fontes que forneceram sedimentos à Formação Raizama foram definidas com base em dados de paleocorrentes e pelo espectro de idades U-Pb com zircões detríticos. As direções do fluxo predominantemente para NE e SE indicam que as áreas fontes poderiam estar a W-SW, não sendo descartada a hipótese de contribuições das áreas a NW da atual Faixa Paraguai. As idades U-Pb dos zircões detríticos são divididas em dois grupos: Mesoproterozoico e Paleoproterozoico. O espectro de idades concordantes mostram picos de áreas fontes com idades de 1000, 1230, 1350, 1440, 1530, 1750, 1870 e 1980 Ma, sendo que tais idades podem ser relacionadas a fontes provenientes do Cráton Amazônico.

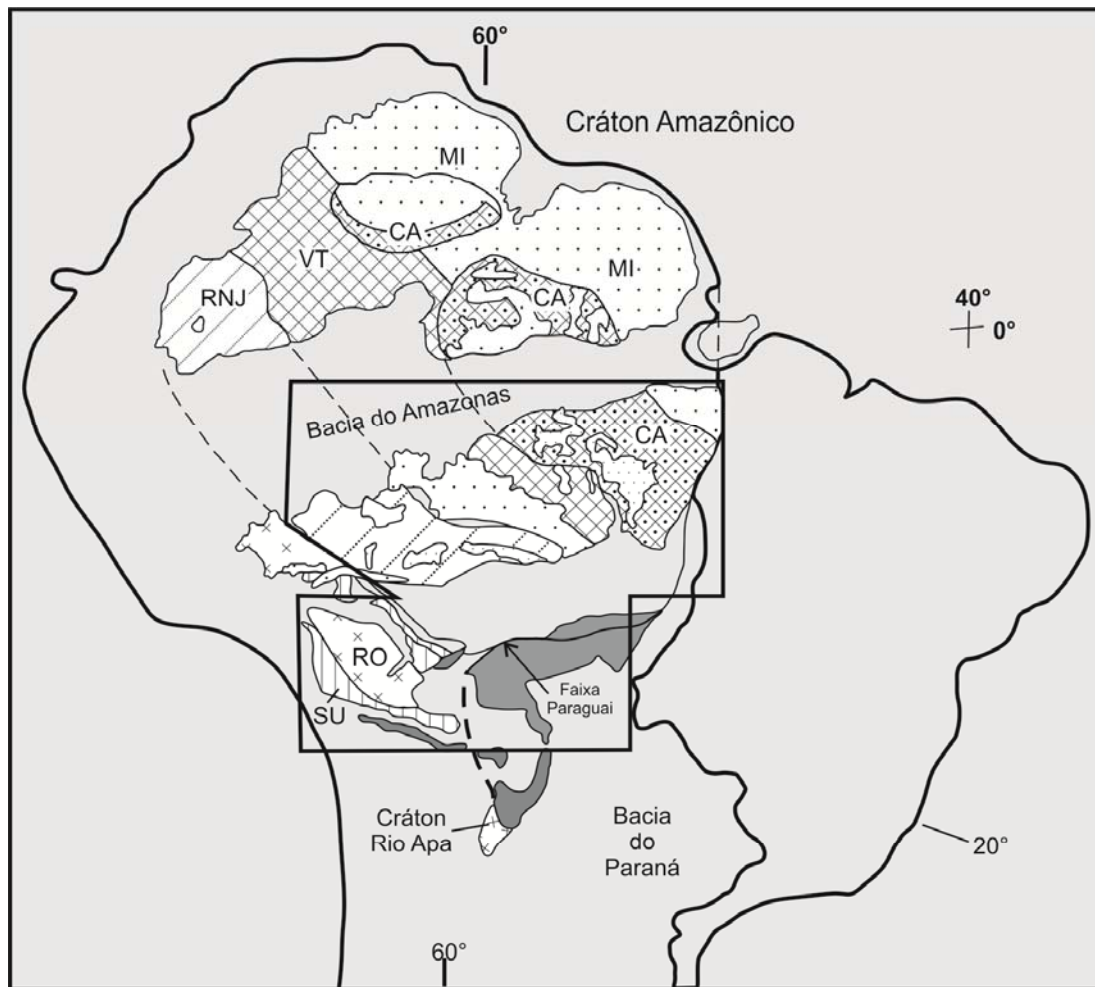
Segundo Tassinari e Macambira (1999, 2004), o Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas: Província Amazônia Central (>2.3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga), Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga), Rondônia-San Ignácio (1.55-1.3 Ga) e Sunsás (1.25-1.0 Ga) (Figura 25). De acordo com o espectro de idades dos zircões detríticos estudados, a província geocronológica mais antiga, Província Amazônia Central, não forneceu sedimentos para a Formação Raizama. Logo, as rochas mais novas que 2.0 Ga representam a fonte de sedimentos detríticos mais importante para a base do Grupo Alto Paraguai.

Os zircões provenientes de áreas fontes de 1.98 Ga e 1.87 Ga poderiam ter vindo de rochas da Província Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga), a qual inclui rochas cálcio-alcálicas como granitos, tonalitos, granodioritos, monzonitos, quartzo-monzodioritos, quartzo-dioritos e quartzo-sienitos com idades Pb-Pb e U-Pb em zircão de cerca de 1,98 - 2,0 Ga (Vasquez *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2000) (Figura 26). Além disso, na parte sul da província, associações vulcano-plutônicas de tendências cálcio-alcálicas e toleíticas são associadas à suíte intrusiva Maloquinha com idade Pb-Pb e U-Pb em zircão de 1.88-1.89 Ga (Santos *et al.*, 2000; Lamarão *et al.*, 2002), relacionadas a rochas vulcânicas da Formação Iriri, com idade em torno de 1.87 Ga (Santos *et al.*, 2000) (Figura 26).







As áreas fontes de sedimentos com idades de 1.75 Ga e 1.53 Ga estariam relacionadas ao sudoeste da Província Rio Negro-Juruena (1.88-1.55 Ga), especificamente ao Terreno Jaurú, o qual é composto pelos *greenstone belt* do Grupo Alto Jaurú (1.79 - 1.75 Ga) e rochas do orógeno Cachoeirinha (1.58-1.52 Ga) (Geraldés *et al.*, 1997, 1999, 2001; Neder *et al.*, 2002; Ruiz *et al.*, 2004) (Figura 26). A população de zircões com idade de 1.44 Ga-1.35 Ga tem sua proveniência atribuída as rochas plutônicas máficas e ultramáficas, e rochas vulcânicas associada a formações ferríferas bandadas e *cherts* do Terreno Rio Alegre

(Tassinari & Macambira, 2004), o qual apresenta idades U-Pb em zircão que variam de 1.51 Ga a 1.38 Ga (Ruiz, 2005; Bettencourt *et al.*, 2010), não sendo descartada a possibilidade de contribuições do Complexo Granitóide Pensamiento (1.37-1.34 Ga) pertencente ao Terreno Paraguá (1.82-1.32 Ga) (Bettencourt *et al.*, 2010; Teixeira *et al.*, 2010). Tais fontes compreendem a Província Rondoniana-San Ignacio localizada na borda sudoeste do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004; Bettencourt *et al.*, 2010; Teixeira *et al.*, 2010; Babinski *et al.*, 2013) (Figura 26).

A Província Sunsás (1.25-1.0 Ga) seria a principal fonte dos zircões detríticos mais jovens (1230-1000 Ma). Estes são atribuídos a rochas do Grupo Aguapeí (~1230 Ma) devido a maior proximidade da área de estudo, já que rochas do Grupo Nova Brasilândia também são crono-correlatas (Ruiz, 2005; Santos *et al.*, 2000, 2001; Santos, 2003; Teixeira *et al.*, 2010) (Figura 26). Outras fontes poderiam ser fundamentadas no magmatismo anorogênico pós-Sunsás, o qual originou a granitos e complexos máficos com idades ≤ 1000 Ma que intrudiram as rochas na porção SW do Cráton Amazônico (Bettencourt *et al.*, 1999; Rizzotto *et al.*, 1999; Geraldles *et al.*, 2001; Santos, 2003; Teixeira *et al.*, 2010).



Cráton Amazônico

 CA	Província Amazônia Central (>2,3 Ga)	 RNJ	Província Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga)
 MI	Província Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga)	 RSI	Província Rondoniana-San Ignácio (1.55-1.3 Ga)
 VT	Província Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga)	 SU	Província Sunsás (1.25-1.0 Ga)

Cobertura sedimentar



	Pré-Cambriano
	Fanerozóico

Figura 25 – Mapa geológico do Cráton Amazônico mostrando as províncias geocronológicas definidas por Tassinari & Macambira (1999, 2004).

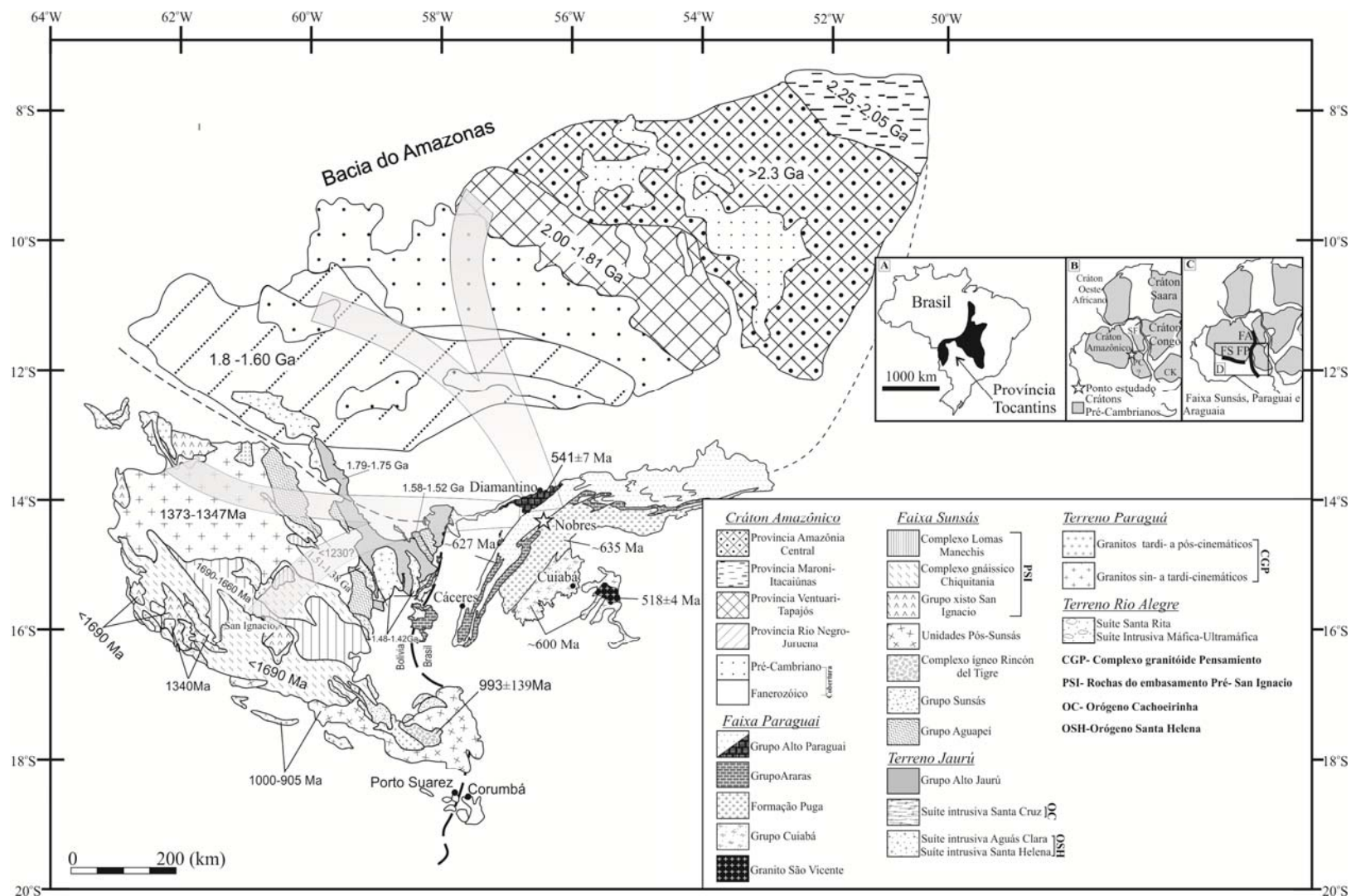


Figura 26 – (A) Mapa do Brasil indicando a Província Tocantins (Bandeira *et al.*,2012); (B) Reconstituição paleogeográfica dos blocos continentais que deram origem aos cinturões orogênicos (Bandeira *et al.*,2012); (C) Localização das faixas Paraguai, Araguaia e Sunsás, e em (D) Mapa simplificado do SW do Cráton Amazônico indicando as principais áreas fontes para a Formação Raizama (As fontes geralmente estão a SW e NNW, como indicado pelas faixas cinza).

7.4 DISCUSSÃO SOBRE A IDADE DA FORMAÇÃO RAIZAMA

A Formação Raizama ocorre sotoposta as rochas carbonáticas do Grupo Araras, as quais apresentam idades mais novas que 630 Ma. Nas formações Mirassol d'Oeste e Guia, porção basal do Grupo Araras, as rochas carbonáticas exibiram idades deposicionais entre 627 ± 35 Ma e 622 ± 33 Ma, respectivamente, a partir de razões Pb/Pb (Babinski *et al.* 2006, 2007; Romero *et al.*, 2013). Recentemente, Bandeira *et al.* (2012) obtiveram idades de 541 ± 7 Ma a partir de dados da razão U/Pb em grãos de zircão detrítico para as rochas siliciclásticas da Formação Diamantino, unidade do topo do Grupo Alto Paraguai, sobreposta a Formação Raizama. Portanto, as rochas da Formação Raizama teriam sido depositadas em um intervalo entre 622 e 541 Ma, o que as posiciona entre o Neoproterozoico Superior e o limite Cambriano Inferior.

Os dados geocronológicos expostos atestam que a Formação Raizama apresenta idade U-Pb em zircão de 1001 ± 9 Ma interpretada como a idade máxima de deposição, representando o limite máximo de idade para esta unidade. Essa idade Mesoproterozoica poderia gerar controvérsias quanto ao intervalo da idade deposicional de 622 Ma a 541 Ma para a Formação Raizama (Babinski *et al.* 2006, 2007; Bandeira *et al.*, 2012; Romero *et al.*, 2013). No entanto, a presença inequívoca de traços fósseis perfurantes característicos da transição do final do Neoproterozoico-Cambriano Inferior (Seilacher *et al.*, 2002; Seilacher, 2007), aqui descritos como pertencentes ao icnogênero *Skolithos*, corroboram para afirmar que o limite mínimo de idade desta Formação estaria mais próximo ao limite Ediacarano-Cambriano Inferior.

CAPÍTULO 8

8 MODELO E EVOLUÇÃO DEPOSICIONAL

A Formação Raizama na região de Nobres corresponde a uma sucessão flúvio-costeira progradante pertencente a uma plataforma marinha rasa. Esta sucessão é iniciada por depósitos de *shoreface* influenciado por ondas de tempestades, os quais progradam sobre uma conformidade correlativa desenvolvida nos depósitos carbonáticos da Formação Serra do Quilombo (Grupo Araras). Sobrepondo estes se encontram depósitos de submaré e de planície de maré, ambos influenciados por processos de maré e onda, os quais são sucedidos por depósitos fluviais distais.

Os primeiros influxos de terrígenos sobre a plataforma carbonática Araras (630 Ma) seriam oriundos de áreas soerguidas a SE do Cráton Amazônico, resultantes da orogênese Brasileira/Pan-Africana (500-550 Ma) (Alkmin *et al.*, 2001; Tohver *et al.*, 2010; Nogueira *et al.*, 2007). Em resposta a esse evento tectônico ocorre a gradativa transição de uma bacia de margem passiva para uma bacia de margem colisional, onde a sedimentação carbonática foi paulatinamente substituída pela sedimentação siliciclástica da Formação Raizama (Silva Jr., 2006; Bandeira *et al.*, 2012).

O início da sedimentação siliciclástica Raizama é marcado pelo intenso intemperismo relacionado ao soerguimento de áreas do Cráton Amazônico. Esses detritos eram prontamente transportados por amplos sistemas de canais tipo *braided* que drenavam o interior desse Cráton, depositando-os diretamente em uma planície que desaguava dentro de um mar raso, os quais eram parcialmente retrabalhados por ondas (AF5). O material siliciclástico mais fino era transportado para áreas mais distais à paleocosta, em um subambiente de *shoreface* inferior (AF1), marcado por camadas tabulares de arenito influenciados por tempestade intercalados por pelitos laminados de bom tempo. Concomitante à deposição desses arenitos influenciados por ondas de tempestade, o substrato arenoso não coeso era habitado na interface sedimento-água por vermes poliquetos e anelídeos que bioturbaram o sedimento.

Esses depósitos estão intimamente relacionados a porções plataformais mais rasas dentro do ambiente de *shoreface*, compreendidos por um subambiente de *shoreface* superior (AF2) onde houve um ininterrupto retrabalhamento do substrato por ondas de tempestade atestado por camadas amalgamadas de arenitos com estratificações cruzadas *swaley*. A contínua sedimentação aliada a diminuição do espaço de acomodação fazia com que houvesse a progradação da linha de costa em direção ao mar, resultando no gradativo recobrimento dos depósitos de *shoreface* por depósitos de submaré (AF3). Tais depósitos seriam condizentes

com barras de maré que migravam para NE e SE dentro de canais de maré que atuavam entre essas barras, ambos influenciados por correntes de maré e onda. Ainda neste contexto progradacional, a progressiva diminuição da energia do fluxo a partir da zona de submaré até a zona de intermaré proporcionou a formação de uma planície de maré mista (AF4), também influenciada por processos de onda e maré. Estas são caracterizadas por ciclos granodecrescente ascendentes de micro- a mesomaré marcados pela intercalação entre siltito/arenito muito fino com arenitos médios, esporadicamente expostos, originando gretas de contração as quais são reportadas a um clima árido a semi-árido.

Semelhante ao sistema flúvio-costeiro encontrado na Plataforma Raizama, a interação de amplas planícies entrelaçadas (AF5) com sistemas costeiros (AF1, AF2, AF3, AF4) relacionados a mares epíricos são comumente evidenciados no Pré-Cambriano (Beukes & Cairncross, 1991; Robb & Meyer, 1995; Bonsor *et al.*, 2010). Tal relação seria o reflexo da rápida erosão das áreas altamente intemperizadas marginais a esses mares epicontinentais (Eriksson *et al.*, 1998), neste caso áreas do Cráton Amazônico. Dessa maneira, o fornecimento de grandes volumes de detritos levaria a formação de áreas costeiras com fluxo em expansão (Fedo & Cooper, 1990), sendo tais sedimentos transportados por amplos sistemas de canais *braided* (AF5) caracterizados por abundantes cargas de fundo e instabilidade dos bancos de canais devido a ausência de vegetação, predominantes no Pré-Cambriano (Figura 27) (Long, 1978, 2004; Els, 1990; Eriksson *et al.*, 2008).

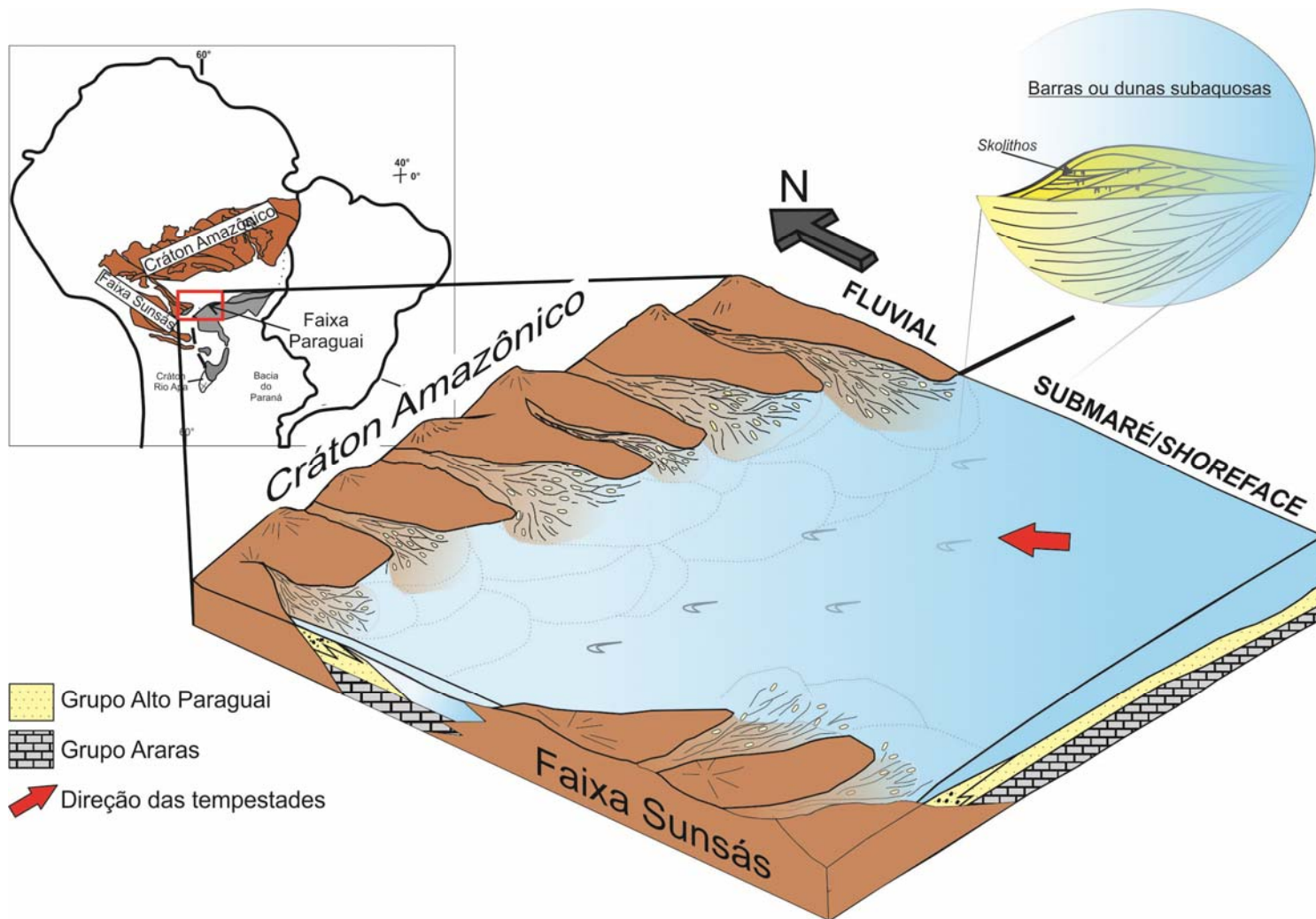


Figura 27- Modelo deposicional da Formação Raizama na região de Nobres, MT.

CAPÍTULO 9

9 CONCLUSÕES

1. A análise de fácies da Formação Raizama na seção aflorante ao longo do leito do rio Serragem II, região de Nobres-MT, permitiu a identificação de dezessete fácies sedimentares agrupadas em cinco associações de fácies divididas nos dois membros da Formação Raizama. O membro inferior foi compreendido por depósitos de *shoreface* inferior influenciado por processos de tempestades (AF1), e *shoreface* superior dominado por ondas de tempestades (AF2). O membro superior foi caracterizado pelos depósitos de submaré, entendidos como barras e canais de maré (AF3); depósitos de planície de maré (AF4); e depósitos fluviais entrelaçados distais (AF5). As associações de fácies flúvio-costeira representam um megaciclo progradante em conformidade correlativa sobre os depósitos carbonáticos da Formação Serra do Quilombo do Grupo Araras.
2. As datações radiométricas pelo método U-Pb feitas nos zircões detríticos oriundos da associação AF3 indicaram que a idade de máxima deposição da Formação Raizama seria de 1001 Ma. O conjunto dos dados radiométricos de 1,99 Ga até 1,0 Ga serviu principalmente para desvendar as prováveis áreas fontes para a Formação Raizama, sendo tais áreas atribuídas a Faixa Sunsás, a SW do Cráton Amazônico, não sendo descartadas as contribuições oriundas da parte NW do referido Cráton.
3. As evidências de organismos perfurantes habitantes do substrato foram encontradas na associação AF1, sendo tais icnofósseis atribuídos aos icnogêneros *Skolithos*. Apesar da idade de máxima deposição da Formação Raizama ser mesoproterozóica, a presença destes traços fósseis aliado as datações já conhecidas da base do Grupo Araras (~627-622 Ma) levam a crer que esta unidade estaria mais próxima ao limite Ediacarano-Cambriano Inferior, sendo isto sustentado pela idade de máxima deposição de 541 Ma pré-estabelecida para a Formação Diamantino.
4. Os dados radiométricos somados as interpretações paleoambientais, as quais incluem o registro das primeiras atividades de organismos perfurantes na Faixa Paraguai, abre perspectivas para um melhor entendimento do limite Ediacarano-Cambriano no Brasil.

REFERÊNCIAS

- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 140 p.
- Albuquerque, P.R.F.2001.Reavaliação de estruturas de possível origem biogênica (icnofósseis, dubiofósseis e estruturas associadas) do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano ou Cambriano), MT. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 120 p.
- 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 Masirah Bay Formation, Neoproterozoic Huqf Supergroup of Oman. *Prec. Res.*, **144**:167-198.
- Almeida, F.F.M.1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 215, p. 1-54.
- Almeida, F.F.M.1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso). Rio de Janeiro, DNPM, Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia 219, p. 1-96.
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do cráton Guaporé. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 28, Anais, v. 4, p. 11-17.
- Almeida, F.F.M. & Mantovani M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, v.7, p.451-458.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. *In*: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blücher Ltda., São Paulo, p. 265-281.
- Alpert, S.P.1974. Systematic review of the genus *Skolithos*. *Jou. Palaeon.*,**48** (4):661-669.
- Alvarenga, C.J.S. & Trompette, R. 1988. Upper Proterozoic glacial environment of the border of Amazonian Craton and its evolution towards the adjacent Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *In*: Meeting of earth glacial record, 260. Abstract and field trip. IGCP-UNESCO/UFMT, 260, p.31-44.
- Alvarenga, C.J.S. & Saes, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(4): 493-499.
- Alvarenga, C.J.S.; Santos, R.V.; Dantas, E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 131, p.1–21.

- Alvarenga, C.J.S., Figueiredo, M.F., Babinski, M., Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **23**, p. 236-241.
- Andersen, T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, **216**:249-270.
- Arnott, R.W. & Southard, J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**:211-219.
- Babinski, M., Trindade, R., Alvarenga, J., Boggiani, P., Liu, D., Santos, R. 2006. Geochronological constraints on Neoproterozoic glaciations in Brazil. Arcona Switzerland, Snowball Earth Conference, p. 19-20.
- Babinski, M., Vieira, L.C., Trindade, R.I.F. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambui Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, **19**: 401-406.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Trindade, R.I.F., Fanning, C.M. 2013. Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gond. Res.*, **23**:988-997.
- Bandeira J., McGee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*. **21**(2):323-340.
- Barros, A.M. & Simões, M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-leste da Folha SD.21-Z-A e extremo noroeste da Folha SD.21-Z-C, abrangendo áreas dos Municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 511/80. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL. 31p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 387- G).
- Barros, A.M., Silva, R.H., Cardoso, O.R.F.A., Freire, A.F., Souza Jr., J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. Folha SD.21 - Cuiabá. In: Projeto RADAMBRASIL, Levantamento de Recursos Naturais. v.26, p. 25-192.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B., Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil-I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Prec. Res.* **95**:41–67.
- Bettencourt, J.S., Leite Jr., W., Payolla, B., Ruiz, A.S., Matos, R.S., Tosdal, R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Jou. Sou. Am. Ear. Sci.*, **29**:28–46.

- Beukes, N.J. & Cairncross, B. 1991. A lithostratigraphic- sedimentological reference profile for the Late Archaean Mozaan Group, Pongola Sequence: application to sequence stratigraphy and correlation with the Witwaterstand Supergroup. *Sou. Afr. Jou. Geol.*, **94**:44-69.
- Bingen, B., Birkeland, A., Nordgulen, Ø., Sigmond, E.M.O. 2001. Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogeny of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. *Precambrian Research*, **108**: 293-318.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A., Kominz, M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 595 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**: 325-345.
- Bonhomme M.G., Cordani U.G., Kawashita K., Macedo M.H.F., Thomas Filho A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18, p.103-118.
- Bonsor, H.C., Strachan, R.A., Prave, A.R., Krabbendam, M. 2010. Fluvia braidplain to shallow marine transition in the early Neoproterozoic Morar Group, Fannich Mountains, northern Scotland. *Prec. Res.*, **183**:791-804.
- Bottjer, D.J. & Hagadorn, J.W. 1999. The Cambrian substrate revolution and evolutionary paleoecology of the Mollusca. *Geol.Soc. Am. Abs. Prog.*, v.31,p.885-893.
- Bottjer, D.J., Hagadorn, J.W., Dornbos, S.Q. 2000. The Cambrian Substrate Revolution. *GSA Today*, **10**(9):2-7.
- Brasier, M., Cowie, J., Taylor, M. 1994. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. *Episodes*, **17**:3-8.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Ciênc.* **81**:99-114.
- Buck, S.G. & Goldring, R. 2003. Conical sedimentary structures, trace fossils or not? observations, experiments, and review.
- Castelneau, F. 1850. *Expedition dans les parties centrales del' Amérique du Sud*. Histoire Du Voyage Tomo II. Librairie Editeur, Paris, 485 p.
- Cant, D.J. & Walker, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the Sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, **25**:625-648.
- Cheel, R.J. 1991. Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implication. *Jour. of Sedim. Petr.* **61**:102-110.
- Chan, M.A., Kvale, E.P., Archer, A.W., Sonett, C.P. 1994. Oldest direct evidence of lunar-solar tidal forcing in sedimentary rhythmites. Proterozoic Big Cottonwood Formation, central Utah. *Geology*, **22**(9): 791-794.

- Ciguel, J.H.G., Rösler, O., Clérice, A.M.C. 1987. *Skolithos verticalis* e *Skolithos ayalis* nov. da Formação Eusébio Ayala (Grupo Itacurubi, borda ocidental da Bacia do Paraná no Paraguai) e sua importancia no ambiente deposicional. In: Cong. Bras.Paleo., Rio de Janeiro, 10, p. 253-269.
- Ciguel, J.H.G., Góis, J.R., Acenõlaza, F.G. 1992. Ocorrência de icnofósseis em depósitos molássicos da formação Camarinha (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior) no estado do Paraná, Brasil. *INSUGEO, Série de Correlación Geológica*, **9**:157-158.
- Cloud, P., Wright, L.A., Williams, E.G., Diehl, P., Walter, M. 1974. Giant stromatolites and associated vertical tubes from the Upper Proterozoic Noonday Dolomite, Death Valley Region, Eastern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**: 1869-1882.
- Cloud, P. 1968. Pre-metazoan evolution and the origins of Metazoa. In: Drake, E.T. (Ed), *Evolution and Environmental* Yale University Press, New Haven, p.1-72.
- Collinson, J.D. & Thompson, D.B. 1989. *Sedimentary structures*, 2^a ed., London, Unwin Hyman, 207 p.
- Collinson, J.D., Mountney, N., Thompson, D.B. 2006. *Sedimentary Structures*. Terra Publishing.London. 292 p.
- Cordani, U.G., Kawashita, K., Thomaz Filho, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: Cohee B.V. et al. (eds). *Contributions to the geologic time scale*. Am. Ass. Petrol. Geol., *Studies in Geology*, **6**, p.93-117.
- Cordani, U.G., Thomaz, Filho A., Brito Neves, B.B., Kawashita, K. 1985. On the aplicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, **471**, p.253-280.
- Corsseti, F.A. & Grotzinger, J.P. 2005. Origin and significance of tube structures in Neoproterozoic post-glacial cap carbonates: example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. *PALAIOS*, **20**(4):348-362.
- Crimes, T.P. & Anderson, M.M. 1985. Trace fossil from Late Precambrian-Early Cambrian strata of S.E. Newfoundland: temporal and environmental implications. *Jou. Paleont.*, **59**: 310-343.
- Dalziel, I.W.D. 1992. On the organization of American places in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, **2**:240-241.
- Dalrymple, R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: Walker, R. G. & James N. P. (Eds). *Facies Models- Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, .195-218.
- Dalrymple, R.W. 2010. Tidal depositional systems. In: Walker, R. G. & James N. P. (Eds). *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, p.201-231.

- Dapples, E.C. 1979. Diagenesis in sandstones. In: Larsen, G. e Chilingar, G. V. (Eds); Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. New York, Elsevier, p.31-97.
- 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.
- De Raaf, J.F.M. & Boersma, J.R. 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from western Europe). *Geologie en Mijnbouw*. **50**:479-504.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R., Van Gelder, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from shallow marine deposits, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland: *Sedimentology*, **24**:451-483.
- De Ros, L.F. & Moraes, M.A.S. 1984. Sequência Diagenética em Arenitos: uma Discussão Inicial. In: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, p.894-902.
- De Ros L.F. & Cesero P. 1986. Argilas em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Boletim*, **4**:1663-1670..
- Deb, S.P. 2005. Tidal shelf sedimentation in the Neoproterozoic Chattisgarh succession of central India. *Jour. Eart. Sci.*, **114**(3):211-226.
- Dott Jr., R.H., & Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification-significance of its variable bedding sequences. Reply: *Geol.Soc.Am. Bull.*, **94**:1249-1251.
- Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S., Wilson, J.F. 1988. A search for ancient detrital zircon in Zinbabwean sediments. *Jour. of Geol. Soc.*, **145**:977-983.
- Droser, M.L. & Bottjer, D.J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Jou. Sed. Petr.*, **56**(4):558-559.
- Droser, M.L. & Bottjer, D.J. 1989. Ordovician increase in extent and depth of bioturbation: Implications for understanding early Paleozoic ecospace utilization. *Geology*, **17**:850-852.
- Droser, M.L., Gehling, J.G., Jensen, S. 1999. When the worm turned: Concordance of Early Cambrian Ichnofabric and trace fossil record in siliciclastics of South Australia. *Geology*, **27**:625-628.
- Droser, M.L. & Jensen, S., Gehling, J.G., Myrow, P.M., Narbonne, G.M. 2002a. Lowermost Cambrian Ichnofabrics from Chapel Island Formation, Newfoundland: Implications for Cambrian Substrates. *PALAIOS*, **17**:3-15.
- Droser, M.L., Jensen, S., Gehling, J.G. 2002b. Trace fossils and substrates of terminal Proterozoic-Cambrian transition: Implications for the record of early bilaterians and sediment mixing. *PNAS*, **99**: 12572-12576.

- 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.
- Ekdale, A.A., Muller, L.N., Novak, M.T. 1984. Quantitative ichnology of modern pelagic deposits in the abyssal Atlantic. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoeco.*, **57**:13-33.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Loope, D.B. 2007. Ichnofacies of an Ancient Erg: A Climatically Influenced Trace Fossil Association in the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. In: Miller, W. III. (ed.), *Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects*. 1^a Ed, Elsevier B.V.p.562-573.
- Els, B.G. 1990. Determination of some palaeohydraulic parameters for a fluvial Witwatersrand succession. *Sou. Afr. Jou. Geol.***93**:531-537.
- Eriksson, K.A. 1978. Alluvial and destructive beach facies from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. *Can.Soc.Pet.Geol.Mem.*5:287-311.
- Eriksson, K.A. 1979. Marginal marine depositional processes from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: Evidence and significance. *Precambrian Res.***8**:153-182.
- Eriksson, P.G., Reczko, B.F.F., Boshoff, A.J., Schreiber, U.M. Van der Neut, M., Snyman, C.P. 1995. Architectural elements from lower Proterozoic braid-delta and high-energy tidal flat deposits in Magaliesberg Formation, Transvaal supergroup, South Africa. *Sed. Geol.***97**:99-117.
- Eriksson, P.G., Condie, K.C., Tirsgaard, H., Mueller, W.U., Altermann, W., Miall, A.D., Aspler, L.B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R. 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedim. Geol.*,**120**:5-53.
- Eriksson, P.G., Long, D.G.F., Bumby, A.J., Eriksson, K.A., Simpson, E.L., Catuneanu, O., Claassen, M., Mtinkulu, M.N., Mudziri, K., Brümer, J., van der Neut, M. 2008. Palaeohydrological data from the c. 2.0 to 1.8 Ga Waterberg Group, South Africa: discussion of a possibly unique Palaeoproterozoic fluvial style. *Sou. Afr. Jou. Geol.*, **111** (2-3):281-304.
- Evans, J.W. 1894. *The Geology of Mato Grosso*. Geological Society of London, *Quarterly Journal*, v.50, p.85-104.
- Fedo, C.M. & Cooper, J.D.1990. Braided fluvial to marine transition: the basal lower Cambrian Wood Canyon Formation, southern Marble Mountains, Mojave desert, California. *Jou.Sed.Petr.***60**(2):220-234.
- Fedo, C.M., Sircombe, K., Rainbird, R. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds). *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p.277-303.

- Fedonkin, M.A. 1985. Paleoichnology of Vendian metazoa. In: Sokolov, B.S., Ivanovskiy, M.A. (Eds). *The Vendian System, Paleontology*, Springer-Verlag, Berlin. v.1, p.71-120.
- Fernandes, A.C.S., Carvalho, I. S., Agostinho, S. 2007. Icnofósseis: Conceitos Gerais. In: Carvalho, I. S, Fernandes, A.C.S. (Eds). *ICNOLOGIA*, Sociedade Brasileira de Geologia, Série Textos nº3, p.8-23.
- Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Pratt, L.M., Summons, R.E. 2006. Oxidation of the Ediacaran ocean. *Nature*, **444**:744-747.
- Figueiredo, A.J.A. & Olivatti, O. 1974. O Projeto Alto – Guaporé; relatório final integrado. Goiânia, DNPM/CPRM, 11. (relatório do arquivo técnico da DGM, 2323).
- Folk, R. L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Pub., Austin, TX. 182p.
- Frey, R.W. & Pemberton, S.G. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **33** (1):72-115.
- Geraldes, M.C., Figueiredo, B.R., Tassinari, C.C.G., Ebert, H.D. 1997. Middle Proterozoic vein-hosted gold deposit in the Pontes e Lacerda region, southwestern Amazonia Craton, Brazil. *Intern. Geol. Ver.*, **39**:438-448.
- Geraldes M.C., Matos J., Ruiz A., Fetter A.H., Kozuch M., Van Schmus W.R., Tassinari C.C.G., Teixeira W. 1999. U/Pb Constrains on Proterozoic Magmatic Arcs in SW Amazônia Craton, Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Villa Carlos Paz, Córdoba. Actas., Villa Carlos Paz, Córdoba.
- Geraldes, M.C., Van Schmus W.R., Condie K.C., Bell S., Teixeira W. Babinski M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Prec. Res.*, **111**:91-128.
- Geraldes, M.C. 2010. O método U-Th-Pb. In: Geraldes, M.C. (Ed.), *Introdução à geocronologia*, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 50-61.
- Gehling, J.G., Jensen, S., Droser, M.L., Myrow, P.M., Narbonne, G.M. 2001. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland. *Geological Magazine*, **138**(2) 213-218.
- Gingras, M.K., MacEarchern, J.A., Dashtgard, S.E. 2011. Process ichnology and the elucidation of physic-chemical stress. *Sedimentary Geology*, **237**:115-134.
- Graham, J. 1989. Collection and analysis of field data. In: Tucker M. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. pg.5-63.
- Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Saylor, B.Z., Kaufman, A.L. 2005. Biostratigraphic and Geochronologic Constraints on Early Animal Evolution. *Science*, **270**:598-604.
- Guimarães, G. & Almeida, L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório Final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872).

- Hagadorn, J.W. & Bottjer, D.J. 1999. Wrinkle structures: microbial mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic setting at the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Geology*, **25**(17):1047-1050.
- Hagadorn, J.W. & Bottjer, D.J. 1999. Restriction of a late Neoproterozoic biotite: Suspect-microbial structures and trace fossils at the Vendian-Cambrian transition. *Palaios*, **14**:73-85.
- 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. Am. Bull.*, **117**: 1181-1207.
- Hasui, Y. & Almeida, F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **19**(1): 1-26.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Costa J.B.S. 1992. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**:7-31
- Hennies, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. São Paulo. 65p. (Tese de Doutorado, POLI/USP).
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, **281**: 1342-1346.
- Hoffman, P.F. & Schrag, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change: *Terra Nova*, **14**: 129-155.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Banco de dados estatísticos e geográficos. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>. Acesso em: 26 de agosto de 2012.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to *in situ* U-Pb in zircon geochronology. *Chem. Geol.* **211**:47-69.
- Jenkins, R.J.F. 1995. The problems and potential of using animal fossils and trace fossil in terminal Proterozoic biostratigraphy. *Prec. Res.*, **73**:51-69.
- Jensen, S., Saylor, B.Z., Gehling, J.G., Germs, G.J.B. 2000. Complex trace fossils from the terminal Proterozoic of Namibia. *Geology*, **28**:143-146
- Jensen, S. 2003. The Proterozoic and earliest Cambrian trace fossil record; patterns, problems and perspectives. *Integrative and Comparative Biology*, **42** (1):219-228.
- Jensen, S., Droser, M.L., Gehling, J.G. 2006. A Critical Look at the Ediacaran Trace Fossil Record. In: Xiao, S. & Kaufman, A.J. (Eds). *Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology*, Springer. p.116-147.

- Karcz, I., Enos, P., Langille, G. 1974. Structures Generated in Fluid Stressing of Freshly Deposited Clays Resemble Ichnofossils. *Geology*, 289-290.
- Kimura, H. & Watanabe, Y. 2001. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary. *Geology*, **29** (11):995-998.
- Knoll, A. H., Walter, M.R., Narboone, G.M., Blick-Christie, N. 2004. A new period for the geologic time scale. *Science*, **305**:621-622.
- Laflamme, M., Darroch, S.A.F., Tweedt, S.M., Peterson, K.J., Erwin, D.H. 2013. The end of the Ediacara biota: Extinction, biotic replacement, or Cheshire Cat?. *Gond. Res.*, **23**: 558-573.
- Landing, E., Peng, S., Babcock, L.E., Geyer, G., Vidal, M.M. 2007. Global standart names for the Lowermost Cambrian Series and Stage. *Episodes*, **30**(4):287-289.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol, R., Lafon J.M., Lima E. F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian cráton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**:189- 223.
- Leckie, D.A & Walker, R.G. 1982. Storm- and tide-dominated shoreline in Cretaceous Moosebar- Lower Gates interval- outcrop equivalent of Deep Basin gas trap in western Canada: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*.v.66.p.138- 157.
- Leeder, M. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science, p.608.
- Lindholm, R.C. 1987. *A practical approach to sedimentology*. London, Allen & Unwin, 276p.
- Long, D.G.F. 1978. Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sand fluvial systems. In: Miall, A.D.(Ed). *Fluvial Sedimentology*. Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta. v 5:313-342.
- Long, D.G.F. 2004. Precambrian Rivers. In: Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U., Catuneanu, O. (Eds), *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. Elsevier, Amsterdam.p.660-663.
- Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel., J.R. 2012. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedim. Geol.*, **279**:2-22.
- Ludwig, K.R. 2003. *Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft excel*. Berkeley Geochronological Center, Spec. Publ.,4 , p.70.
- Luz, J.S.; Oliveira, A.M.; Souza, J.O.; Motta, J.F.M.; Tanno, L.C.; Carmo, L.S.; Souza, N.B. 1980. Projeto Coxipó. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.

- MacEachern, J.A. & Pemberton, S.G. 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the western interior seaway of North America. In: Pemberton, S.G.(Ed.), Applications of ichnology to petroleum exploration, a core workshop. Soc. Econ. Paleo. Min.:core workshop, **17**:57-84.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L. 2007. The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective. In: Miller, W. III. (ed.), Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects. 1^a Ed, Elsevier B.V.p.52-75.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L. 2010. Ichnology and Facies Models. In: Walker, R. G. & James N. P. (Editors). Facies Models 4. Geological Association of Canada, p.19-58.
- Mángano, M.G. & Buatois, L.A. 2007. Trace Fossil Evolutionary Paleocology. In: Miller, W. III. (ed.), Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects. 1^a Ed, Elsevier B.V.p.391-403.
- Martinsson A. 1970. Toponomy of trace fossils. In: Crimes, T. P. & J. C. Harper, eds., *Trace fossils*: Seel House Press, Liverpool, p. 323-330.
- Mazumder, R. & Arima, M. 2005. Tidal rhythmites and their implications. *Earth-Science Reviews*, **69**:79-95.
- McIlroy, D. & Garton, M. 2004. A worm's eye view of the Early Palaeozoic sea floor. *Geology Today*, **20**(6):224-230.
- Miall, A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. Am. Assoc. Petrol. Geol., Education Course Note Ser. 20: 75p.
- Miall, A.D. 1992. Alluvial deposits. In: Walker, R.G. & James, N.P.(Eds.). Facies Models - Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p.119-142.
- Morris, S.C.1989. Burgess shale fauna and the Cambriamn Explosion. *Science*, **246**: 339-346.
- Narbonne, G.M., Myrow, P.M., Landing, E., Anderson, M.M. 1987. A candidate Stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Península, southeastern Newfoundland. *Can. Jou. Ear. Sci.*, **24**:1277-1293.
- Narbonne, G.M. & Myrow, P. 1988. Trace fossils and biostratigraphy in the Precambrian-Cambrian boundary interval. *New York State Museum Bulletin*, **463**:72-76.
- Neder, R.D., Leite, J.A.D., Figueiredo, B.R., McNaughton, N.J., 2002. 1.76 Ga volcano plutonism in the southwestern Amazonian Craton, Aripuanã-MT, Brazil:tectonostratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. *Prec. Res.*, **119**, 171 – 187.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentary and Stratigraphy*. 2^o ed., Wiley-Blackwel, 419 p.

- 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 (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 173 p.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A.N.; Moura, C.A.V.; Fairchild, T.R. 2003. Late Neoproterozoic Puga cap carbonate succession from southeastern Amazon Craton, Brazil: a record of snowball earth in South America. In: Latin American Congress of Sedimentology, Belém. 1:230-231.
- Nogueira, A.C.R. & Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguaí e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**: 623-640.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Trindade, R.I.F., Fairchild, T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, v. **237**, p. 168 - 190.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds). *A Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, p 231-274.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger, M.J., Maceachern, J. 1992. The conceptual framework of ichnology. In: Pemberton, S.G. (ed.). *Application of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. Calgary: Society for Sedimentary Geology, SEPM Core Workshop. 17, p.1-32.
- Plint, A.G. 2010. Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine System. In: Walker, R. G. & James N. P. (Editors). *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, p.167-201.
- Rainbird, R.H. 1992. Anatomy of a large-scale braid-plain quartzarenite from neoproterozóica Shaler group, Victoria Island, Northwest Territories, Canada. *Can. Jou. Ear. Sci.* **29**:2537-2550.
- Rizzotto G.J., Lima E.F., Chemale Jr. F., e Luft J.L., Van Schmus W.R., e Fetter A. 1999. Dados isotópicos Sm/Nd e U/Pb das rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (SMNB) RO. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, 1999. *Bol. Res. Expand.*, v. 2, p. 490-493.
- Robb, L.J. & Meyer, F.M. 1995. The Witwaterstand basin, South Africa: geological framework and mineralization processes. *Ore. Geol. Rev.*, **10**:67-94.
- Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R., Soares, J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *Inter. Geo. Rev.*, **55**:1-19.

- Ruiz, A.S., Geraldes, M.C., Matos, J.B., Teixeira, W., Van Schmus, W.R., Schmitt, R.S., 2004. The 1590–1520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic implications for the Mesoproterozoic SW Amazonian Craton crustal evolution. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 76, p.807– 824.
- Ruiz, A.S. 2005. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, Campus Rio Claro-São Paulo, 299 p.
- 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 (London)*, **478**:93-96.
- Santos, J.O.S, Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I.,McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4):453-488.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. and Fletcher, I.R. 2001. Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Juruena Orogenic cycles, southwestern Amazon Craton, established by zircon U–Pb geochronology. In: *South American Symposium on Isotope Geology, 2001, Pucón, Chile. Comunicaciones*, p. 81.
- Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Orgs.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. Cap. IV, II, 169 – 226.
- Savdra, C.E. & Bottjer, D.J. 1986. Trace –fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**:3-6.
- Savdra, C.E. & Bottjer, D.J. 1989. Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeog. Palaeoclim Palaeoecol.*, **74**:49-74.
- Schmidt, V. & McDonald, D. A. 1979. Texture and Recognition of secondary porosity in sandstones. In: Scholle, P. A. & Schluger, P. R. (Eds), *Aspects of diagenesis*. Soc. Econ. Paleontologists, and Mineralogists Spec. Pub. 26: 209-225.
- Seilacher, A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, **3**: 253-256.
- Seilacher, A. 1967. The bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**:413-428.
- Seilacher, A & Pflüger, F. 1994. From bioturbation to agricultural revolution. In: Krubert, W.E., Paterson, D.M., Stal, L.J. (Eds). *Bioturbation of sediments, Bibliotheks und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg*, p. 97-105.
- Seilacher, A. 1999. Bioturbation-related lifestyles in the Precambrian. *Palaios*, **14**:86-93.

- Seilacher, A., Buatois, L.A., Mángano, M.G. 2005. Trace fóssil in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and enrionmental shift. *Palaeogeog. Palaeoclim Palaeoecol*, **227**:323-356.
- Seilacher, A. 2007. Earliest Trace Fossils. In: Seilacher, A (Ed.). *Trace Fossil Analysis*, Springer, p.173-186.
- Sibley, D. F. & Gregg, J. M. 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **57**, p. 967 – 975.
- Silva L.C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília: CPRM, 150 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil; 1) Disponível em: www.cprm.gov.br > data 07/10/2012.
- Silva Jr., J.B.C. 2006. Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba: registro da última incursão marinha na transição Neoproterozóico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Universidade Federal do Amazonas, 94p.
- Silva Jr., J.B.C., Nogueira, A.C.R., Petri, S., Riccomini, C., Trindade, R.I.F., Sial, A.N., Hidalgo, R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozoicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, **37**:595-606.
- Silva Jr., J.B.C. 2011. Sedimentação Siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozoico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, 126p
- Snedden, J.W. & Nummedal, D. 1991. Origin and geometry of storm-deposited sands beds in modern sediments of the Texas continental shelf. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A (Eds). *Shelfs Sands and Sandstone Bodies: International Association of Sedimentologists, Special Publication 14*, Blackwell Science, Oxford, p.283-308.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do *Cráton* Amazônico. In: Mantesso-Neto V. *et al.* 2004. *Geologia do continente Sul Americano: uma evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 471-488.
- Teixeira, A.L. & Petri, S. 2001. Estratigrafia e correlações da Bacia de Pouso Alegre, transição Neoproterozóico-Cambriano, Minas Gerais, Brasil. *Rev. Ins. Geol., São Paulo*, **22**:5-26.

- Teixeira, W., Geraldes, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Vargas-Matos, G., 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW portion of the Amazonian Craton. *Jou. Sou. Am. Ear. Sci.*, **29**: 47–60.
- Tirsgaard, H. 1993. The architecture of Precambrian high energy tidal channel deposits: an example from Lyell Land Group (Eleonore Bay Supergroup), northeast Greenland. *Sediment. Geol.* **88**:137-152.
- 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.
- Trindade, R.I.F., Font, E., D'Agrella-Filho, M.S., Nogueira, A.C.R., Riccomini, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*. V. **15**, 441–446.
- Trindade R.I.F., D'Agrella Filho M.S., Epof I., Neves B.B.B. 2006. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**, p. 361-377.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000–500Ma)*. Pan-African - Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema, 350.
- Trompette, R.; Alvarenga, C.J.S.; Walde, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumba graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci.*, v. **11**(6), p.587-597.
- Trompette, R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, **330**:305-315.
- Tucker, M.E. & Wright V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 496 p.
- Tucker, M.E. 2003. *Sedimentary Rocks in the Field: The geological field guide series*. 3^a ed., John Wiley & Sons Ltd. 234 p.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Belém, p.471-474.
- Vieira A. J. 1965. *Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Petrobrás/DEBSP. Relatório Técnico, 303, 58p.
- Visser, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**:543-546.
- Walker, R. G. & Cant, D.J. 1984. *Sandy Fluvial Systems*. In: Walker, R.G. (Ed.). *Facies Models*. Geological Society of Canada Publications, Toronto. p.71-90.

- 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*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p.1-14.
- Walker, R.G. & Plint, A.G. 1992. Wave and storm dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G. & James N. P. (Editors). *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p.219-238.
- Weber, B., Steiner, M., Zhu, M.Y. 2007. Precambrian-Cambrian from the Yangtze Platform (South China) and the early evolution of bilaterian lifestyles. *Palaeogeog. Palaeoclim Palaeoecol*, **254**:328-349.
- Weimer, R.J, Howard, J.D., Lindsay, D.R. 1982. Tidal flats and associated tidal channels. In: Scholle, P.A. & Spearing, D. (Eds). *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p.191-245.
- Wetherill, G.W. 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, **9**: 290-292.
- Zaine, M.F. 1991. Análise Dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS,MT) e seu contexto temporal e ambiental. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, p.215.