



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

TESE DE DOUTORADO Nº 133

**O CAMBRIANO NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO:
PALEOAMBIENTE, PROVENIÊNCIA E IMPLICAÇÕES
EVOLUTIVAS PARA O GONDWANA OESTE**

Tese apresentada por:

HUDSON PEREIRA SANTOS

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

BELÉM-PA

2018

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

Santos, Hudson Pereira, 1986-

O Cambriano no Sudeste do Cráton Amazônico : paleoambiente, proveniência e implicações evolutivas para o Gondwana Oeste / Hudson Pereira Santos. – 2018.

xxv, 121 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2018.

1. Geologia estratigráfica - Cambriano. 2. Cráton Amazônico. 3. Bacia Intracratônica Invertida. 4. Grupo Alto Paraguai. 5. Estratigrafia de seqüências. I. Título.

CDD 22. ed. 551.723

Elaborada por
Maria do Socorro Barbosa Albuquerque
CRB-2/ 871



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



**O CAMBRIANO NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO:
PALEOÁMBIENTE, PROVENIÊNCIA E IMPLICAÇÕES
EVOLUTIVAS PARA O GONDWANA OESTE**

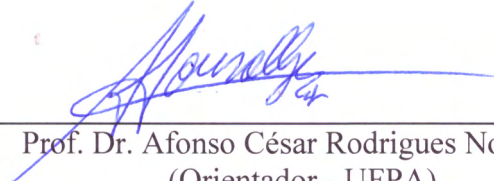
TESE APRESENTADA POR:

HUDSON PEREIRA SANTOS


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

Data da Aprovação: 15 / 06 / 2018


Banca Examinadora:



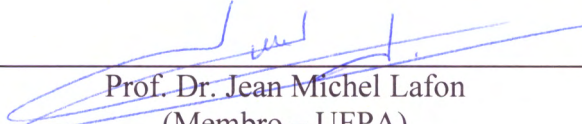
Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador - UFPA)



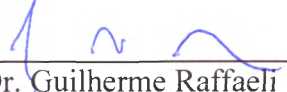
Prof. Dr.ª Lucieth Cruz Vieira
(Membro - UNB)



Prof. Dr. Eric Tohver
(Membro - USP)



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



Prof. Dr. Guilherme Raffaelli Romero
(Membro - UFPA)

*Aos meus amados pais
À minha doce Darlene
Em memória de Maria Davina dos Santos*

AGRADECIMENTOS

Ao Senhor da sabedoria e do conhecimento, por sua infinita bondade e misericórdia.

Aos meus pais, por durante anos investirem na minha educação, pelos valores a mim ensinados, pelo amor dispensado, por sempre estarem presentes mesmo em meio as minhas ausências, principalmente no final deste trabalho, e por sempre orarem por mim. Amo muito vocês!. Ao meu irmão e cunhada, e a minha querida sobrinha Ana Mei, a qual foi essencial com um simples abraço.

À minha querida esposa Darlene, que em meio aos estresses e tensões sempre teve paciência e as palavras certas, e claro, aquele “copo d’água”. Muito obrigado, por sempre estar comigo e realmente ser tão valorosa. Te amo!

As minhas famílias Santos, Peres, Pereira, e Powell, por sempre entenderem as ausências nas reuniões, pelas palavras de incentivo e orações ao longo dessa jornada.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, pela infraestrutura e apoio financeiro em várias ocasiões.

Ao CNPq e Capes pela concessão da bolsa de estudo.

Ao INCT-GEOCIAM (CNPq/MCT/ FAPESPA-573733/2008-2) pelo financiamento das campanhas de campo para a Faixa Paraguai Norte.

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira pela confiança durante esses 9 anos de orientação, discussões científicas, e dicas para o meu crescimento científico e profissional.

Ao Prof. Dr. José Bandeira, pelas discussões e auxílio em campos na Faixa Paraguai Norte.

Ao Prof. Dr. Joelson Soares, por me apresentar ao “mundo” dos icnofósseis e pelos vários momentos de proveitosas discussões sobre o assunto e incentivo.

To Dr. Maria Gabriela Mangano, for accepting the challenge of lapidating my 'knowledge' about trace fossil and for the various corrections of the manuscript.

Ao Prof. Dr. Elton Dantas e ao técnico Érico Zacchi pela disposição e auxílio nas análises U-Pb em zircão detrítico no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB)

Ao Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociência da Universidade Federal do Pará, nas pessoas do Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão, Msc. Gisele Tavares Marques, e a Ana Paula Corrêa pela disposição e auxílio na obtenção de imagens no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

À Joelma Lobo e equipe do Laboratório de Laminação da UFPA pela confecção das lâminas, sempre prontos a atender.

Aos geólogos, futuros mestres, Alexandre Castelo, Alexandre Ribeiro e Mateus Xavier, pela ajuda em discussões, descrição de lâminas, e auxílio na confecção de mapas e figuras.

Aos amigos Dr^a Kamilla Borges, Dr. Francisco Abrantes Jr, Dr. Isaac Daniel Rudnitzki, Msc. John Afonso, e Msc. Isaac Salém, os quais tive a honra de conviver, em meio a discussões geológicas e momentos de descontração.

Aos queridos companheiros de GSED: Renato Sol, Pedro Augusto, Cleber Eduardo, Luís Saturnino, Walmir, Lucas Chelsea, pelas conversas construtivas e momentos de descontração.

Aos meus irmãos, Rafaela e Marquinhos, pelo constante apoio e torcida...amigos mais chegados que irmão.

A minha família da rodagem, Junior Menezes & Yael, Ricardo & Ludmila, Fabi & Sebastian, e Buck, por sempre estarem comigo durante longos anos dessa jornada acadêmica.

Aos amigos da banda Cabal, Dotty, Toco, e Davi, pelos momentos de *relax* através da música e edificantes conversas.

Enfim, a todos que de qualquer forma colaboraram para a realização deste trabalho. Meu muito obrigado!.

*O temor do Senhor é o princípio
da sabedoria, e o conhecimento do
santo é prudência*

(Provérbios 9:10)

RESUMO

Eventos transgressivos registrados em diversas regiões cratônicas marcaram o período Cambriano, hipoteticamente relacionado à glacioeustasia e/ou progressiva abertura do Oceano Iapetus (~600 Ma). Tais eventos influenciaram na paleoceanografia deste período, incluindo a progressiva evolução da biota - a 'Revolução Cambriana'. Embora as margens do Supercontinente Gondwana, inteiramente amalgamado no Cambriano Inferior (540 Ma), estivessem inundadas, o interior desse supercontinente permanecia emergente provavelmente impulsionado soerguimento pós-colisionais epirogenéticos. Mares epíricos cobriam áreas subsidentes com projeções para o interior do Gondwana Oeste, desenvolvendo plataformas rasas que recobriram áreas de antigas suturas colisionais. No sudeste do Cráton Amazônico, a recorrência de ambientes plataformais vem desde o Criogeniano Superior (~635 Ma) até o Cambriano, com a instalação de depósitos glaciais, sobrepostos por sucessões carbonáticas e siliciclásticas. Apesar de previamente inseridos no contexto de uma bacia tipo *foreland* relacionada à evolução da Faixa Paraguai Norte (650-640 Ma), estes depósitos tem sido incluídos em uma bacia intracratônica invertida no Ordoviciano. Os depósitos da base das sequências cambrianas desta bacia, aqui estudados, são compreendidos predominantemente por rochas siliciclásticas. Estes consistem nos membros Superior e Inferior da Formação Raizama e na base do Membro Inferior da Formação Sepotuba, Grupo Alto Paraguai, expostos nas porções central e nordeste da bacia intracratônica invertida, estado do Mato Grosso. Duas sequências deposicionais (SD1 e SD2) caracterizam as sucessões cambrianas da base do Grupo Alto Paraguai. A SD1 apresenta como limite de sequência (LS1) um hiato erosional previamente interpretado no sudoeste da bacia, passando a uma conformidade correlativa nas porções central e nordeste onde recobrem os carbonatos Araras e os depósitos glaciais criogenianos Puga. O LS1 representa um período de erosão ou não-deposição de aproximadamente 80 Ma desenvolvido sobre os carbonatos do Ediacarano Inferior do Grupo Araras, relacionados a soerguimentos epirogênicos da bacia. Uma segunda fase de subsidência térmica teria levado a instalação da plataforma siliciclástica no Cambriano, caracterizada pela SD1 caracterizada por duas associações de fácies denominadas AF1 e AF2. A AF1 consiste em camadas de subarcóseos ou grauvas quartzosas intercalados por camadas de pelitos dominados por processos de onda e tempestade, inseridos nas zonas de *offshore-transition*, *lower-middle shoreface* e *upper shoreface*. A presença de traços fósseis verticais infaunais pertencentes do à Icnofácies *Skolithos* (*Skolithos linearis*; *Diplocraterion parallelum*; e *Arenicolites* isp.) na base dos depósitos de *lower-middle shoreface* indicaram

uma idade Cambriana Inferior, ou mais jovem, para a Formação Raizama, anteriormente considerada como ediacarana. A AF2 compreende camadas de subarcóseos, quartzo-arenitos, sublitoarenitos, grauvacas quartzosas, intercaladas por camadas de pelito e/ou arenitos muito fina/pelito interpretados como depósitos de planície de maré complexa, sobrepostos em discordância (LS2) pelos depósitos fluviais de canais entrelaçados (AF3) pertencentes a SD2. A SD1 teria sido depositada durante um trato de sistemas de mar baixo a transgressivo, organizados em parassequências com tendências progracionais. Esse padrão de empilhamento não seria compatível com a estratigrafia de sequências tradicional para um TST, atribuído a uma lenta taxa de subsidência concomitante com uma alta taxa de sedimentação indicada pela Icnofácies *Skolithos*. Posteriormente, uma queda menos expressiva do nível do mar promoveu a progradação dos depósitos fluviais entrelaçados distais (AF3) sobre a SD1, relacionados a um trato de sistemas de mar baixo (TSMB) caracterizado pela abrupta mudança dos depósitos heterolíticos de maré para os quartzo-arenitos médios a grossos dos depósitos fluviais. Direções de paleofluxo preferencialmente para NE e SE obtidas em formas de leito costeiras da AF2 e AF3 aliada a idades Paleo- a Mesoproterozoicas por U-Pb em zircão detrítico tem indicado proveniência exclusivamente de áreas fontes a SW e NW do Cráton Amazônico. Além disso, a análise de grãos de quartzo detríticos dos arenitos da base dos depósitos cambrianos indica que estas fontes seriam principalmente ígneas e metamórficas. Trabalhos prévios indicam que os depósitos fluviais da SD2 foram sucedidos por um trato de sistema transgressivo, marcando o último evento transgressivo que influenciaram os depósitos cambrianos da bacia intracratônica. Paulatinamente, a conexão oceânica foi interrompida em consequência do fechamento do Oceano Iapetus (~500 Ma) em consonância com soerguimentos da bacia. Dessa forma, os mares epíricos cambrianos foram confinados e consequentemente dando início de uma fase lacustre da bacia no Ordoviciano, representado pelos depósitos da Formação Diamantino. Posteriormente, a bacia intracratônica do sudeste do Cráton Amazônico teria sido invertida pela tectônica transtensional que propiciou a implantação das bacias intracontinentais pós-cambrianas do Oeste Gondwana.

Palavras-chave: Cambriano. Cráton Amazônico. Bacia Intracratônica Invertida. Grupo Alto Paraguai. Sequência Estratigráfica.

ABSTRACT

Transgressive events recorded in many cratonic regions marked the Cambrian period, hypothetically related to the glacioeustasy and/or the progressive opening of the Iapetus ocean (~600 Ma). Such events influenced the paleoceanography of this period, including the progressive biota evolution – the ‘Cambrian Revolution’. Although the Gondwana Supercontinent margins, entirely amalgamated in the Lower Cambrian (540 Ma), were flooded, the inner part of this supercontinent was emergent, probably triggered by post-collisional epirogenic uplifts. Epeiric seas covered subsiding areas with projections towards the interior of the Western Gondwana, developing shallow platforms that covered ancient collisional suture zones. In the southeastern Amazon Craton, the recurrence of platform environments dates from Upper Cryogenian (~635 Ma) until the Cambrian with the installation of glacial deposits, overlaid by carbonatic and siliciclastic successions. Despite the previous insertion in the context of a foreland type basin related to the evolution of North Paraguai Belt (650-640 Ma), these deposits have been included in an inverted intracratonic basin in the Ordovician. The bottommost deposits of the Cambrian sequences, here presented, are comprised dominantly by siliciclastic rocks. These consist in the Upper and Lower members of the Raizama Formation and the base of Lower Member of the Sepotuba Formation, Alto Paraguai Group, exposed in the central and northeast portions of the inverted intracratonic basin, Mato Grosso state. Two depositional sequences (DS1 and DS2) characterize the Cambrian successions of the base of Alto Paraguai Group. The DS1 presents as a sequence boundary (SB1) an erosional hiatus previously interpreted in the southwestern basin. This stratigraphic surface becomes a correlative conformity towards the central and northern portions, where this covers the Araras carbonates and Cryogenian glacial deposits from Puga diamictites. The SB1 represents an erosional or non-depositional period of approximately 80 Ma developed over the carbonates of the Lower Ediacaran Araras Group, related to the epirogenic uplifts of the basin. A second thermal subsidence phase would have led to the installation of a siliciclastic platform during the Cambrian, characterized by DS1 composed by two facies associations denominated FA1 and FA2. FA1 consists of subarkoses, quartz-wackes and pelites dominated by wave and storm processes, inserted in the offshore-transition, lower-middle shoreface and upper shoreface zones. The presence of infaunal vertical trace fossils belonging to the *Skolithos* Ichnofacies (*Skolithos linearis*; *Diplocraterion parallelum*; and *Arenicolites* isp.) at the base of the lower-middle shoreface deposits indicated a Lower Cambrian age, or younger, to the Raizama Formation, previously considered as

Ediacaran. The FA2 comprehends subarkoses, quartzarenites, sublittarenites, quartz-wackes and sandstone/pelite rhythmites interpreted as complex tidal plain deposits, unconformably overlaid (SB2) by braided fluvial channel deposits of (FA3), which belong to the DS2. The DS1 would have been deposited during lowstand to transgressive system tract, organized in progradational parasequences. This stacking pattern is not compatible with the traditional stratigraphy sequence for TST, which is attributed to a slow subsidence rate concomitantly to a high sediment supply indicated by the *Skolithos* Ichnofacies. Subsequently, a less expressive drop in the sea level promoted a progradation of distal braided deposits (FA3) over the DS1, related to the lowstand system tract (LST) characterized by an abrupt change of the tidal heterolithic deposits to medium and coarse-grained quartzarenites from fluvial deposits. Paleoflow data oriented preferentially to NE and SE obtained in coastal beds from FA2 and FA3 allied to the Paleo- to Mesoproterozoic U-Pb detrital zircon ages have indicated provenance exclusively from SW and NW sources from Amazon Craton. Besides that, the detrital quartz grains analysis of sandstones of the bottommost Cambrian deposits indicate mainly igneous and metamorphic sources. Previous works indicated that the fluvial deposits of DS2 were succeeded by a transgressive system tract, marking this as the last transgressive event that influenced the Cambrian deposits of the intracratonic basin. Slowly, the ocean connection was interrupted as a consequence of the closing of Iapetus Ocean (~500 Ma) as a result of basin uplift. In this way, Cambrian epeiric seas were confined and consequently started the lacustrine phase of the basin in the Ordovician, represented by the Diamatino Formation deposits. Posteriorly, the intracratonic basin of the southeast Amazon Craton would have been inverted by the transtensional tectonics which propitiated the implantation of post-Cambrian intracontinental basins of the Western Gondwana.

Keyword: Cambrian. Amazon Craton. Inverted Intracratonic Basin. Alto Paraguai Group. Stratigraphic Sequence.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

- Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo indicando a localização dos perfis litoestratigráficos..... 4

CAPÍTULO 2

- Figura 2.1- Correção de estratificações cruzadas dobradas por tectônica usando projeção estereográfica..... 8

CAPÍTULO 3

- Figura 3.1- Contexto geológico do sudeste do Cráton Amazônico. (A e B) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Gondwana no Cambriano (540 Ma), com o posicionamento da bacia intracratônica do sudeste do Cráton Amazônico. (C) Arcabouço litológico e tectônico (C') do sudeste do Cráton Amazônico..... 12
- Figura 3.2- Proposta litoestratigráfica para a bacia intracratônica invertida do sudeste do Cráton Amazônico, com destaque ao Grupo Alto Paraguai..... 13
- Figura 3.3- Evolução das principais propostas litoestratigráficas para Grupo Alto Paraguai, destaque a Formação Raizama..... 16
- Figura 3.4- Mudanças bioevolutivas da fauna bentônica que habitavam o substrato de mares epíricos ao longo da transição Ediacarano-Cambriano..... 21

CAPÍTULO 4

- Figure 1- (A) Geologic map of the southeast margin of Amazon Craton (AC), Mato Grosso State, highlighting the location of study area (black square). (B) Lithostratigraphic framework showing radiometric ages. Fm- Formation, CC- Carbonate Cap. (C) Geologic map showing location of the measured section of Raizama Formation bearing trace fossils (star) in the Nobres region. (D) Stratigraphic log of the Raizama Formation showing the distribution of trace fossils in the shoreface deposits. Abbreviations: m-meter, C-clay, S-silt, sandstone (vf-very fine, f-fine, m-medium, c-coarse, vc-very coarse), Cg-conglomerate..... 24

- Figure 2- *Skolithos linearis* from the Lower Raizama Formation. (A) General cross-sectional view of *Skolithos linearis* in small-scale hummocky cross-stratified, very fine-grained sandstone. Scale bar = 50 mm. (B) Close up of *Skolithos* in A. Some burrows are erosionally truncated (black arrow). Scale bar = 20 mm. (C) *Skolithos linearis* in thin section showing downward advection (dashed line) by passive laminated infill. Scale bar = 0.2 mm. (D) Heterogeneous distribution of *Skolithos* Ssh- Small-scale hummocky cross-stratified very fine-grained sandstone, Ssl- Siltstone/Sandstone, Spl- Parallel-laminated sandstone. Scale bar = 50 mm..... 25
- Figure 3- *Diplocraterion parallelum* and *Arenicolites* isp. from the Raizama Formation. (A) U-shaped structures perpendicular to bedding plane in a planar lamination immediately above erosional base, very fine-grained sandstone. Scale bar = 20 mm. (B) Close up of *Diplocraterion parallelum* only showing the retrusive spreiten preserved. Scale bar = 15 mm. (C) Cross-sectional view of *Diplocraterion parallelum* with limbs and retrusive spreiten preserved. Scale bar = 20 mm. (D) *Arenicolites* isp. displaying classic U-shape. Scale bar = 10 mm..... 26
- Figure 4- Scheme showing substrate occupation by *Skolithos*-, *Diplocraterion*- and *Arenicolites*-producing organisms. (T1) The substrate was often reworked by fair-weather waves in deeper parts of the shoreface environment. FWWB- Fair weather wave base. (T2) Under constant high energy and sedimentation rates, the *Skolithos* producers dwelled in deeper parts, while *Diplocraterion* and *Arenicolites* producers emplaced in shallower-water portions. (T3) In order to avoid burial, organisms moved upward producing retrusive spreiten (*Diplocraterion*) and recolonized the substrate (*Skolithos*). (T4) Details of trace-fossil assemblage in a progradational context of the Raizama Formation..... 27

- Figure 5- (A) Paleogeographic reconstruction based on the paleomagnetic data of the proto-Western Gondwana at 540 Myr: the onset of the first siliciclastic input (arrow) related with uplifted margins continental blocks triggered by convergent tectonism (B) Paleogeographic scenario of the Western Gondwana by 525 Myr. Shallow-marine platforms developed (dashed area) as result of the increase sediment influx (arrow) by continued convergence. Occurrences of *Skolithos* Ichnofacies in the proto-Western Gondwana continental blocks (highlighted circles)..... 28

CAPÍTULO 5

- Figure 1- (A) Location of the study area in the southeast margin of the Amazon Craton (AC), Mato Grosso State. (B) Structural domains of the southeastern Amazon Craton. (C) Geologic map of the studied area showing outcrops and spatial lithostratigraphic relationships. The outcrop-section 6 is regarded as the type-section of the Serra Azul glaciogenic deposits related to the Gaskiers Glacial Event..... 33
- Figure 2- Chronostratigraphy of late Cryogenian to early Ordovician formations in the three sectors of the Intracratonic Inverted Basin, restricting the Collisional Belt Paraguay (CB) to the Cuiabá Group. The color scales shown here are also applied to Fig. 3..... 36
- Figure 3- Stratigraphic sections of the central to northeast sectors of the IB showing facies, facies associations, biostratigraphy and sequence stratigraphic of the Cambrian deposits..... 40

Figure 4- Facies association 1. (A) FA 1 riverbed outcrop in the Serragem River II, Nobres region, showing thin- to thick-bedded tabular sandstone and mudstone layers interbedded organized in centimetric shallowing-upward cycles (black arrows). (B) Sandstone layers with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}) and planar to low-angle cross- lamination (S_{PL1}) individualized by planar to slightly wavy mudstone bed (M_{L2}). (C) and (D) Sandstone with planar to low-angle cross- lamination (S_{PL1}) related with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}) facies displaying intricately interwoven bidirectional wave induced pattern. (E) Sandstone beds with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}) and planar to low-angle cross- lamination (S_{P2}) facies exhibiting pinch-and-swell geometry interlayered by laminated mudstone (M_{L2}). (F) Thin-section photomicrography of sandstone composed by subrounded-subangular quartz (Q), plagioclase (P) and dolomite cement (D). (G) Climbing wave ripple cross-lamination (white arrow) associated with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}). (H) *Skolithos linearis*. (I) *Diplocraterion parallelum*. (J) *Arenicolites* isp..(K) Sandstone beds with swaley cross-stratification (S_{SCB}) grading upward to the planar-stratification (S_{PS})..... 43

Figure 5- (A) FA1 road cut outcrop in the northeast of the IB, Planalto da Serra region, showing very thick-bedded layers of laminated mudstone (M_{L1}) interbedded with planar lamination to stratification (S_{P1}) sandstone, arranged in metric-scale coarsening-upward cycles (black arrow). (B) Sandstone layer with low-angle cross-stratification associated to planar-stratification facies (S_{P1}). (C) Superimposed sharp-based quartz and clay granule-pebbles lenses..... 45

Figure 6- Facies association 2. (A) FA2 Riverbed outcrop in the Serragem River II, Nobres Region, showing sandstone layers with tidal bundles (S_{TD2}), planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}), and wave ripple bedding (S_{RM}) facies interbedded by flaser-wavy heterolithic bedding (SM_H) (Detailed in Fig.7I), organized in fining-upward cycles (white arrow) interpreted as a middle intertidal mixed flat zone. (B) FA2 road-cut outcrop in the Planalto da Serra region exhibiting intercalation between thick to very-thick bedded layers with flaser-wavy heterolithic bedding (SM_H) and planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}), displayed in thick fining-upward cycles (white arrow) (C) Tangential cross-bedding with mud drapes (S_{TD1}) showing a reactivation surface (black arrow) associated to small-scale trough cross-stratified (S_{TCS1}) in a subtidal- lower intertidal sand flat zone. (D) Sandstone layer with tangential cross-bedding with mud drapes (S_{TD2}) showing rip-up clasts (white arrow) interbedded by laminated-mudstone (M_{L3}) in a middle intertidal mixed flat zone. (E) Bidirectional tangential cross-bedding with mud-drapes (S_{TD2}) related to planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}). (F) Sandstone layer with planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}) vertically grading to wave ripple-bedding (S_{RM}) individualized by thin mudstone layers, displaying migration and aggradation with small angle of climb (dashed line) detailed in (G). (H) Sandstone layer with planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}) horizontally grading to wave ripple-bedding (S_{RM}) interbedded with thin laminae of mudstone..... 47

- Figure 7- Facies association 2. (A) Sandstone layer with trough cross-stratification (S_{TCS1}) facies showing foreset and bottom set with mud drapes and scattered quartz pebble (white circle) in a subtidal- lower intertidal sand flat zone. (B) Thick to very thick-bedded sandstone layers with trough cross-stratification (S_{TCS2}) presenting quartz-pebbles in the foreset and bottom set (detailed in C) and quartz-granules lenses (detailed in D) in a middle intertidal mixed flat zone. (E) Thin to medium-bedded layer with massive conglomerate (C_{MS}) constituted by quartz granule-pebbles supported by fine- to medium-grained sandstone matrix. (F) Cosets of sandstone layers with sigmoidal cross-stratification (S_{SD}) with mud drapes. (G) FA2 road-cut outcrop in the Nobres region showing intercalation between very-thick bedded sandstone layer with trough cross-stratification (S_{TCS2}) and laminated mudstone beds (M_{L3}) containing thin to medium-bedded fine grained sandstone layers (detailed in H). Person for scale inside dashed ellipse. (I) Flaser-wavy heterolithic bedding (SM_H). (J) Lenticular heterolithic bedding (SM_H). (K) Sandstone layer displaying desiccation crack molds (S_{DC}) on the top associated with ripples marks. (L) Flat-topped (white arrow) and washed-out (black arrow) wave ripples on the top of the sandstone layer. (M) Sandstone beds with ripple marks and adhesion warts in bedding surface (detailed in N)..... 51
- Figure 8- Facies association 3. (A) Thick-bedded sandstone layer with trough cross-stratification (S_{TCS3}) with quartz-granules and pebbles in the foreset and bottom set (detailed in F). (B) Medium- bedded layer with massive conglomerate (C_M) composed by granule-pebble quartz. (C) Sandstone layer with tangential cross-stratification facies (S_{TT}). Detailed in (D). (E) Sandstone bed with planar to low-angle cross-lamination (S_{PL3}) facies. (F) Granule to pebbles quartz in the bottom set and foreset (dashed circles) of trough cross-stratification (S_{TCS3}) showing normal grading (white arrow)..... 54

- Figure 9- (A) Paleogeographic map of the Western Gondwana at 530-500 Myr), highlighting the Cambrian siliciclastic platform in the southeastern Amazon Craton (black square). (B) Siliciclastic platform in the Cambrian context showing the study area (gray square) (C) Idealized facies model for the diachronic Cambrian depositional environments recognized, based in the actual position of the IB..... 56
- Figure 10- Simplified facies model and sequence stratigraphic evolution from the last Ediacaran carbonate precipitation to the Cambrian deposits in the IB, showing the Gondwana paleogeographic context throughout these periods. (A) Scenario assumed to the Araras Platform during the Ediacaran, before the great siliciclastic influx. 1- SW; 2-central; and NE of the IB. (B) Emergence of the two high-rank depositional sequences (DS1 and DS2) representing the lowermost Cambrian deposits of the IB in response to the increased siliciclastic influx (C) Schematic stratigraphic correlation of the studied sections showing the sequential framework of the Cambrian deposits across the central to northeast sectors of IB. See Fig. 1 for localization of the measured sections..... 59
- Figure 11- Geological-structural framework of the northeast portion of the IB. (A) Spatial distribution of the lithostratigraphic units exposed in the northeast segment of the IB and their structural arrange. (B) Geological cross-sections showing the stratigraphic contact (primary and tectonic) relationships between the Neoproterozoic and Cambrian units established during the Ordovician brittle transtensive deformation. Highlight to the Offshore-transition deposits (FA1) conformably overlying the Puga diamictites. (C) Talus covers distinguished from the rocks by a stone line (black arrow) or layers, composed by rock fragments (white arrow) of the exposed units in the sierras around as result of the physical weathered..... 61

CAPÍTULO 6

- Figura 6.1- (A) Localização da área de estudo no sudeste do Cráton Amazônico (CA). (B) Unidades geotectônicas do sudeste do Cráton Amazônico, indicando as três porções da bacia intracratônica invertida: 1-sudoeste; 2-central; 3-nordeste. (C) Mapa geológico simplificado mostrando a localização dos perfis estudados..... 77
- Figura 6.2- Arcabouço litoestratigráfico do sudeste do Cráton Amazônico, destacando as principais idades obtidas para os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai..... 78
- Figura 6.3- Perfis estratigráficos dos depósitos cambrianos do Grupo Alto Paraguai na porção central e nordeste da BI, mostrando a localização das amostras de arenito coletadas, e as analisadas por MEV, difração de Raios-X, CL de quartzo e U-Pb em zircão detrítico..... 80
- Figura 6.4- Classificação dos arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai de acordo com o diagrama triangular de Folk (1974). Qtz- quartzo; Fds- feldspato; e Fr- fragmento de rocha..... 83
- Figura 6.5- Fotomicrografias dos quartzo-arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A) Principais constituintes do arcabouço dos quartzo-arenitos fino a grossos do paleambiente de planície de maré complexa, porção central da bacia, formados principalmente por quartzo-monocristalinos (Qm) e quartzo-policristalinos (Qp), com contatos de compromisso (seta amarela), e (B) exibindo *coatings* de ilita tangenciais a superfícies dos grãos. (C) Quartzo-arenitos dos depósitos de planície de maré complexa, porção leste da bacia, compostos principalmente por quartzo-monocristalinos (Qm) e quartzo-policristalinos (Qp) com contatos de compromisso (seta amarela) e eventuais *coatings* de ilita tangenciais a superfícies dos grãos (seta vermelha), e (B) algumas vezes exibindo feldspatos totalmente substituídos por argilominerais (seta amarela). (D-E) Quartzo-arenitos dos depósitos fluviais distais constituídos de quartzo-monocristalinos (Qm) e -policristalinos (Qp) com contatos de compromisso (seta amarela) e *coatings* de ilita tangenciais a superfícies dos grãos (seta vermelha) (nicóis // e X, respectivamente (F)). (H) Imagem de MEV mostrando feição escamosa característica dos cristais de ilita que envelopam os grãos dos quartzo-arenitos..... 85

- Figura 6.6- Fotomicrografias dos subarcóseos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A) Arcabouço dos subarcóseos dolomitizados do paleoambiente de *shoreface* dominado por tempestade, restritos a porção central da bacia. Qm-Quartzo monocristalino; Cd-Cimento de dolomita. (B) Cimento de dolomita substituindo parcialmente (seta vermelha) ou totalmente (seta amarela) os grãos detríticos que compõem o arcabouço dos subarcóseos dos depósitos de *shoreface*. Qm-Quartzo monocristalino, Cd-Cimento de dolomita, Pl-Plagioclásio. (C) Imagem de MEV em fragmento de rocha mostrando a relação entre o grão de quartzo (Qtz) e cimento de dolomita (Cd). (D-F) Principais constituintes dos subarcóseos dos depósitos de planície de maré complexa. Qm-Quartzo monocristalino, K-f-Feldspato-potássico, Pl-Plagioclásio, Ch-*Chert*, Sobrecrescimento de quartzo (seta vermelha)..... 88
- Figura 6.7- Fotomicrografias dos sublitoarenitos dos depósitos de planície de maré complexa da base do Grupo Alto Paraguai. (A-B) Textura e composição dos sublitoarenitos dos depósitos de maré na porção central da bacia (Nicóis // e X, respectivamente). Destaque para os tipos de fragmentos comuns a essas rochas (quadro amarelo). (C) Fragmento de *chert*-Ch. (D-F) Fragmento de arenito. Qm-Quartzo monocristalino, Qp-Quartzo policristalino, Ch-*Chert*, Pl-Plagioclásio, Ar-Arenito..... 90
- Figura 6.8- Fotomicrografias das grauvacas quartzosas dos depósitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A-B) Textura e composição das grauvacas quartzosas dos depósitos de planície de maré da porção central da bacia, com destaque para a matriz fina de quartzo no tamanho silte com sericita (seta vermelha) (Nicóis // e X, respectivamente). (C-E) Grauvacas quartzosas dos depósitos de *shoreface* da porção nordeste da bacia exibindo matriz com mistura de sericita e grãos de quartzo no tamanho silte (seta vermelha), tangentes a superfície dos grãos (seta azul), com micas muscovitas detríticas (seta amarela) e diagenéticas (seta branca). (F) Grauvaca quartzosa dos depósitos de planície de maré da porção nordeste da bacia, composta por matriz com grãos de quartzo no tamanho silte e sericita (seta vermelha) e micas muscovita diagenéticas preenchendo fratura (seta amarela). Qm-Quartzo monocristalino, Qp-Quartzo policristalino, Pl-Plagioclásio..... 92

- Figura 6.9- Diagramas ternários indicando a proveniência tectônica dos arenitos cambrianos da BI. Qt- Quartzo total, Qm-Quartzo monocristalino, Fds-Feldspato; Fr-Fragmento de rocha; Frt-Fragmento de rocha total..... 94
- Figura 6.10- Fotomicrografias dos principais tipos de grãos detríticos de quartzo encontrado nos depósitos cambrianos da BI. (A-B) Quartzo monocristalinos com extinção não- a levemente-ondulante com fraturas cicatrizadas e inclusões (origem plutônica). (C-D) Quartzo policristalinos (Qp) apresentando mais de 4 cristais, alongados e com limites irregulares (origem metamórfica), e Qp com 3 cristais (origem plutônica), ambos apresentando fraturas cicatrizadas. Po-Poros..... 94
- Figura 6.11- Imagens de CL dos grãos de quartzo dos depósitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A-B) Grãos de quartzo dos depósitos de *shoreface* dominado por tempestade. (C-D) Grãos de quartzo dos depósitos de planície de maré complexa. Fraturas cicatrizadas (seta branca) preenchidas por sílica diagenética são as principais características texturais destes grãos. (E-F) Grãos de quartzo dos depósitos fluviais entrelaçados distais. Fraturas cicatrizadas (seta branca) com sílica secundária são texturalmente dominantes. M-metamórfico, P-Plutônico, D-Dolomita, Po-Poro, K-f-Feldspato potássico, Ch-Chert, K-f-Feldspato-potássico..... 96
- Figura 6.12- (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão detrítico. (B) Diagrama da concórdia U-Pb e histograma de frequência com curva de probabilidade de idades destacando contribuições principalmente Mesoproterozoica (área cinza) para a base do Grupo Alto Paraguai..... 99
- Figura 6.13- Mapa geológico simplificado do SW do Cráton Amazônico indicando as potenciais áreas fontes para os depósitos cambrianos do Grupo Alto Paraguai. A direção do paleotransporte é indicada pelas faixas cinza..... 102

Figura 6.14- Modelo tectônico esquemático durante a deposição das sequências siliclásticas cambro-ordovicianas da bacia intracratônica invertida do sudeste do Cráton Amazônico. (A) Deposição da Formação Raizama durante o progressivo quadro extensional resultando em subsidência e consequente criação de espaço de acomodação, enquanto a sudeste da BI ocorria soerguimentos. (B) Continuada dinâmica transtensional aliada ao aumento da lâmina d'água e deposição do membro superior da Formação Sepotuba, registro do último pulso transgressivo na BI. (C) Início da implantação dos depósitos lacustres da Formação Diamantino controlados pela tectônica extensional, marcando a lenta retração do mar epírico Cambriano, e influência dos sedimentos provenientes da Faixa Brasília..... 105

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 5

Table 1-	Lithofacies, depositional processes, paleoenvironment and facies association of the Cambrian deposits of the central and northeast sectors of the IB. SE -Sedimentary environment; F -Facies association; M -Members.....	38
----------	--	----

CAPÍTULO 6

Tabela 6.1-	Frequência (%) dos constituintes do arcabouço dos arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai.....	84
Tabela 6.2-	Resultados obtidos pelo método U-Pb em monocristais de zircão por ICP-MS com <i>laser ablation</i> dos arenitos dos depósitos de planície de maré, porção central da BI.....	100

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xxiii
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDO	3
1.3 OBJETIVOS.....	3
CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS	5
2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA	5
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA	5
2.2.1 Petrografia de arenitos.....	5
2.2.2 Difratometria de raios-X.....	6
2.2.3 Microscopia eletrônica de varredura.....	6
2.3 ICNOLOGIA	6
2.4 PROVENIÊNCIA.....	7
2.4.1 Paleocorrentes.....	7
2.4.2 U-Pb em zircão detrítico	8
2.4.3 Catodoluminescência.....	9
CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO	10
3.1 FAIXA PARAGUAI NORTE.....	10
3.2 GRUPO ALTO PARAGUAI	14
3.2.1 Formação Raizama.....	17
3.3 CAMBRIANO.....	18
CAPÍTULO 4 ICHNONOLOGIC EVIDENCE OF A CAMBRIAN AGE IN THE SOUTHERN AMAZON CRATON: IMPLICATIONS FOR THE ONSET OF THE WESTERN GONDWANA HISTORY	22
CAPÍTULO 5 CAMBRIAN DEPOSITIONAL SEQUENCES IN AN INTRACRATONIC BASIN, SOUTHEASTERN AMAZON CRATON	30

CAPÍTULO 6 PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS CAMBRIANOS DA BACIA INTRACRATÔNICA NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DO GONDWANA OESTE	74
6.1 INTRODUÇÃO.....	75
6.2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO.....	76
6.3 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS.....	81
6.4 RESULTADOS	82
6.4.1 Petrografia dos arenitos	82
6.4.1.1 Quartzo-arenitos	83
6.4.1.2 Subárcoseos	86
6.4.1.3 Sublitoarenitos.....	88
6.4.1.4 Grauvacas quartzosas	90
6.4.2 Proveniência sedimentar	93
6.4.2.1 Ambiente tectônico.....	93
6.4.2.2 Catodoluminescência de quartzo detrítico.....	95
6.4.2.3 Idades U-Pb	96
6.5 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	103
6.6 CONCLUSÃO	104
CAPÍTULO 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	107
REFERÊNCIAS	109

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Ao longo dos anos, a evolução do sudeste do Cráton Amazônico tem sido relacionada a colisões dos blocos continentais Amazônia, São-Francisco-Congo, e Paraná (Parapanema), núcleo do Gondwana Oeste, desencadeando a orogênese da Faixa Paraguai (Alkmin *et al.* 2001, Trindade *et al.* 2003, Tohver *et al.* 2006, 2010, Nogueira *et al.* 2007, Cordani *et al.* 2009, 2013, Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2014b, 2017, Rudnitzki *et al.* 2016). Embora esse tectonismo convergente esteja atrelado ao final da tectônica Brasileiro/Pan-Africana do Neoproterozoico-Cambriano, não existe consenso sobre o período e contexto tectônico em que essas colisões ocorreram (Cordani *et al.* 2013, Tohver *et al.* 2014). Sucessões predominantemente carbonáticas e siliciclásticas previamente consideradas de idade ediacarana têm sido atribuídas a uma bacia tipo *foreland* ligada a evolução da Faixa Paraguai (Almeida 1964, Trompette *et al.* 1998, Nogueira *et al.* 2007, Alvarenga *et al.* 2007, Tohver *et al.* 2010, Bandeira *et al.* 2012, McGee *et al.* 2014, 2015, Santos *et al.* 2014b, 2017, Rudnitzki *et al.* 2016). Entretanto, esse arcabouço litoestratigráfico e tectônico não foi investigado com maiores detalhes do ponto de vista paleoambiental, bioestratigráfico-geocronológico e tectônico. Além disso, estimativas de idade tanto da porção norte como da porção sul da faixa têm revelado histórias deposicionais e tectônicas distintas (Nogueira *et al.* 2018, McGee *et al.* 2018).

Recentes pesquisas indicaram que os depósitos sedimentares do sudeste do Cráton Amazônico foram deformados por tectônica transtensional, não condizente com bacias colisionais (Cordani *et al.* 2013, Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). A dinâmica compressional foi observada somente nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, restringindo a sutura colisional a esta unidade estratigráfica (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). Assim, os depósitos carbonáticos e siliciclásticos de plataforma rasa foram relacionados a uma bacia intracratônica, posteriormente invertida durante a instalação das bacias pós-Cambrianas do Gondwana Oeste (Nogueira *et al.* 2018). As sequências siliciclásticas desta bacia são caracterizadas pelo Grupo Alto Paraguai, sendo a Formação Raizama e a base da Formação Sepotuba, objeto deste estudo, representantes dos primeiros influxos de terrígenos que sucederam a plataforma ediacarana carbonática do Grupo Araras (Santos *et al.*, 2014b, Rudnitzki *et al.*, 2016). Os depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama foram anteriormente considerados ediacaranos (Santos *et al.* 2014b), restritos a

porção central da bacia. Contudo, a presença de organismos infaunais pertencentes à Icnofácies *Skolithos* indicaram idades cambrianas para estes depósitos (Santos *et al.* 2017). A descoberta de estratos cambrianos acrescenta uma maior complexidade na evolução do sudeste do Cráton Amazônico propiciando um melhor sequenciamento dos eventos ocorridos no Gondwana Oeste.

O Cambriano foi marcado como um período de extremas inovações paleoclimáticas, paleoceanográficas, e principalmente bioevolutivas na história da Terra (Babcock *et al.* 2015). Durante este período o planeta experimentava condições climáticas quentes (“greenhouse”), após os eventos glaciais globais do Neoproterozoico, concomitante ao progressivo aumento da oxigenação atmosférica e dos oceanos (Maruyama & Santosh 2008, Landing *et al.* 2013, Zhang *et al.* 2014, Babcock *et al.* 2015). Essas condições teriam favorecido a diversificação, abundância e a complexidade dos organismos bentônicos, nomeadas como ‘Explosão Cambriana’, sendo tais inovações faunais refletidas na mudança de estratégia de exploração do substrato, a ‘Revolução Agronômica’ (Seilacher & Pflüger 1994, Bottjer *et al.* 2000, Seilacher *et al.* 2005, Seilacher 2007, Zhang *et al.* 2014). Nesse contexto, eventos transgressivos hipoteticamente relacionados à glacioeustasia e/ou abertura do Oceano Iapetus (~600 Ma) ocorriam nas margens da maioria dos blocos do supercontinente Gondwana formando mares epíricos (Veevers 2004, Meert & Lieberman 2008, Dalziel 2014, Babcock *et al.* 2015). Embora o supercontinente estivesse totalmente amalgamado desde 540 Ma, o interior deste permanecia emergente no Cambriano impulsionado por soerguimentos epirogênicos pós-colisionais (Veevers 2004, Santosh *et al.* 2014).

No Brasil, depósitos cambrianos são pouco documentados com registros apenas nas bacias tipo *rift* Camaquã e tipo *foreland* do Domínio Estância, no sul e nordeste do Brasil, respectivamente (Basilici *et al.* 2012, Santos *et al.* 2014a). Nesta pesquisa, evidências dos eventos evolutivos globais do Cambriano são aqui registrados nos depósitos da base do Grupo Alto Paraguai, aqui compreendidos pelos membros Inferior e Superior da Formação Raizama e Membro Inferior da Formação Sepotuba. Eventos de soerguimento e erosão documentados nos afloramentos da sucessão ediacarana-cambriana, porções central e nordeste da bacia intracratônica invertida, foram indicados por superfícies-chaves e dados de proveniência proporcionando o estabelecimento de um arcabouço sequencial. Além disso, esta nova visão estratigráfica integrada ao aparecimento dos primeiros metazoários que habitavam o substrato do mar epírico Cambriano, forneceram subsídios para discutir o suposto registro da glaciação Gaskiers do Ediacarano no sudeste do Cráton Amazônico.

1.2-ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo esta localizada no centro-oeste do Brasil, sudoeste do estado do Mato Grosso (MT), regiões dos municípios de Nobres, Alto Paraguai e Planalto da Serra, nos domínios da folha Cuiabá (SD-21) e Planalto da Serra (SD-22) (Figura 1.1). Os afloramentos ocorrem no domínio transtensivo, caracterizado pelas sequências sedimentares da bacia intracratônica invertida no sudeste do Cráton Amazônico (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). Esses são do tipo cortes de estrada ao longo da rodovia BR-163 (Nobres-Diamantino), em estradas vicinais a MT-241/ MT-020, e no leito do Rio Serragem II.

1.3-OBJETIVOS

O objetivo geral desta tese de doutorado consistiu em caracterizar os depósitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai, representados pela Formação Raizama e porção inferior da Formação Sepotuba, para melhor compreensão da história deposicional da bacia intracratônica invertida no sudeste do Cráton Amazônico. Para alcançar estas metas, foram cumpridos os seguintes objetivos específicos: 1) reconstituição paleoambiental e paleogeográfica da base do Grupo Alto Paraguai, definindo suas sequências deposicionais; 2) contextualização desses depósitos na história evolutiva da bacia, correlacionando-os com os eventos globais e regionais do Paleozoico inferior; 3) redescrição e redefinição dos limites estratigráficos; 4) identificação das áreas-fontes desses depósitos; e 5) discutir a paleogeografia do Cambriano no sudeste Cráton Amazônico e sua relação com os eventos iniciais do Gondwana Oeste.

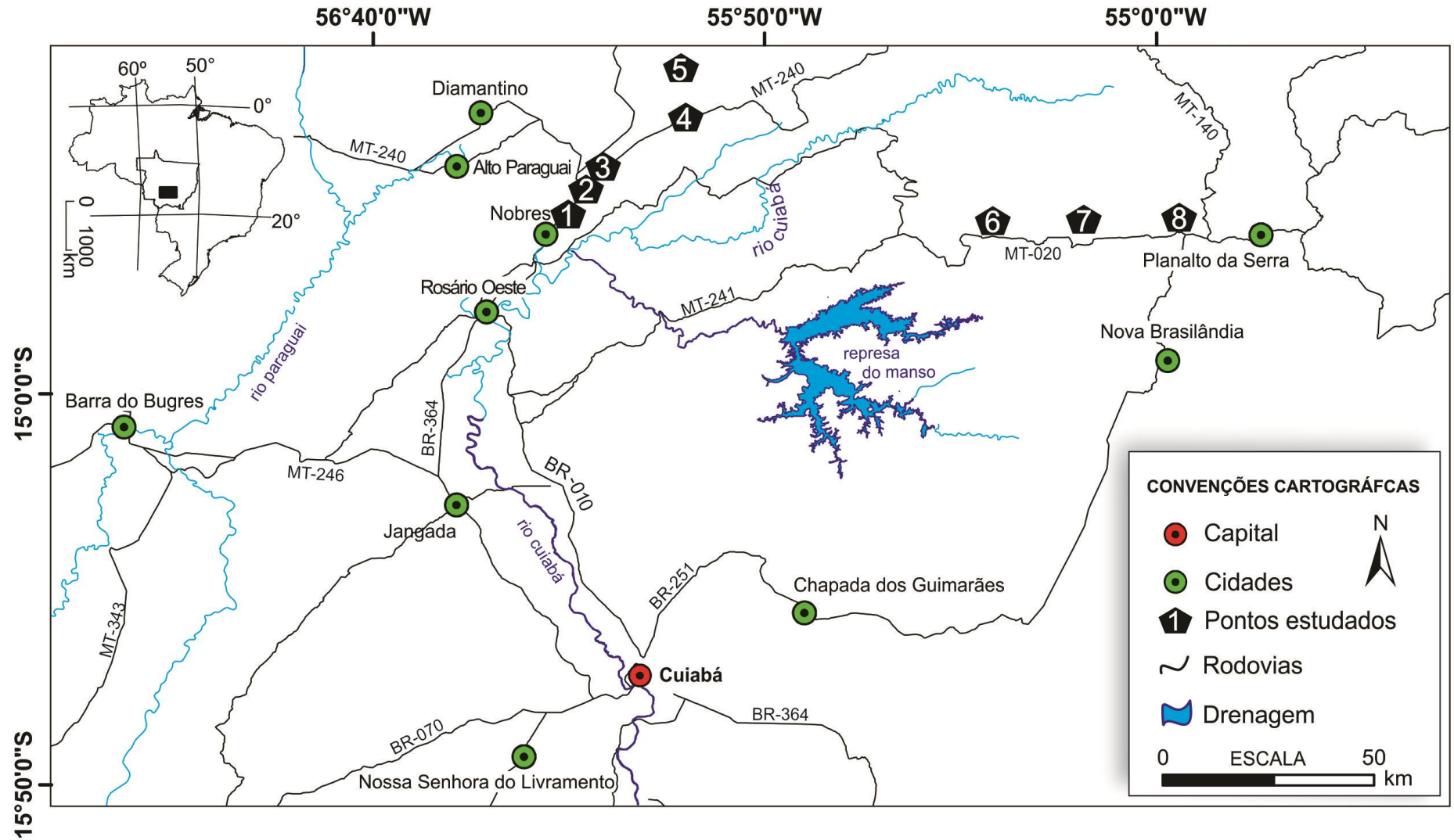


Figura 1.1-Mapa de localização da área de estudo indicando a localização dos perfis litoestratigráficos.

CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA

A análise de fácies foi realizada de acordo com as técnicas propostas por Walker (1992). Os procedimentos consistiram na individualização e descrição das fácies por meio da caracterização e descrição de parâmetros como a composição, geometria, texturas e estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, e padrões de paleocorrentes dos corpos sedimentares, aliado ao entendimento dos processos sedimentares responsáveis pela gênese das fácies. Dessa forma, as fácies contemporâneas e cogenéticas foram agrupadas em associações de fácies, proporcionando a interpretação paleoambiental e dos sistemas deposicionais. A terminologia para espessura das camadas foi baseada em Ingram (1954): 1) lâminas muito delgadas (< 1 cm); 2) camada delgada (1-10 cm); 3) camada média (10-30 cm); 4) camada espessa (30-100 cm); e 5) camada muito espessa (> 100 cm). Para a composição do arcabouço estratigráfico foi utilizada a análise de sequências estratigráficas de alta-resolução (parassequências) baseada nas mudanças de fácies e associações de fácies influenciadas por subida e descida do nível relativo do mar de alta magnitude e/ou taxa de suprimento sedimentar, refletido no *trend* progradante e retrogradante dos ciclos/parassequências (Zecchin & Catuneanu 2013, Zecchin *et al.* 2017). As análises de fácies e estratigráfica foram auxiliadas por perfis verticais, bem como por seções esquemáticas e panorâmicas obtidas a partir de fotomosaicos dos afloramentos para o entendimento geométrico e variações laterais e verticais das fácies (Wizevic 1991).

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

2.2.1 Petrografia de arenitos

Seções delgadas dos arenitos da base do Grupo Alto Paraguai foram analisadas visando a caracterização composicional e textural, e consequente auxílio na análise das fácies e sequência deposicionais. As lâminas foram confeccionadas de acordo com a variação de fácies ao longo dos ciclos deposicionais definidos nos perfis estratigráficos. Essas 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). A análise dos constituintes do arcabouço foi feita por meio da contagem de 300 pontos em média por lâmina delgada, seguindo o método de Gazzi-Dickinson (Zuffa 1985), e classificadas segundo Folk (1974) para arenitos.

2.2.2 Difratometria de raios-X

A caracterização mineralógica dos arenitos por difração de raios-X (DRX) em rocha total (Método do Pó), além de possibilitarem também a identificação dos argilominerais do arcabouço das amostras. Essas foram pulverizadas em graal de ágata até a fração argila, analisadas no difratômetro X'Pert MPD-PRO da *PANalytical*, equipado com tubo de Cu e monocromador de grafite, ânodo de Co, em um intervalo de 5° a 75° 2θ, pertencente ao Laboratório de Caracterização Mineral da UFPA (LCM-UFPA). A identificação mineralógica foi realizada no *software* PANalytical X'PERT High Score versão 2006 através da comparação com o banco de dados do *Power Diffraction File-International Center for Diffraction Data*.

2.2.3 Microscopia eletrônica de varredura

Imagens de elétrons secundários foram obtidas do arcabouço dos arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai para melhor caracterização das relações texturais e mineralógica. As amostras foram metalizadas com ouro durante 1,5 min e analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura modelo Zeiss LEO-1430, pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da UFPA (LABMEV-UFPA). As condições de análises foram: voltagem de aceleração constante = 10Kv, distância de trabalho = 15 mm, w corrente do feixe de elétrons = 90 μA.

2.3 ICNOLOGIA

A icnologia é fundamentada na identificação de vestígios das atividades de vegetais e animais nos sedimentos e rochas sedimentares denominados de icnofósseis ou traços fósseis (Fernandes *et al.* 2010). Os traços fósseis identificados no Membro Inferior da Formação Raizama foram classificados de acordo com a toponomia, etologia, icnotrama, e icnofácies. Segundo Martinsson (1970), a toponomia compreende a posição dos fósseis dentro do substrato, compreendidos como: a) epicniais, quando estão no topo da camada; b) endicniais, entre ou dentro da camada; c) hipicniais, na base da camada; e d) 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 (*Ichnofabric*). Seis índices foram elaborados por Taylor & Goldring 1993: 1) 1-4%, bioturbação esparsa; 2) 5-30%, baixo índice de bioturbação baixa; 3) 31-60%, bioturbação moderada; 4) 61-90%, alto índice de bioturbação; 5) 91-99%, intensamente bioturbado; e 6) 100%, completamente bioturbado. 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*.

2.4 PROVENIÊNCIA

2.4.1 Paleocorrentes

A análise de paleocorrentes dos depósitos cambrianos do Grupo Alto Paraguai forneceram informações sobre a paleogeografia e paleodeclividade refletida no sentido do paleofluxo, fundamentais na indicação de possíveis áreas-fonte. A obtenção das paleocorrentes consistiu em medir a direção e inclinação das estratificações cruzadas e do acamamento. As medições foram realizadas com bússola, tratadas pelo *software Stereonet* 10.1.0, este também utilizado para confecção dos diagramas de roseta. Os padrões de paleocorrentes foram classificados predominantemente como unimodal e bimodal oblíquo (Tucker 2003). Nos estratos com mergulhos acima de 10° foram realizadas correções dos efeitos tectônicos para estruturas planas de acordo com Tucker (2003) (Figura 2.1).

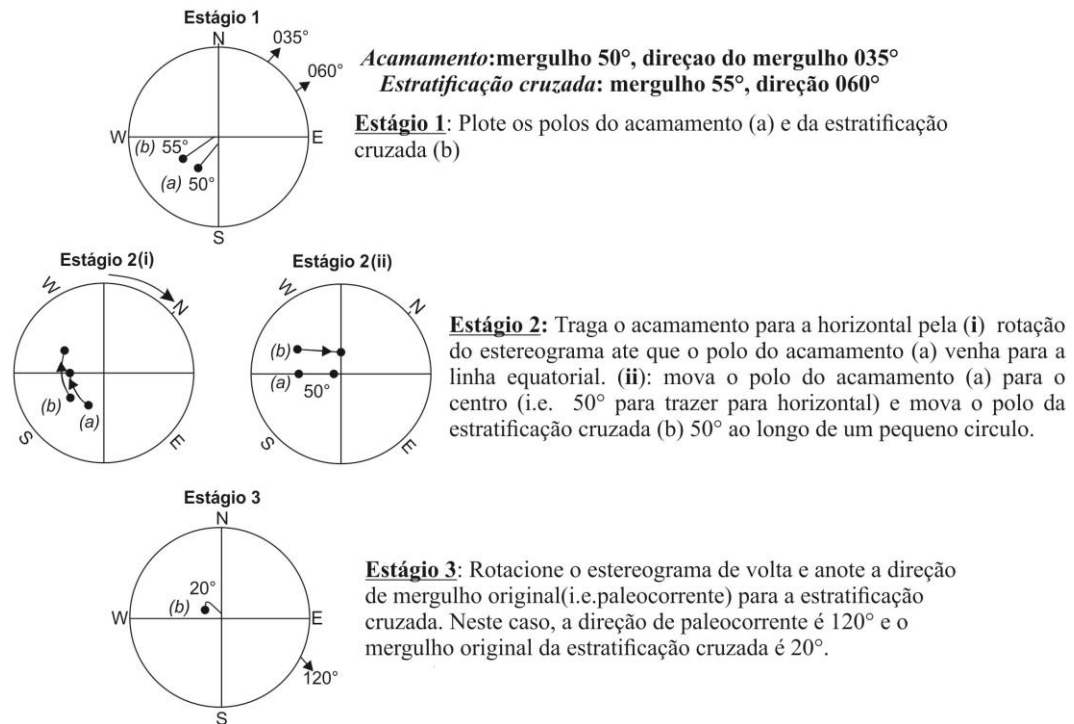


Figura 2.1- Correção de estratificações cruzadas dobradas por tectônica usando projeção estereográfica.
 Fonte: Modificado de Tucker (2003).

2.4.2-U-Pb em zircão detrítico

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, aliado ao conhecimento do ambiente deposicional e avaliação dos dados de paleocorrentes (Fedo *et al.* 2003). A amostra foi inicialmente triturada e separada nas frações 0,250–0,180 mm, 0,180–0,125 mm e $> 0,125$ mm por peneiramento. A separação e concentração de grãos de zircão foram feitas com auxílio do bromofórmio no Laboratório de Sedimentologia do Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) da UFPA. No Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB), 75 grãos de zircão foram selecionados e envoltos por um anel de plástico de 9 mm de diâmetro, posteriormente preenchidos por resina epóxi. Após secar, as amostras foram polidas e levadas ao microscópio eletrônico de varredura para realização de imagens das estruturas internas dos grãos de zircão.

Ainda nas dependências da UnB, 61 grãos de zircão foram analisados 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, seguindo-se os procedimentos analíticos e métodos descritos em Bühn *et al.* (2009). As razões isotópicas e idades foram corrigidas para Pb comum de acordo com o modelo de evolução do

Pb terrestre de Stacey & Kramers (1975). Análises com erros das razões isotópicas superiores a 5% (1σ) foram descartadas. O grau de concordância (Conc. %) entre as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ considerado aceitável foi de 90-110%. O diagrama Concórdia foi elaborado com o *Isoplot/EX v.3* de Ludwig (2003). As idades consideradas para as interpretações foram aquelas calculadas utilizando-se as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

2.4.3 Catodoluminescência

Grãos de quartzo de 11 seções delgadas representativas dos paleoambientes dos depósitos cambrianos foram aleatoriamente escolhidas e analisadas por catodoluminescência colorida (CL) no Laboratório de Catodoluminescência da UFPA. A luminescência de grãos de quartzo tem sido utilizada como uma importante ferramenta para indicação de proveniência (Augustsson & Bahlburg 2003, Boghs & Krinsley 2006). Os dados foram obtidos pelo equipamento modelo LEICA DM 4500 P LED. Nos arenitos com cimento dolomítico as imagens de CL foram adquiridas com feixe de correntes de elétrons variando de 200 a 300 μA e voltagem de aceleração constante de 20 kV, enquanto que nas demais amostras o feixe de correntes de elétrons variou de 130 a 170 μA e voltagem de aceleração constante de 20 kV com tempo de exposição variando de 10 a 92s em ambos os casos. Nas amostras utilizadas para cada paleoambiente foram contados 100 grãos de quartzo (Bennett & Basset 2005), interpretadas segundo Augustsson & Bahlburg (2003), Augustsson & Reker (2012), e Oliveira *et al.* (2017).

CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 FAIXA PARAGUAI NORTE

Nas últimas décadas a Faixa Paraguaí têm sido considerada uma importante unidade geotectônica do Gondwana Oeste, registro do tectonismo compressional durante o Neoproterozoico-Cambriano, final da orogenia Brasileiro (Almeida 1974, Alvarenga & Trompette 1988, Trindade *et al.* 2003, 2006, Tohver *et al.* 2010). Essa zona colisional foi pioneiramente denominada como Faixa Paraguaí-Araguaia (Almeida 1967), com extensão de cerca de 1500 Km englobando os estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e sudoeste de Goiás (Almeida 1984). Contudo, a identificação de uma descontinuidade sugeriu a subdivisão deste segmento em dois cinturões colisionais: a Faixa Araguaia (Tocantins-Araguaia) e a Faixa Paraguaí, respectivamente, na borda leste e sudeste do Cráton Amazônico, Província Tocantins (Almeida 1974, 1984, Alvarenga & Trompette 1988). Considerada como um cinturão colisional do tipo himalaiano (Hasui *et al.* 1993), a orogênese da Faixa Paraguaí é consensualmente atribuída a convergência dos blocos continentais Amazônico, São Francisco-Congo, e o Paraná (ou Parapanema), núcleo do Gondwana Oeste (Figura 3.1A) (Alkmin *et al.* 2001, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006, 2010, Cordani *et al.* 2009, 2013). Entretanto, duas hipóteses controversas sobre o período de formação e o cenário tectônico evolutivo da Faixa Paraguaí tem sido amplamente discutidas, baseadas principalmente em dados paleomagnéticos e geocronológicos (Cordani *et al.* 2013, Tohver *et al.* 2014).

A primeira hipótese sugere que o bloco Amazônico estava amalgamado ao Continente Laurentia durante o Ediacarano, separado dos blocos São Francisco-Congo e Paraná pelo Oceano Clymene (Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006; 2010). Esses blocos continentais teriam convergido somente no final da orogenia Brasileiro (540-520 Ma), levando ao fechamento do Oceano Clymene e conseqüente surgimento da Faixa Paraguaí associada a uma bacia tipo *foreland* no segmento norte (Tohver *et al.* 2006, 2010, Nogueira *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012, McGee *et al.* 2014, 2015, Santos *et al.* 2014b). Prévios estudos têm caracterizado as sucessões neoproterozoicas-cambrianas como depósitos carbonáticos e siliciclásticos plataformais (Nogueira *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012, Romero *et al.* 2013, Santos *et al.*, 2014b, 2017, Rudnitzki *et al.* 2016), sem evidências de sedimentação em ambientes de águas profundas. Paleoambientes relacionados a sistemas de leques submarinos submetidos a esforços compressionais foram constatados somente nas rochas metamorfizadas do Grupo Cuiabá (Alvarenga & Trompette 1992, Santos 2016), restringindo a sutura Paraguaí

a estas rochas (Nogueira *et al.* 2018). Sendo assim, o contexto desta pesquisa é coerente com a segunda hipótese para o sudeste do Cráton Amazônico. Esta propõe que a Faixa Paraguai estava formada no Criogeniano Superior (~640 Ma), resultado de sucessivas convergências entre blocos do núcleo do Gondwana Oeste (900-640Ma) (Cordani *et al.* 2013). Tais colisões teriam proporcionado o fechamento unicamente do Oceano Góias-Farusiano, e fusão completa do Gondwana Oeste por volta de 600 Ma (Figura 3.1A) (Cordani *et al.* 2013, Santosh *et al.* 2014). Essa tectônica convergente teria sido sucedida por esforços transtensivos que proporcionaram a instalação da bacia intracratônica no sudeste do Cráton Amazônico (Figura 3.1B), invertida no Ordoviciano (Cordani *et al.* 2013, Santos, 2016, Nogueira *et al.* 2018).

O arcabouço litoestratigráfico da bacia intracratônica invertida é constituído pelas rochas metamorfizadas do Grupo Cuiabá, fácies xisto verde, depositadas em um ambiente de margem passiva (Figuras 3.1C e 3.2) (Barros *et al.* 1982, Alvarenga & Trompette, 1992). Estes são sobrepostos em discordância pelos diamictitos da Formação Puga, registro do último evento glacial Marinano (~635 Ma) (Nogueira *et al.* 2003, Hoffman & Li 2009). Abruptamente recobrimo os diamictitos Puga estão as sequências carbonáticas plataformais do Grupo Araras, os quais evidenciam os eventos anômalos do Ediacarano relacionados a hipótese *Snowball Earth* (Nogueira *et al.* 2003, 2007). Após o período de exposição da plataforma Araras de aproximadamente 80 Ma, ocorreu a instalação da plataforma cambro-ordoviciano predominantemente siliciclástica do Grupo Alto Paraguai (Figura 3.2) (Santos *et al.* 2017, Afonso & Nogueira, 2018, Nogueira *et al.* 2018). Na porção sudoeste da bacia, estes depósitos siliciclásticos apresentam um contato erosivo com os carbonatos Araras passando para uma conformidade correlativa na porção central da bacia (Nogueira *et al.* 2007, Santos *et al.* 2014b). De acordo com Santos (2016) e Nogueira *et al.* (2018), essas unidades estão distribuídas em um domínio transpressivo (Figura 3.1C-C'), caracterizado pelo Grupo Cuiabá, e um domínio transtensivo, marcado pela sequência sedimentar criogeniana-ordoviciano da bacia intracratônica invertida.

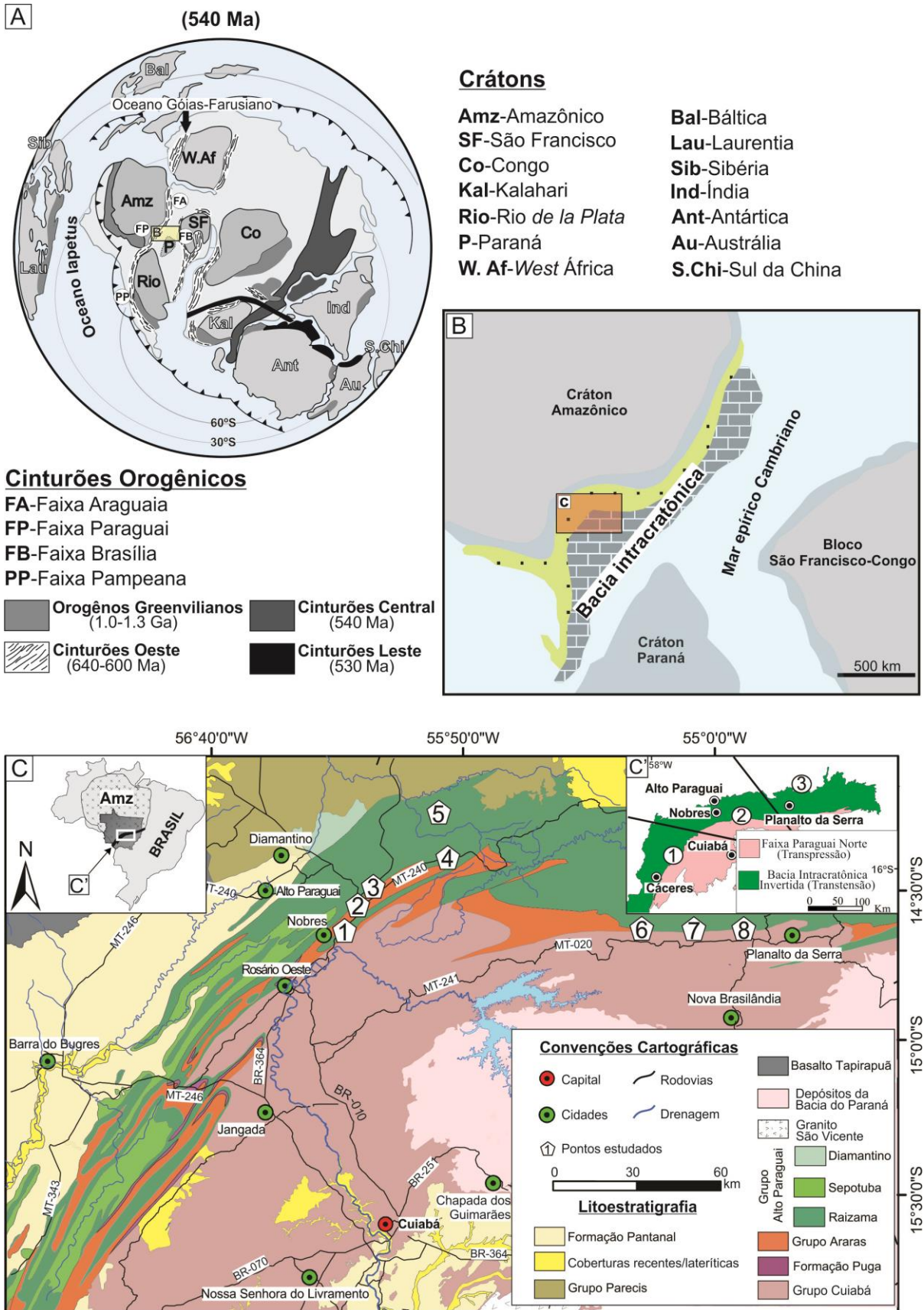


Figura 3.1- Contexto geológico do sudeste do Cráton Amazônico. (A e B) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Gondwana no Cambriano (540 Ma), com o posicionamento da bacia intracratônica do sudeste do Cráton Amazônico. (C) Arcabouço litológico e tectônico (C') do sudeste do Cráton Amazônico
 Fonte: Modificado de (a) Santosh *et al.* 2014, (c) (Valente *et al.* 2004, Santos, 2016, Nogueira *et al.* 2018).

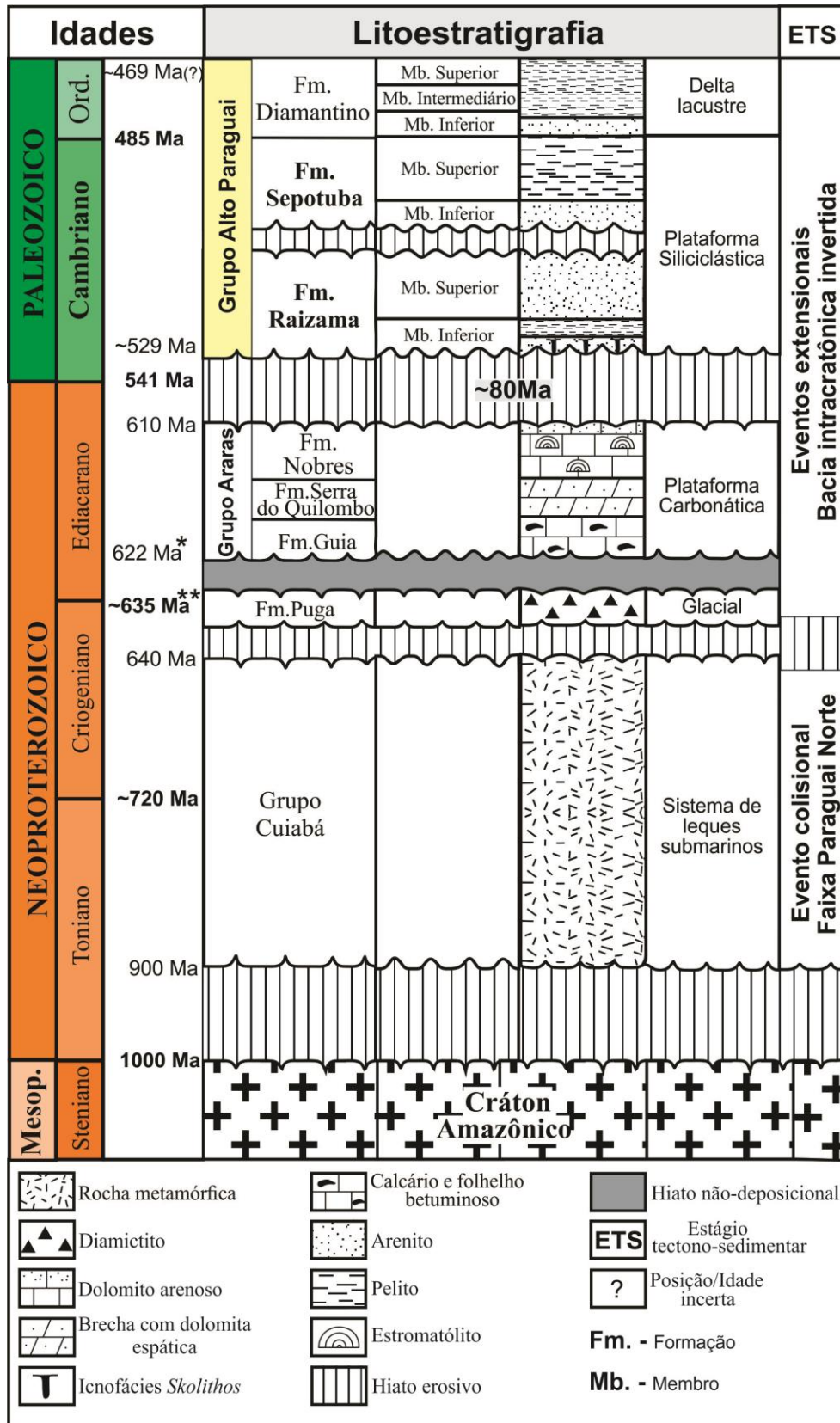


Figura 3.2 – Proposta litoestratigráfica para a bacia intracratônica invertida do sudeste do Cráton Amazônico, com destaque ao Grupo Alto Paraguai.

Fonte: Modificado de Silva Jr. (2011), Nogueira *et al.* (2018). (*) Nogueira *et al.* (2003); (**) Romero *et al.* (2013).

3.2 GRUPO ALTO PARAGUAI

As primeiras citações acerca das rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai foram feitas pelo Conde Francis de Castelnau (1850) durante sua visita a Serra do Tombador, expressa em sua obra “*Expédition dans les parties centrales de l’Amérique du Sud*”. Evans (1894) denominou os arenitos feldspáticos de *Rizama Sandstone*, sobrepostos discordantemente a unidade por ele denominada de *Arara Limestone*, durante viagem de reconhecimento geológico na porção centro-oeste do Mato Grosso. Almeida (1964) definiu o Grupo Alto Paraguai como um grupo de rochas pré-silurianas com espessura de 3000 m sobrepostos aos carbonatos Araras, composto pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino (Figura 3.3). A Formação Raizama seria composta por arenitos, siltitos e folhelhos subordinados, com espessura de até 1600 m. A Formação Sepotuba compreenderia folhelhos argilosos, siltitos, arenitos e calcários subordinados com cerca de 900 m de espessura. A Formação Diamantino seria caracterizada por arcóseos, siltitos e folhelhos com calcários subordinados, com espessura de aproximadamente 600 m.

Posteriormente, outras propostas estratigráficas foram sugeridas para o Grupo Alto Paraguai baseadas principalmente na composição litológica, na maioria das vezes, com intuito de correlacionar as unidades da Faixa Paraguai Norte com as de Corumbá e Serra do Bodoquena, na parte Sul da Faixa Paraguai (Figura 3.3) (Hennies 1966, Figueiredo & Olivatti 1974, Guimarães & Almeida 1972, Luz *et al.* 1980). Barros & Simões (1980) reavaliaram a denominação “Alto Paraguai” ao admitir a mapeabilidade das formações Sepotuba e Diamantino (Figura 3.3), anteriormente reunida em uma só unidade por Vieira (1965). Barros *et al.* (1982) propuseram o termo “Moenda” para os paraconglomerados encontrados na Província Serrana em substituição à denominação “Puga” adotada por Del’ Arco *et al.* (1981) (Figura 3.3), dessa forma redefinindo o Grupo Alto Paraguai.

Somente com Nogueira & Riccomini (2006) a proposta estratigráfica de Almeida (1964) para o Grupo Alto Paraguai veio a ser reafirmada (Figura 3.3). Alvarenga *et al.* (2007) e Figueiredo *et al.* (2008) propuseram uma nova unidade estratigráfica para a base do Grupo Alto Paraguai, Formação Serra Azul, formada por diamictitos e siltitos com até 300 m de espessura relacionados ao evento glacial *Gaskiers* (580 Ma) (Figura 3.3). Recentemente, Silva Jr. (2011) informalmente acrescentou membros as formações do Grupo Alto Paraguai (Figura 3.3), mantendo a proposta litoestratigráfica de Almeida (1964), porém afirmando que esse grupo de rochas siliciclásticas teria uma espessura de aproximadamente 2400 m. Esta é a proposta estratigráfica adotada neste trabalho pela abrangência litoestratigráfica e

paleoambiental, considerando associações de fácies, contatos, e superfícies estratigráficas entre as unidades. Santos *et al.* (2017) e Afonso & Nogueira (2018) desconsideraram a Formação Diamantino como unidade topo do Grupo Alto Paraguai atribuindo esta a abertura ordoviciana das bacias do Parecis e Paraná (Figura 3.3). Todavia, o sistema lacustre Diamantino representaria o registro do fechamento do mar epírico Cambriano, assim, parte integrante da evolução estratigráfica do Grupo Alto Paraguai (Figura 3.3) (Bandeira *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2018).

Inicialmente, o referencial de idade de máxima deposição 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). Posteriormente, idades U-Pb em zircão detríticos desse mesmo batólito forneceram idades de 518 ± 8 Ma (McGee *et al.* 2012). Sedimentos argilosos da Formação Sepotuba datados pelo método Rb/Sr forneceram idades deposicionais de 569 ± 20 Ma (Cordani *et al.* 1978), admitidas mais tarde 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 a confiabilidade dos dados. Idades Sm-Nd em rocha total também foram obtidas do topo do Grupo Alto Paraguai forneceram idades de 1.50 a 1.68 Ga (Dantas *et al.* 2009). Além disso, idades de máxima deposição U-Pb em zircão detrítico de 541 ± 7 Ma e 528 ± 9 Ma e Ar-Ar em muscovita de 631 ± 9 Ma e 544 ± 7 Ma foram atribuídas a estes depósitos. Em todos os casos, os sedimentos para o topo do Grupo Alto Paraguai seriam provenientes da Faixa Brasília e/ou Paraguai, e Maciço Góias (Dantas *et al.* 2009, Bandeira *et al.* 2012, McGee *et al.* 2014, 2015).

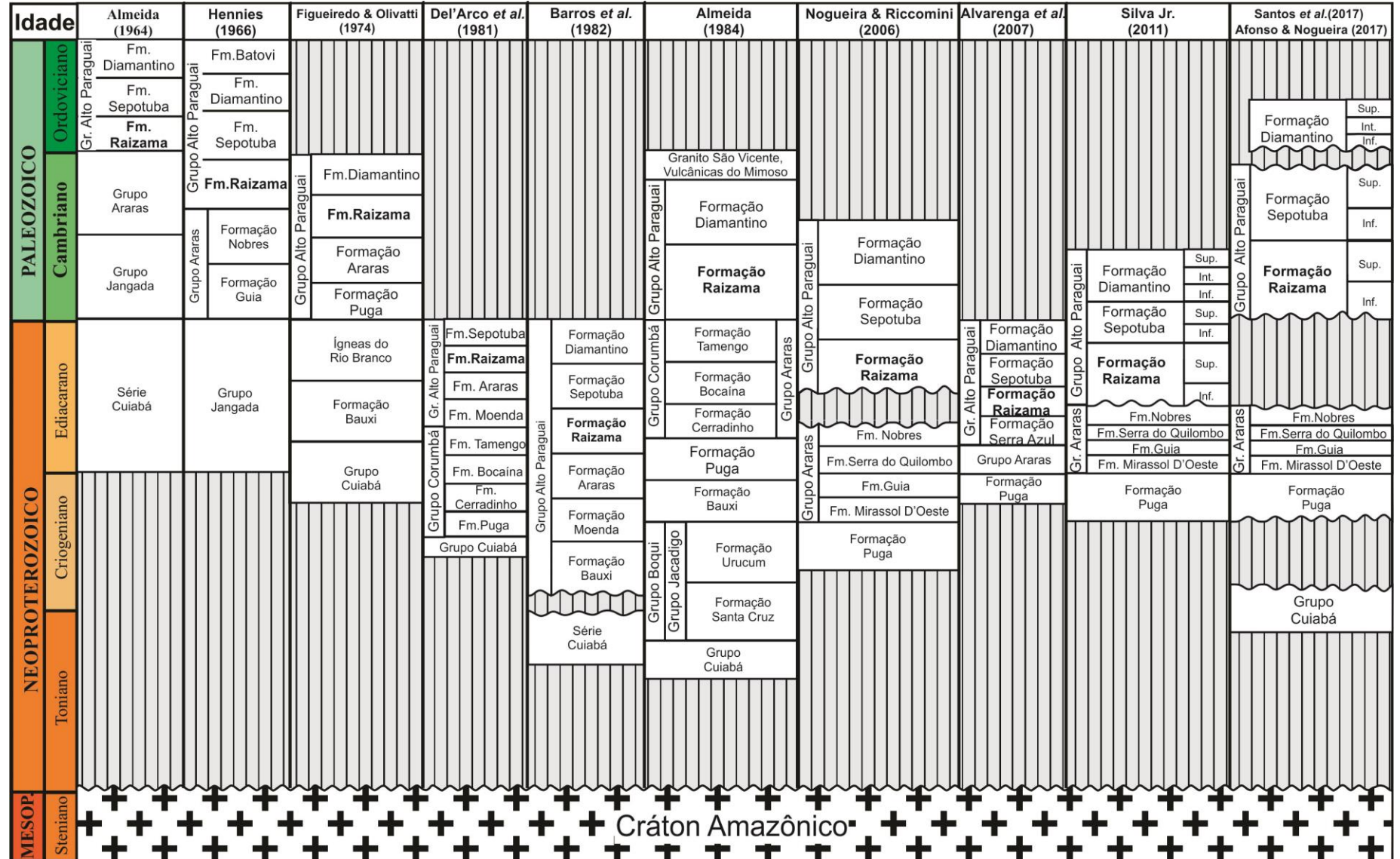


Figura 3.3- Evolução das principais propostas litoestratigráficas para Grupo Alto Paraguai, destaque a Formação Raizama.

3.2.1 Formação Raizama

A Formação Raizama foi originalmente referida pelo Conde Francis de Castelnau (1850). Evans (1894) chamou de “*Rizama Sandstone*” aos arenitos feldspáticos, grafando erroneamente o nome de um pequeno povoado na estrada para Barra do Bugres. Vários outros autores contribuíram para a estratigrafia da Formação Raizama embasados somente em conceitos litológicos (Almeida 1964, Hennies 1966, Guimarães & Almeida 1972, Figueiredo & Olivatti 1974, Barros & Simões 1980, Luz *et al.* 1980, Del’Arco *et al.* 1981, Barros *et al.* 1982). Dentre esses, o trabalho pioneiro de Almeida (1964) se destaca por inserir uma proposta paleoambiental aos depósitos da Formação Raizama, caracterizada por águas pouco profundas, epineríticas, com uma bacia em continua subsidência atestada pela grande espessura dessa formação (1600 m) (Figura 3.3). Figueiredo & Olivatti (1974) um paleoambiente marinho epinerítico a essa Formação, com uma gradativa mudança para um ambiente continental relacionados a uma regressão marinha (Figura 3.3). Dardenne (1980) caracterizou os arenitos Raizama como oriundos de uma sedimentação costeira litorânea. Barros *et al.* (1982) afirmaram que estes arenitos indicariam o início de uma fase regressiva dentro do ambiente marinho, baseados na intercalação de arenitos com camadas de *chert* e dolomito (Figura 3.3).

Para Silva Jr. (2011) a Formação Raizama é caracterizada por arenitos e pelitos distribuídos em um membro inferior e um membro superior, compreendendo uma sucessão com espessura em torno de 570 m (Figura 3.3). 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 paleoambiente de plataforma marinha, localmente influenciada por fluxo detríticos, 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, silixitos, depositados em face litorânea dominada por onda, tempestades e maré associada a uma planície costeira com canais fluviais entrelaçados. Baseado nesta proposta, Santos *et al.* (2014b) relacionou os depósitos da Formação Raizama na região de Nobres a um sistema flúvio-costeiro.

As melhores exposições do Membro Inferior da Formação Raizama são observadas na região de Nobres, Serra do Tombador, conformados sobre os depósitos da Formação Nobres

(Silva Jr. 2011, Santos *et al.* 2014b, Rudnitzki 2015). No sudoeste da bacia, este limite é caracterizado pelo contato brusco e erosivo com os dolomitos e arenitos de planície de maré da Formação Nobres (Nogueira & Riccomini 2006, Nogueira *et al.* 2007). 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.

Datações Sm/Nd em rocha total obtiveram idades de 1.50-1.68 Ga para os depósitos da Formação Raizama (Dantas *et al.* 2009). Idades U-Pb em zircão detrítico desses depósitos variaram de 635 a 1560 Ma, enquanto as idades Ar-Ar em muscovita de 899 a 1520 Ma (McGee *et al.* 2014, 2015). A fonte de sedimentos para as sucessões siliciclásticas da Formação Raizama tem sido considerada principalmente o Cráton Amazônico, não sendo desconsideradas contribuições da Faixa Brasília e Paraguai, Maciço Góias, e possivelmente do Bloco Paranapanema (Dantas *et al.* 2009, McGee *et al.* 2014, 2015). Embora as idades para esses depósitos variem de Paleo- a Neoproterozoicas, o posicionamento estratigráfico destes depósitos acima dos carbonatos Ediacaranos Araras sugere idade ediacarana-cambriana (Nogueira *et al.* 2007, McGee *et al.* 2014, 2015). No entanto, recentes descobertas tem atestado a presença de traços fósseis infaunais na base do Membro Inferior da Formação Raizama indicando idades do Cambriano inferior ou mais recentes (Santos *et al.* 2017).

3.3 O CAMBRIANO

O Cambriano (541-485 Ma) é caracterizado principalmente pelo evento de diversificação da vida marinha, a 'Explosão Cambriana' (Conway Morris 2000, Mángano & Buatois 2012). Essa revolução bioevolutiva consistiu na mudança dos organismos vendobiontes epifaunais da biota de Ediacara, para abundantes e diversificados metazoários complexos com esqueleto mineralizado (Figura 3.4) (Bottjer *et al.* 2000, Seilacher 2007, Laflamme *et al.* 2013, Shu *et al.* 2014). Tais inovações condicionaram ao retrabalhamento e consequente infaunalização do substrato pelos organismos bilaterianos, essas nomeadas como

‘Revolução Agronômica’ (Figura 3.4) (Seilacher & Pflüger 1994, Seilacher 1999, Bottjer *et al.* 2000, Mángano & Buatois 2014, 2016). Assim, os substratos coesos ediacaranos (*matgrounds*), cobertos por esteiras microbiais, foram gradativamente substituídos por substratos incoesos (*mixgrounds*) no Cambriano, caracterizados por *soupy grounds* de poucos centímetros de espessura homogêneos pela intensa bioturbação (Figura 3.4) (Bottjer *et al.* 2000, Seilacher 2007). A alta diversidade e abundância possibilitaram a determinação de zonas bioestratigráficas definidas pelo *datum* de primeiro aparecimento de organismos ou evidências fósseis usados para caracterização e correlações globais de seções-tipo (Landing *et al.* 2013). A Icnozona *Treptichnus pedum* ou *Tricophycuphus pedum*, coincidente com a seção-tipo do Cambriano, Newfoundland, Canadá, representando assim a base deste período (Brasier *et al.* 1994, Gehling *et al.* 2001, Seilacher *et al.* 2005). Contudo, o *T. pedum* não representaria ainda o estilo bioturbacional infaunal que desencadearam a alta diversidade das icnocenoses cambrianas (Seilacher 2007).

Análises do conteúdo icnofossilífero global forneceram um modelo de mudanças comportamentais e evolutivas na transição do Ediacarano-Cambriano, baseado em dados da literatura, materiais de coleções e de campos (Mángano & Buatois 2014). De acordo com estes, no Fortuniano o grau de bioturbação nos depósitos permanecia notavelmente baixo (Índice de bioturbação (IB) = 0.5-3), revelando somente um ligeiro aumento em relação à icnofauna do Ediacarano (Figura 3.4). Embora tenha ocorrido uma significativa expansão do modo de vida infaunal, o substrato (*firmgrounds*) ainda era pouco explorado em comparação aos depósitos cambrianos mais novos (Droser *et al.* 2004). Os traços fósseis somente penetravam os primeiros centímetros do sedimento, tipicamente paralelos ao plano do acamamento, causando pouco retrabalhamento na fábrica sedimentar primária. No estágio 2 do Cambriano, o grau de bioturbação mostra um aumento acentuado (IB= 2,3-6), e um drástico aumento na profundidade das perfurações (>1m), expressando efetivamente a Explosão Cambriana (Figura 3.4). A inovação mais importante durante este estágio foi o aparecimento de depósitos de arenitos exibindo abundantes perfurações verticais formando *Skolithos piperocks*, características estas que sugeriram um novo referencial de idade para os depósitos siliciclásticos da base do Grupo Alto Paraguai (Santos *et al.* 2017). A maioria destas perfurações verticais é revestida, representando domicílios permanentes de organismos suspensívoros e predadores passivos (Pemberton & Frey 1984). O estágio 3 do Cambriano revela um aumento significativo de organismos infaunais em relação ao estágio 2, principalmente relacionado ao aparecimento de icnotaxons detritívoros (Figura 3.4), porém sem aumento do índice de bioturbação (IB= 2-6). Por fim, a icnofaunas do estágio 4 do

Cambriano não mostram nenhuma mudança significativa na icnodiversidade global (Figura 3.4). Pesquisas recentes tem constatado a persistência de esteiras microbianas no substrato durante o Cambriano, indicando que os *matgrounds* tenham sido ambientalmente restritos na transição Ediacarano-Cambriano em conjunto com o aumento da icnodiversidade (Figura 3.4) (Buatois *et al.* 2014).

A Revolução Cambriana teria sido condicionada pela oxigenação e mudança da composição da água dos oceanos relacionada ao final das glaciações ligadas a hipótese de *Snowball Earth* (Figura 3.4) (Zhang *et al.* 2014). Glacioeustasia e/ou a abertura do Oceano Iapetus (~600 Ma) foram hipoteticamente as causas dos eventos transgressivos que inundaram as bordas dos blocos continentais do supercontinente Gondwana formando mares epíricos em latitudes baixas a intermediárias (Veevers 2004, Torsvik & Cocks 2013, Dalziel 2014, Babcock *et al.* 2015, Merdith *et al.* 2017). Embora totalmente amalgamado no Cambriano, o supercontinente continuava emergente provavelmente devido a soerguimentos epirogenéticos pós-colisionais permitindo o influxo de nutrientes para os mares rasos favorecendo também a radiação do Cambriano (Veevers, 2004, Santosh *et al.* 2014). Na América do Sul, mares epíricos relacionados a bacias intracontinentais persistiram do Neoproterozoico ao Paleozoico sendo o fechamento das conexões oceânicas marcado por sistemas lacustres (Bandeira *et al.* 2012, Torsvik & Cocks 2013, Abrantes *et al.* 2016, Uriz *et al.* 2016, Santos *et al.* 2017, Paula-Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2018).

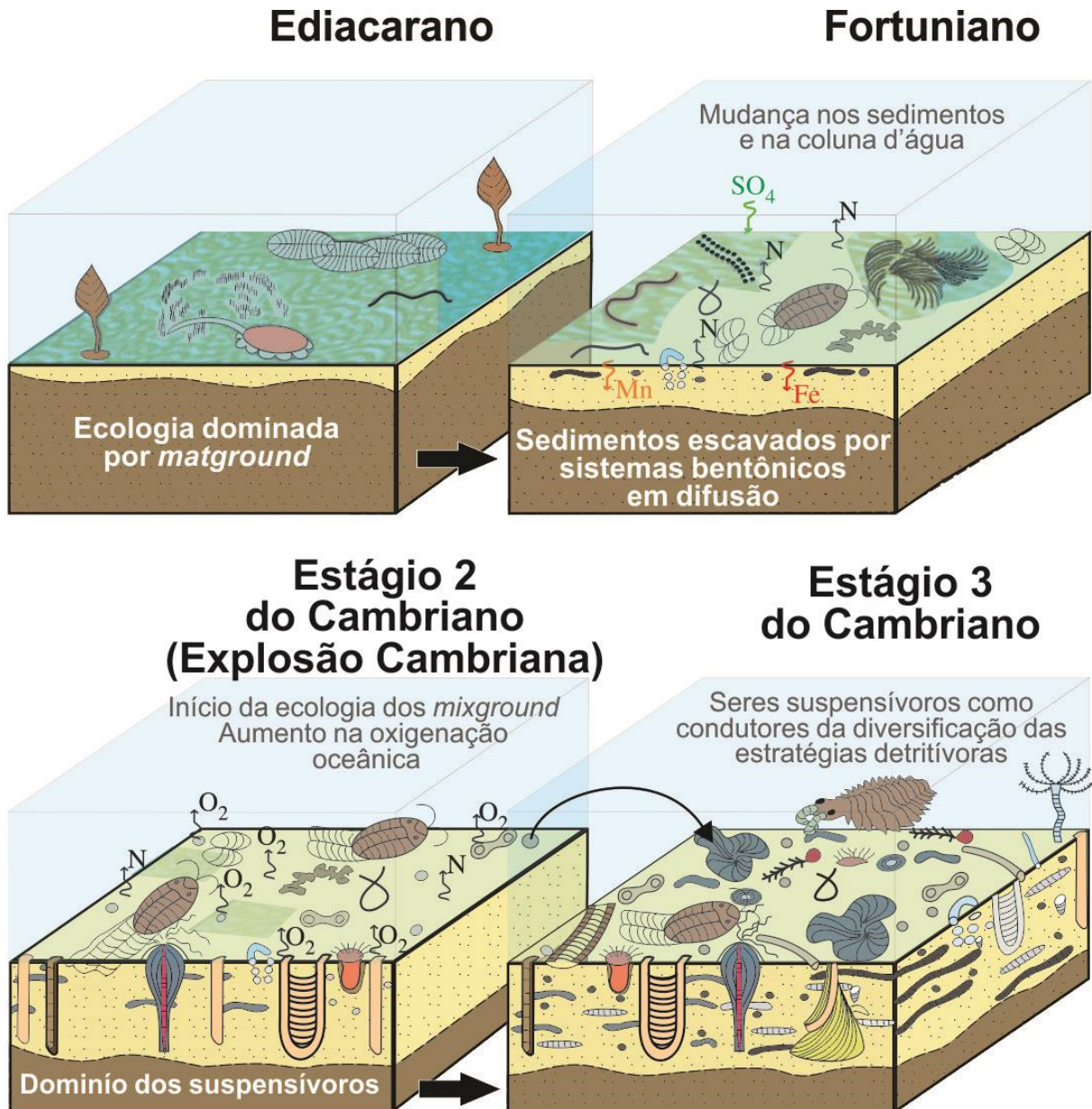


Figura 3.4 – Mudanças bioevolutivas da fauna bentônica que habitavam o substrato de mares epíricos ao longo da transição Ediacarano-Cambriano.

Fonte: Modificado de Mángano & Buatois (2014).

CAPÍTULO 4 ICHNONOLOGIC EVIDENCE OF A CAMBRIAN AGE IN THE SOUTHERN AMAZON CRATON: IMPLICATIONS FOR THE ONSET OF THE WESTERN GONDWANA HISTORY*

Hudson P. Santos¹, M. Gabriela Mángano², Joelson L. Soares¹, Afonso C.R. Nogueira¹, José Bandeira¹, Isaac D. Rudnitzki¹

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Rua Augusto Corrêa s/n, Belém 66075-110, Brazil (HUDSON@UFPA.BR)

²Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatchewan, Canada SK S7N 5E2

***Published in the Journal of South American Earth Sciences**



Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history



Hudson P. Santos^{a, *}, M. Gabriela Mángano^b, Joelson L. Soares^a, Afonso C.R. Nogueira^a, José Bandeira^a, Isaac D. Rudnitzki^a

^a Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Rua Augusto Corrêa s/n, Belém 66075-110, Brazil

^b Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatchewan S7N 5E2, Canada

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 January 2017

Received in revised form

17 March 2017

Accepted 17 March 2017

Available online 20 March 2017

ABSTRACT

Colonization of the infaunal ecospace by burrowing bilaterians is one of the most important behavioral innovations during the Ediacaran-Cambrian transition. The establishment of vertical burrows by suspension feeders in high-energy nearshore settings during Cambrian Age 2 is reflected by the appearance of the *Skolithos* Ichnofacies. For the first time, unquestionable vertical burrows typical of the *Skolithos* Ichnofacies, such as *Skolithos linearis*, *Diplocraterion parallelum* and *Arenicolites* isp., are recorded from nearshore siliciclastic deposits of the Raizama Formation, southeastern Amazon Craton, Brazil. Integration of ichnologic and sedimentologic datasets suggests that these trace fossils record colonization of high-energy and well-oxygenated nearshore sandy environments. Chronostratigraphically, the presence of these vertical burrows indicates an age not older than early Cambrian for the Raizama Formation, which traditionally has been regarded as Ediacaran. Therefore, the Raizama ichnofauna illustrates the advent of modern Phanerozoic ecology marked by the Agronomic Revolution. The discovery of the *Skolithos* Ichnofacies in these shallow-marine strata suggests possible connections between some central Western Gondwana basins.

© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The Ediacaran-Cambrian transition is signaled by an increase in diversity and complexity of trace fossils, reflecting a wide variety of substrate exploitation strategies by benthic organisms on the seafloor (Seilacher, 1999; Bottjer et al., 2000; Buatois et al., 2014; Mángano and Buatois, 2014, 2016). In contrast, Ediacaran marine substrates mostly consist of matgrounds which preferentially favor soft-bodied preservation of the Ediacaran biota dominated by epifaunal organisms of limited motility (Seilacher and Flüger, 1994; Seilacher, 1999; Gehling, 1999; Callow and Brasier, 2009).

The appearance of burrowing bilaterians was conducive to increased substrate reworking (Seilacher, 1999; Bottjer et al., 2000; Mángano and Buatois, 2014, 2016). These innovations led to matground obliteration and their replacement by mixgrounds characterized by centimetric soupy substrates homogenized by intense

bioturbation (Seilacher, 1999; Bottjer et al., 2000). Whereas matgrounds persisted during the Fortunian, infaunal activities intensified during Cambrian Age 2 particularly with the colonization of nearshore sands by infaunal suspension feeders, which are typically included in the *Skolithos* Ichnofacies (Mángano and Buatois, 2014, 2016). Such Cambrian changes in substrate are referred to as 'the Agronomic Revolution' (Seilacher and Flüger, 1994; Seilacher, 1999).

Vertical burrows of the *Skolithos* Ichnofacies are recorded for the first time in siliciclastic deposits of the Raizama Formation, Alto Paraguay Group, on the southeast edge of the Amazon Craton, in the Paraguay Belt in Brazil (Fig. 1A). The dearth of volcanic or carbonate layers, body fossils or trace fossils in these deposits has historically precluded the establishment of precise ages, and the Raizama Formation has been regarded as Ediacaran, based only on litho- and chronostratigraphic relations (e.g. Bandeira et al., 2012; Romero et al., 2012). The aims of this paper are to document the presence of ichnofabrics dominated by vertical burrows and to evaluate their implications for the age of the Raizama Formation and to the Western Gondwana assembly.

* Corresponding author.

E-mail address: HUDSON@UFPA.BR (H.P. Santos).

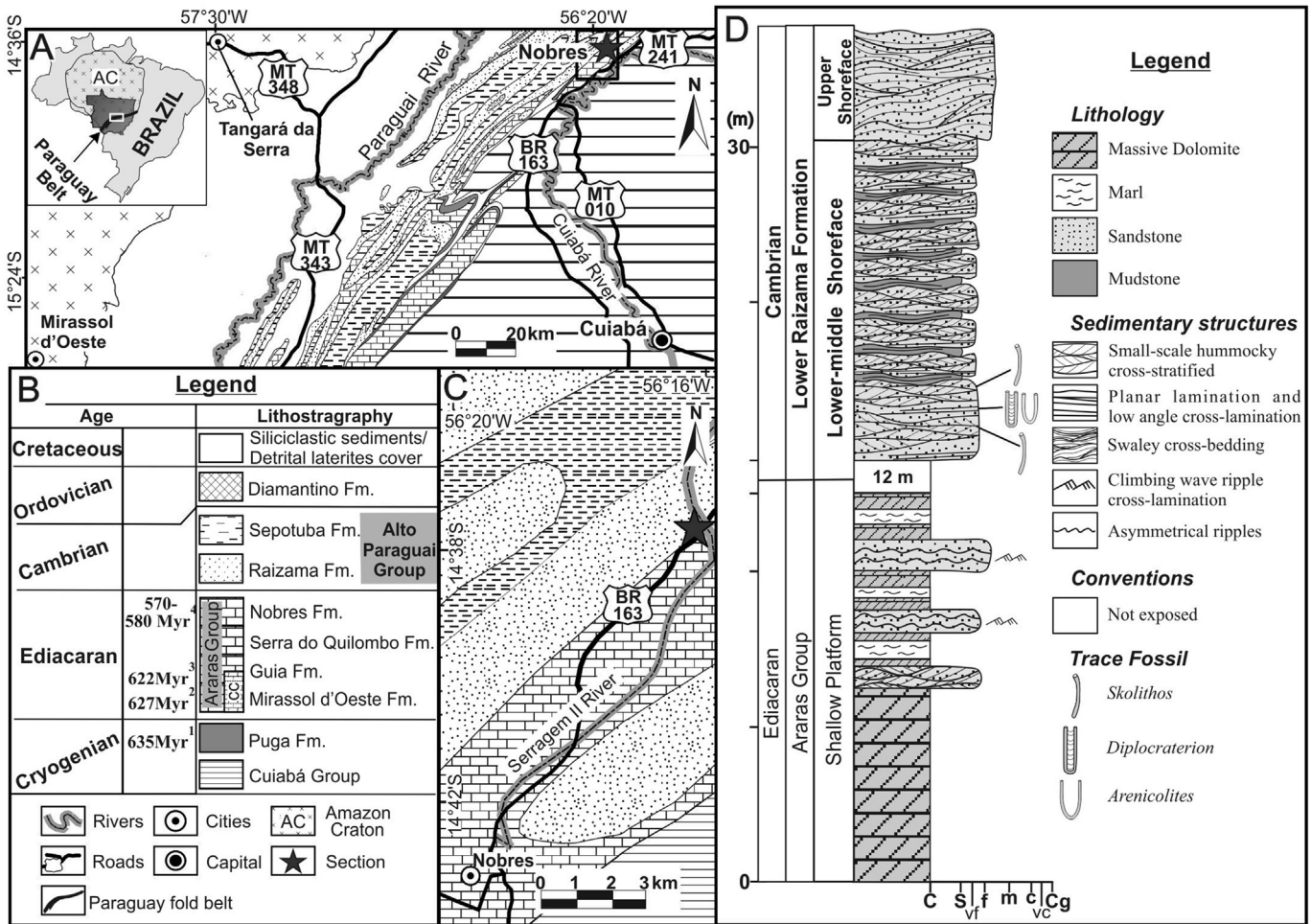


Fig. 1. (A) Geologic map of the southeast margin of Amazon Craton (AC), Mato Grosso State, highlighting the location of study area (black square). (B) Lithostratigraphic framework showing radiometric ages: 1- Nogueira et al., 2003; 2- Babinski et al., 2006; 3- Romero et al., 2012; 4- Hidalgo, 2007 Fm- Formation, CC- Carbonate Cap. (C) Geologic map showing location of the measured section of Raizama Formation bearing trace fossils (star) in the Nobres region. (D) Stratigraphic log of the Raizama Formation showing the distribution of trace fossils in the shoreface deposits. Abbreviations: m-meter, C-clay, S-silt, sandstone (vf-very fine, f-fine, m-medium, c-coarse, vc-very coarse), Cg-conglomerate.

2. Geological framework

The Paraguay Belt is a prominent folded belt in the southeast edge of Amazon Craton resulting from the end of the Brasiliano orogeny (900–640 Ma) (Cordani et al., 2013). Lithostratigraphically, the Paraguay Belt is composed by metamorphic rocks of the Cuiabá Group covered by glacial diamictites of the Puga Formation abruptly overlain by carbonates rocks of the Araras Group which records a Snowball Earth episode (Fig. 1B) (Barros et al., 1982; Hoffman and Schrag, 2002; Nogueira et al., 2003). Unconformably above are the siliciclastic deposits of the Alto Paraguai Group attributed to the closure of the Ediacaran-Cambrian foreland basin located in the Amazon Craton border (Fig. 1B) (Bandeira et al., 2012).

The Alto Paraguai Group is originally composed of the Raizama, Septotuba and Diamantino formations (Almeida, 1964). The Raizama Formation comprises a 700 m thick siliciclastic succession informally subdivided into the Upper and Lower members (Silva Jr., 2011). Towards the west of the Paraguay Belt, the Raizama Formation rests erosively on top of carbonates of the Araras Group (Nogueira et al., 2007), whereas in the central part the contact between these two units is inferred as transitional, correlative conformity (Santos et al., 2014). The uppermost contact with the tidal- and storm-influenced shoreface/offshore-transition deposits

of the Septotuba Formation is gradational (Silva Jr., 2011; Bandeira et al., 2012).

The studied deposits of the Raizama Formation in the Tombador Sierra of the Nobres region are interpreted as a progradational storm- and wave-influenced shallow-marine succession with 480 m thick (Fig. 1C) (Santos et al., 2014). The trace fossils occur in shoreface deposits of the lower interval of the Lower Member (Fig. 1D). The Lower Member consists of parallel-laminated and small-scale hummocky cross-stratified sandstone interbedded with parallel-laminated mudstone that grades upward into swaley cross-stratified sandstone, forming a shallowing-upward succession (Fig. 1D) (Santos et al., 2014).

3. Trace fossils

3.1. *Skolithos linearis*

This ichnotaxon consists of endichnial, vertical to oblique, simple, cylindrical, thinly lined burrows. Burrow length is 40–60 mm and diameter is 1–3 mm (Fig. 2A and B). Typically the burrows are passively infilled by massive coarse-grained silt to very fine- and fine-grained sand cemented by dolomite, although laminated infill involving downward advection is locally present (Fig. 2C). The material that infill the burrows presents the same grain-size and

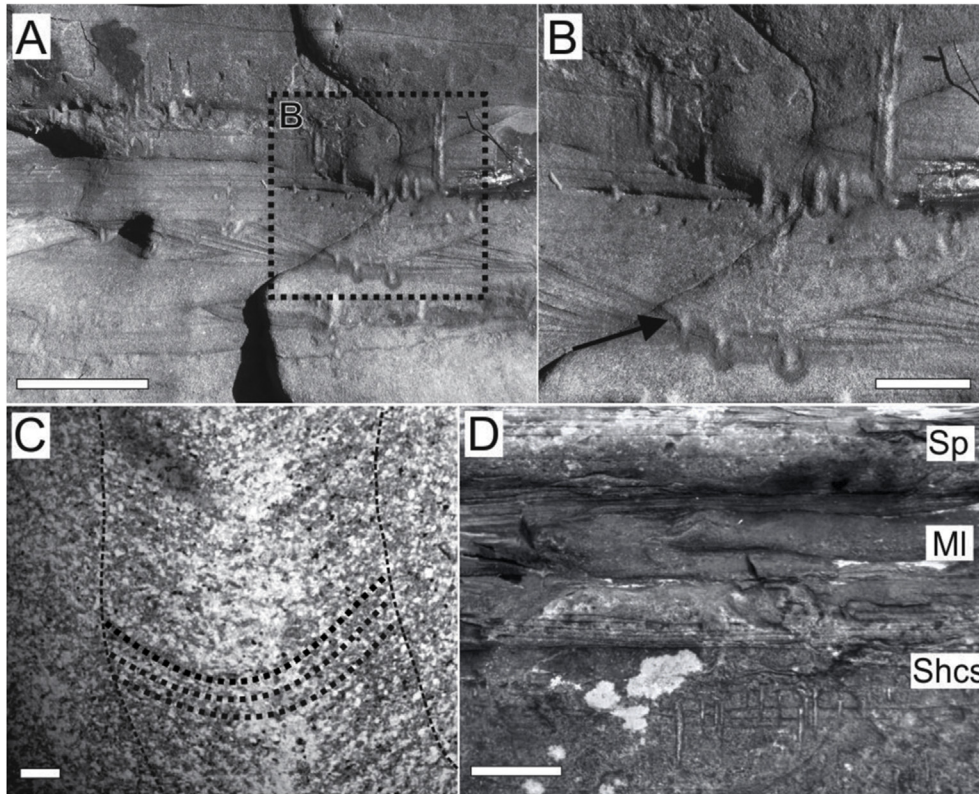


Fig. 2. *Skolithos linearis* from the Lower Raizama Formation. (A) General cross-sectional view of *Skolithos linearis* in small-scale hummocky cross-stratified, very fine-grained sandstone. Scale bar = 50 mm. (B) Close up of *Skolithos* in A. Some burrows are erosionally truncated (black arrow). Scale bar = 20 mm. (C) *Skolithos linearis* in thin section showing downward advection (dashed line) by passive laminated infill. Scale bar = 0.2 mm. (D) Heterogeneous distribution of *Skolithos*. Shcs- Small-scale hummocky cross-stratified sandstone, MI- Laminated mudstone, Sp- Parallel-laminated sandstone. Scale bar = 50 mm.

mineralogy as the host rock (Fig. 2C). *Skolithos linearis* occurs in small-scale hummocky cross-stratified, very fine-to fine-grained sandstone, displaying an uneven distribution both laterally and vertically (Fig. 2D). Some burrows are truncated by wave-induced structures (Fig. 2B). Bioturbation index (BI) *sensu* Taylor and Goldring (1993) in these deposits is 0–3.

3.2. *Diplocraterion parallelum*

Diplocraterion parallelum consists of endichnial cylindrical, vertical U-shaped burrows (Fig. 3A–C). Spreite is retrusive. Burrow height is 30–50 mm and width is 11–15 mm. Both burrows and spreite are filled by the same material as the host rock (i.e. coarse-grained silt to fine-grained sand cemented by dolomite). In some cases, only spreite is observed and limbs are not apparent. *Diplocraterion parallelum* is sparsely distributed in parallel-to hummocky cross-stratified very fine-to fine-grained sandstone (Fig. 3A). Bioturbation index (BI) *sensu* Taylor and Goldring (1993) in these deposits is 0–2.

3.3. *Arenicolites isp.*

Arenicolites isp. consists of endichnial, cylindrical, vertical U-shaped burrows (Fig. 3A). This ichnotaxon is distinguished from *Diplocraterion* by the absence of spreiten. Burrow diameter is 4–5 mm, distance between burrow arms is 16–18 mm (Fig. 3D), and height is 14–17 mm. The material that infill the burrows displays the same composition of the host rock (i.e. coarse-grained silt to fine-grained sand cemented by dolomite). *Arenicolites isp.* is generally associated with *Diplocraterion*. It is sparsely distributed in

parallel-to hummocky cross-stratified very fine-to fine-grained sandstone, BI in these deposits is 0–2 (Fig. 3A).

4. Discussion

4.1. Biogenicity

Vertical structures similar to *Skolithos* and *Diplocraterion* may be in rare instances mistaken for structures produced by inorganic processes such as sediment collapse or fluid escape (Karcz et al., 1974; Buck and Goldring, 2003; Seilacher, 2007). Commonly, these processes are mediated by organic matter involving fluidization processes (Cloud et al., 1974; Buck and Goldring, 2003; Corsetti and Grotzinger, 2005).

Laboratory experiments by Buck and Goldring (2003) investigated the deformation triggered by sediment collapse. Conical sedimentary structures reproduced by these experiments presented U- or V-shaped downwarping sedimentary laminations yielding structures that may resemble spreiten. Although these authors did not carry out experiments to assess fluidization processes, some criteria to recognition of fluid escape structures are discussed.

Structures generated by gas or liquid escape leads to the homogenization or deformation of the sediments just below the occurrence of tubular or collapse structures (Buck and Goldring, 2003). Furthermore, fluid escape structures are usually vertical and/or show upwardly deformed meniscate laminae mimicking *Skolithos* and, more rarely, *Diplocraterion* (Buck and Goldring, 2003; Seilacher, 2007).

Evidence of inorganic processes was not observed in the

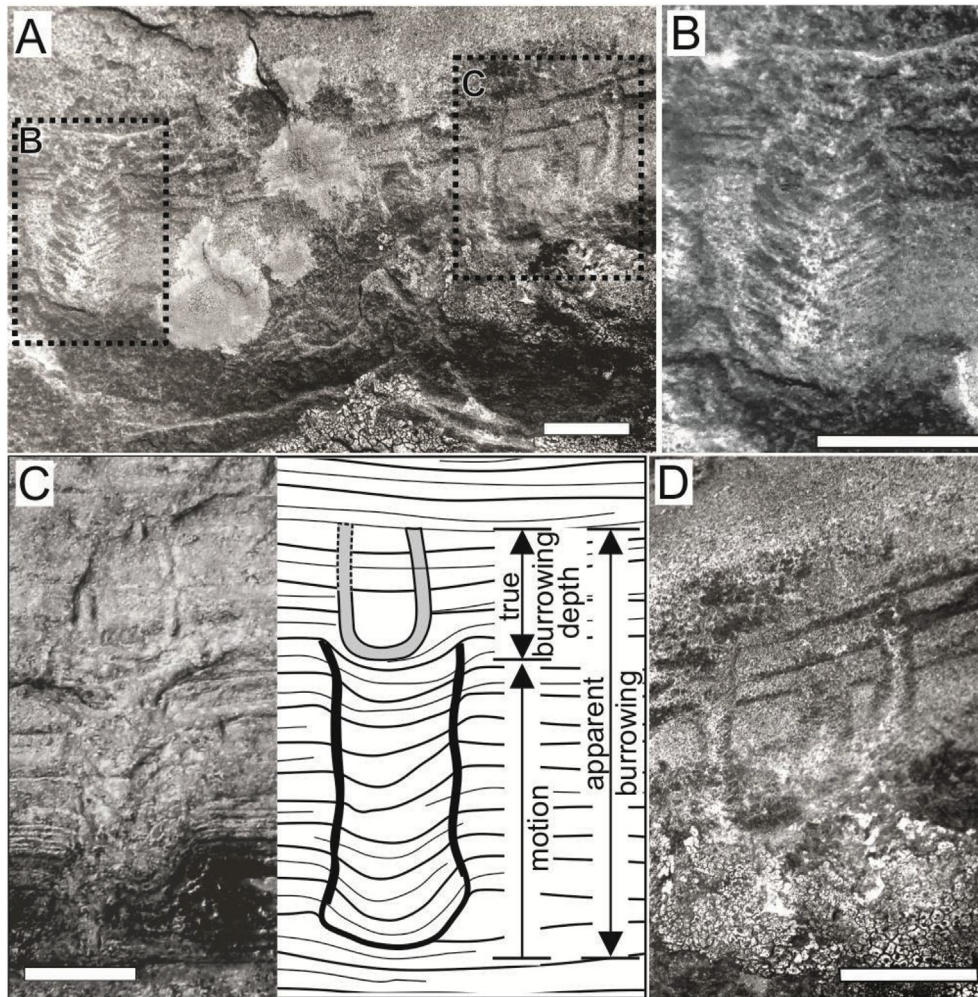


Fig. 3. *Diplocraterion parallelum* and *Arenicolites* isp. from the Raizama Formation. (A) U-shaped structures perpendicular to bedding plane in a planar lamination immediately above erosional base, very fine-grained sandstone. Scale bar = 20 mm. (B) Close up of *Diplocraterion parallelum* only showing the retrusive spreiten preserved. Scale bar = 15 mm. (C) Cross-sectional view of *Diplocraterion parallelum* with limbs and retrusive spreiten preserved. Scale bar = 20 mm. (D) *Arenicolites* isp. displaying classic U-shape. Scale bar = 10 mm.

structures from the Raizama Formation. Instead, the rounded terminations, structureless infill and downward concave laminations in the U-shaped structures (retrusive spreiten) strongly indicate burrowing activity by infaunal organisms in unconsolidated sediment.

4.2. Ichnofacies and paleoenvironment

The trace-fossil assemblages from the Raizama Formation illustrate the *Skolithos* Ichnofacies (Seilacher, 1967; MacEachern et al., 2007, 2010; Buatois and Mángano, 2011). Ethologically, these trace fossils represent dwelling burrows produced by suspension feeders or passive predators (Pemberton and Frey, 1984; Desjardins et al., 2010). The predominance of vertical trace fossils suggests a great availability of organic particles in suspension in a well-oxygenated water column related to high-energy conditions preventing settling of organic matter on the substrate (MacEachern et al., 2007, 2010; Desjardins et al., 2010; Buatois and Mángano, 2011). The shifting character of the sandy substrate typically precludes the preservation of horizontal trace fossils (see MacEachern et al., 2007, 2010; Buatois and Mángano, 2011).

The segregation of *Skolithos* and *Arenicolites/Diplocraterion* in different beds reveals short-term colonization windows suggesting

small-scale variation in hydrodynamic energy and water depth influenced by bedform topography and/or sedimentation rates (Fig. 4) (Cornish, 1986; Mángano et al., 2002; Buatois and Mángano, 2011). Under rapid sedimentation rates and influenced by waves, the substrate switched between periods of episodic reworking (*Skolithos* and *Diplocraterion* with retrusive spreiten without limbs preserved) and continuous sedimentation (shifting of colonization window and *Diplocraterion* with upward motion) (McIlroy and Garton, 2004) (Fig. 4). Ichnologic information is therefore consistent with sedimentologic data which indicates a wave-dominated nearshore environment.

4.3. Chronostratigraphic implications for the Amazon Craton

The Ediacaran-Cambrian boundary is marked by the appearance of *Treptichnus pedum* (Brasier et al., 1994). In addition, three lower Cambrian ichnozones have been defined based on the analysis of several key stratigraphic sections (MacNaughton and Narbonne, 1999; Jensen, 2003; Mángano et al., 2012).

Although vertical burrows, such as *Skolithos*, have been occasionally mentioned in Ediacaran rocks, recent critical re-evaluations indicate that examples are restricted to the Phanerozoic (Jensen, 2003; Seilacher et al., 2005; Jensen et al., 2006;

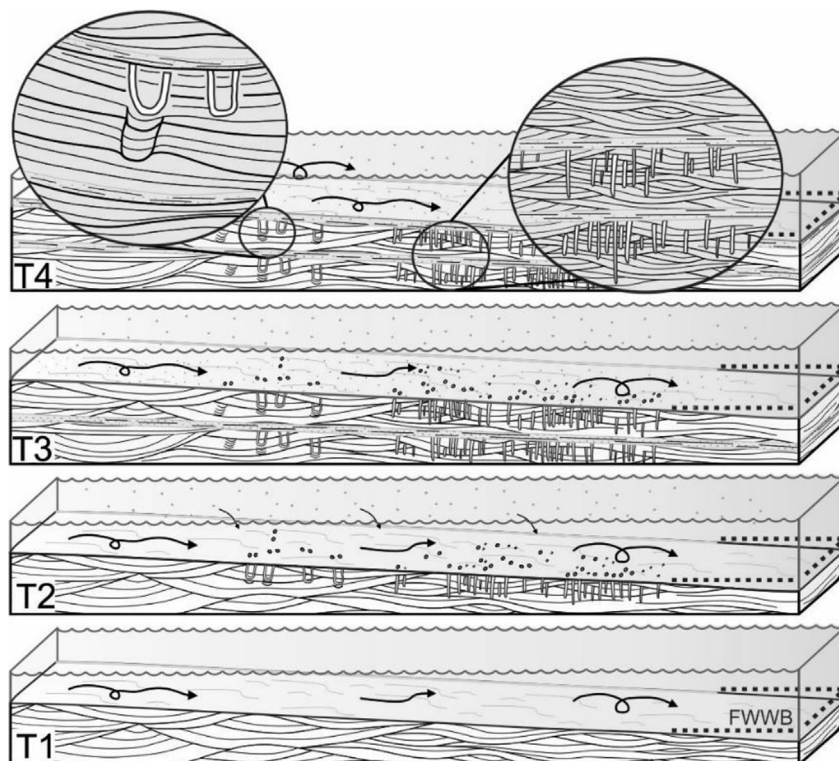


Fig. 4. Scheme showing substrate occupation by *Skolithos*-, *Diplocraterion*- and *Arenicolites*-producing organisms. (T1) The substrate was often reworked by fair-weather waves in deeper parts of the shoreface environment. FWWB- Fair- weather wave base. (T2) Under constant high energy and sedimentation rates, the *Skolithos* producers dwelled in deeper parts, while *Diplocraterion* and *Arenicolites* producers emplaced in shallower-water portions. (T3) In order to avoid burial, organisms moved upward producing retrusive spreiten (*Diplocraterion*) and recolonized the substrate (*Skolithos*). (T4) Details of trace-fossil assemblage in a progradational context of the Raizama Formation.

Mángano and Buatois, 2014; Buatois and Mángano, 2016). In addition, it has been noted that the colonization of nearshore sands by infaunal suspension feeders took place in Cambrian Age 2 (Mángano and Buatois, 2014, 2016). Therefore, the trace fossil-bearing deposits of the Raizama Formation are here regarded as Cambrian Age 2 or younger.

So far, the age of the Raizama Formation has been estimated based on chemo- and chronostratigraphic relationships and limited paleontological content (Nogueira et al., 2007; Bandeira et al., 2012; Romero et al., 2012; Rudnitski et al., 2016). Pb- Pb ages of 627 ± 32 Myr and 622 ± 33 Myr has been obtained for the underlying Mirassol d'Oeste and Guia formations, respectively (Babinski et al., 2006; Romero et al., 2012) (Fig. 1B). The interval of 570–580 Myr was estimated based on an acritarch assemblage found in the Nobres Formation, at the end of the carbonate succession in the Araras Group (Hidalgo, 2007) (Fig. 1B).

The cratonic uplift related to intracontinental compressional tectonics was concomitant with progressive siliciclastic input leading to the Raizama progradation in Cambrian times (Torsvik and Cocks, 2013; Meira et al., 2015). This event resulted in the suppression of the carbonate fabric and consequent collapse of the Neoproterozoic Araras carbonate platform (Rudnitski et al., 2016). Thus, a regional unconformity considered was generated along the Amazon Craton basins.

The shoreface/offshore-transition deposits of the Sepotuba Formation provided maximum depositional U-Pb zircon ages of 615 Myr (McGee et al., 2015). However, the stratigraphic position of these deposits overlaying the Raizama Formation indicates a younger age. Subsequently, an extensional regime was established, encompassing the formation of a series of Paleozoic basins, as illustrated by the Diamantino lacustrine deposits. The maximum depositional U-Pb zircon ages for this event are 541 ± 7 Myr, $528 \pm$

9 Myr, and Ar/Ar muscovite age of 544 Myr (Bandeira et al., 2012; McGee et al., 2014, 2015). Stratigraphic relationships suggest a probable Ordovician age. In short, integration of ichnologic and radiometric information allows for a more precise chronostratigraphic framework and geological history of the Paraguay Belt.

4.4. Implications for the early Western Gondwana history

Paleomagnetic reconstructions of Gondwana indicate that this supercontinent was assembled in the Ediacaran (Cordani et al., 2013). In the Cambrian, the Gondwana continental block margins were flooded due to a very large eustatic rise forming several kinds of coastal environments flanking this epeiric sea (Veevers, 2004; Torsvik and Cocks, 2013). However, after the Gondwana continental blocks merged, the interior of this supercontinent remained emergent in the middle-late Cambrian (Veevers, 2004).

During the early Cambrian (540 Myr), the Amazon Craton was attached to the eastern Gondwana margin at tropical latitudes (Torsvik and Cocks, 2013), albeit separated by an epeiric Cambrian sea from others blocks belonging to the Western Gondwana core (São-Francisco-Congo, Kalahari, Rio de la Plata and Parana cratons) (Fig. 5A) (Li et al., 2013; Torsvik and Cocks, 2013; Santosh et al., 2014; Paula-Santos et al., 2017). Since the Ediacaran (550–560 Myr), these shallow-marine basins were connected, as suggested by the record of the first shelly organism *Cloudina* sp. (Warren et al., 2014; Arrouy et al., 2016; Paula-Santos et al., 2017).

Connections among these basins may have persisted at least until the early Cambrian as suggested by the presence of the *Skolithos* Ichnofacies in the Amazon Craton and in the coastal deposits of the Campanario Formation of northwest Argentina (Mángano and Buatois, 2004) and the Gross Aub Formation of Namibia (Germs et al., 2009) (Fig. 5B). Ongoing stratigraphic and

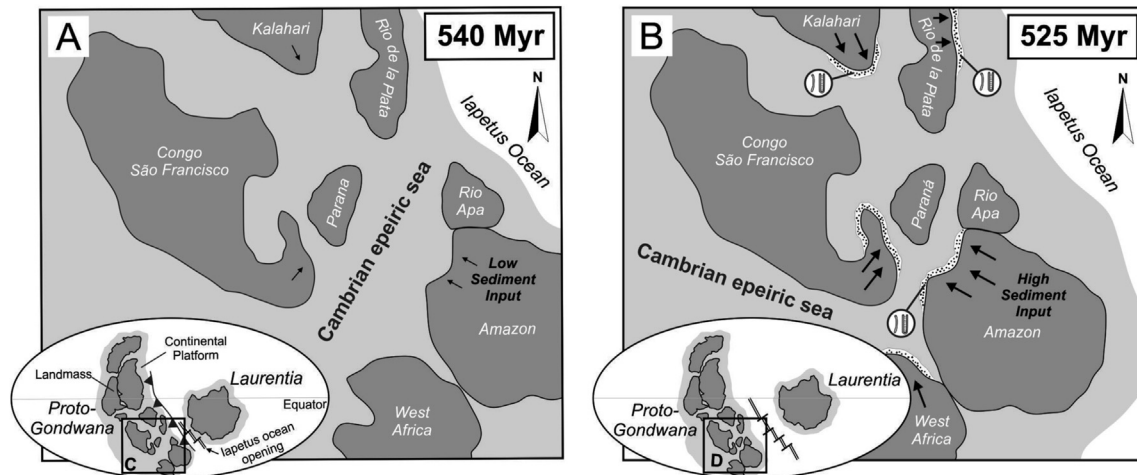


Fig. 5. (A) Paleogeographic reconstruction based on the paleomagnetic data of the Western Gondwana at 540 Myr: the onset of the first siliciclastic input (arrow) related with uplifted margins continental blocks triggered by convergent tectonism (Adapted from Tohver et al., 2006; Trindade et al., 2006; Li et al., 2013; Torsvik and Cocks, 2013; Santosh et al., 2014). (B) Paleogeographic scenario of the Western Gondwana by 525 Myr. Shallow-marine platforms developed (dashed area) as result of the increase sediment influx (arrow) by continued convergence (Trindade et al., 2006; Li et al., 2013). Occurrences of *Skolithos* Ichnofacies in the Western Gondwana continental blocks (highlighted circles) (Rio de la Plata-Mángano and Buatois, 2004; Kalahari-Germs et al., 2009).

paleontological studies in the southern Amazon Craton with the same detail of those reported here may provide further insights into Western Gondwana sedimentary history in this part of Amazonia.

5. Conclusions

The trace fossils identified in southeast Amazon Craton indicate an early Cambrian age or younger for the Raizama Formation in contrast to the previously held view of an Ediacaran age for this unit. This ichnofauna represents an example of the *Skolithos* Ichnofacies and is interpreted as having been produced by suspension feeders or passive predator organisms. Sedimentary features and ichnologic evidence suggests that the Raizama ichnofauna was established in an oxygenated, high-energy setting, characterized by an alternation of erosion and aggradation. Furthermore, the first record of the *Skolithos* Ichnofacies in the southeast Amazon Craton reinforces the idea that there was a connection of Western Gondwana basins by a Cambrian epeiric sea, although intracontinental convergence may have worked as an effective barrier. Therefore, the records of these trace fossils yields insights into the ecology and paleogeography of Western Gondwana during the early Cambrian.

Acknowledgments

We thank the valuable comments of three anonymous reviewers and the financial support provided by Brazilian Institute of Amazonia Geosciences (INCT-GEOCIAM program: CNPq/MCT/FAPESPA- Grant 573733/2008-2) and the National Council For Scientific and Technological Research (CNPq- Grant 141866/2015-2). Additionally, for the institutional support by Federal University of Para, Graduation Program of Geology and Geochemistry. MGM is supported by Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) Discovery Grants 311727e08/15.

References

- Almeida, F.F.M., 1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense, vol. 215. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, p. 163.
- Arrouy, M.J., Warren, L.V., Quaglio, F., Poiré, D.G., Simões, M.G., Rosa, M.B., Peral, L.E.G., 2016. Ediacaran discs from South America: probable soft-bodied

- macrofossils unlock the paleogeography of the Clymene Ocean. *Sci. Rep.* 6, 30590.
- Babinski, M., Trindade, R.I.F., Alvarenga, J.C., Boggiani, P.C., Liu, D., Santos, R.V., 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: *Snowball Earth 2006*, 2006, Monte Verita, Ticino – Switzerland. Extended Abstracts, 2006, vol. 1, p. 1920.
- 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 Res.* 21, 323340.
- Barros, A.M., Silva, R.M., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza Jr., J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G., 1982. Geologia. In: *Projeto Radam Brasil, Folha SD-21- Cuiabá*, vol. 26. MME-SG: Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, pp. 25–192.
- Bottjer, D.J., Hagadorn, J.W., Dornbos, S.Q., 2000. The Cambrian substrate revolution. *GSA Today* 10, 27.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2011. *Ichnology: Organism-substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University press, 358pp.
- Buatois, L.A., Narbonne, G.M., Mángano, M.G., Carmona, N.B., Myrow, P., 2014. Ediacaran matground ecology persisted into the earliest Cambrian. *Nat. Commun.* 5, 15.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2016. Ediacaran ecosystems and the dawn of animals. In: Mángano, M.G., Buatois, L.A. (Eds.), *The Trace-fossil Record of Major Evolutionary Changes, Vol. 1: Precambrian and Paleozoic, Topics in Geobiology* 39. Springer, pp. 27–71.
- Buck, S.G., Goldring, R., 2003. Conical sedimentary structures, trace fossils or not? observations, experiments, and review. *J. Sediment. Res.* 73, 338353.
- Brasier, M., Cowie, J., Taylor, M., 1994. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. *Episodes* 17, 38.
- Callow, R.H.T., Brasier, M.D., 2009. Remarkable preservation of microbial mats in Neoproterozoic siliciclastic settings: implications for Ediacaran taphonomic models. *Earth-Science Rev.* 96, 207219.
- 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, 18691882.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Araújo, C.E.G., Basei, M.A.S., Fuck, R.A., Girardi, V.A.V., 2013. Was there an ediacaran clymene ocean in central south America? *Am. J. Sci.* 313, 517539.
- Cornish, F.G., 1986. The trace-fossil *Diplocraterion*: evidence of animal-sediment interactions in Cambrian tidal deposits. *Palaios* 1, 478491.
- Corsetti, F.A., Grotzinger, J.P., 2005. Origin and significance of tube structures in Neoproterozoic post-glacial cap carbonates: example from Noonday Dolomite, Death Valley, United States. *Palaios* 20, 348362.
- Desjardins, P.R., Pratt, B., Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2010. Stratigraphy and sedimentary environments of the Lower Cambrian Gog Group in the southern Rocky Mountains of western Canada: evolution of transgressive sandstone on a broad continental margin. *Bull. Can. Pet. Geol.* 58, 403439.
- Gehling, J.G., 1999. Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death masks. *Palaios* 14, 4057.
- Germs, G.J.B., Miller, R.M., Frimmel, H.E., Gaucher, C., 2009. Syn- to late-orogenic sedimentary basins of southwestern Africa. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.), *Neoproterozoic-cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a Focus on Southwestern Gondwana, Developments in*

- Precambrian Geology, Vol. 16. Elsevier, p. 183203.
- Hidalgo, R.L., 2007. Vida após as glaciações globais neoproterozoicas: um estudo microfossilífero de capas carbonáticas dos Crátos do São Francisco e Amazônico. PhD thesis. São Paulo University, 195pp.
- Hoffman, P.F., Schrag, D.P., 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova* 14, 129155.
- Jensen, S., 2003. The Proterozoic and earliest Cambrian trace fossil record: patterns, problems and perspectives. *Integr. Comp. Biol.* 43, 219228.
- 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. 116147.
- Karcz, I., Enos, P., Langille, G., 1974. Structures generated in fluid stressing of freshly deposited clays resemble ichnofossils. *Geology* 2, 289290.
- Li, Z., Evans, D.A.D., Halverson, G.P., 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sediment. Geol.* 294, 219–232.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L., 2007. The Ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. In: Miller III, W. (Ed.), *Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects*, 1st Edition. Elsevier B.V., p. 5275.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L., 2010. Ichnology and facies models. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, 1958.
- MacNaughton, R.B., Narbonne, G.M., 1999. Evolution and ecology of Neoproterozoic–Lower Cambrian trace fossils, NW Canada. *Palaios* 14, 97115.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., West, R.R., Maples, C.G., 2002. Ichnology of a Pennsylvanian equatorial tidal flat: the stull shale member at Waverly, eastern Kansas. *Kans. Geol. Surv. Bull.* 245, 133pp.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2004. Reconstructing early Phanerozoic intertidal ecosystems: ichnology of the Cambrian Campanario Formation in northwest Argentina. *Fossils Strata* 51, 1738.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., MacNaughton, R.B., 2012. Ichnostratigraphy. In: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments, Developments in Sedimentology* 64. Elsevier, p. 195212.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2014. Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran–Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks. *Proc. R. Soc.* 281, 19.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2016. The Cambrian explosion. In: Mángano, M.G., Buatois, L.A. (Eds.), *The Trace-fossil Record of Major Evolutionary Changes, Vol. 1: Precambrian and Paleozoic, Topics in Geobiology* 39. Springer, pp. 72–126.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F., Jourdan, F., 2014. Investigating midEdiacaran glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar detrital muscovite provenance front the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology* 62, 130–154.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F., Payne, J., 2015. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* 127, 76–86.
- McIlroy, D., Garton, M., 2004. A worm's eye view of the Early Palaeozoic sea floor. *Geol. Today* 20, 224230.
- Meira, V.T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R.P., Schorscher, J.H.D., 2015. The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). *Terra Nova* 27 (3), 206–217.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T.R., 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology* 31, 613616.
- 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. *Chem. Geol.* 237, 168190.
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I.F., Guacaneme, C., 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.* 42, 280305.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation, Upper Cretaceous, Seebe, Alberta. In: Stott, D.F., Glass, D.J. (Eds.), *The Mesozoic of Middle North America*, vol. 9. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, pp. 281–304.
- Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R., Soares, J.L., 2012. Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *Int. Geol. Rev.* 55, 119.
- Rudnitski, I.D., Romero, G.R., Hidalgo, R., Nogueira, A.C.R., 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: implications for disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform Amazon Craton. *J. S. Am. Earth Sci.* 65, 6778.
- Santos, H.P., Bandeira, J., Nogueira, A.C.R., Abrantes Junior, F.R., 2014. Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano–Cambriano da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. *Geologia USP. série científica* 14 (4), 1938.
- Santosh, M., Maruyama, S., Sawaki, Yusuke, Meert, J.G., 2014. The Cambrian explosion: plume-driven birth of the second ecosystem on Earth. *Gondwana Res.* 25, 945965.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.* 5, 413–428.
- Seilacher, A., Pflüger, F., 1994. From biotopes to agricultural revolution. In: Krubert, W.E., Paterson, D.M., Stal, L.J. (Eds.), *Biostratification of sediments: Bibliotheks und Informatiossystem der Carl von Ossietzky. Universität Oldenburg*, p. 97105.
- Seilacher, A., 1999. Biomat-related lifestyles in the precambrian. *Palaios* 14, 8693.
- Seilacher, A., Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2005. Trace fossil in the Ediacaran–Cambrian transition: behavioral diversification, ecological turnover and environment shift. *Palaeogeographic, Palaeoclimate, Palaeoecology* 227, 323356.
- Seilacher, A., 2007. Earliest trace fossils. In: Seilacher, A. (Ed.), *Trace Fossil Analysis*. Springer, p. 173186.
- 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. PhD thesis. University of Pará, 126 pp.
- Taylor, A.M., Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *J. Geol. Soc.* 150, 141148.
- Tohver, E., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Res.* 147, 193–222.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Res.* 24, 999–1030.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 244, 361–377.
- Veevers, J.J., 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Rev.* 68, 1–132.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E., Strikis, P.C., 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology* 42, 391394.

CAPÍTULO 5 CAMBRIAN DEPOSITIONAL SEQUENCES IN AN INTRACRATONIC BASIN, SOUTHEASTERN AMAZON CRATON*

Hudson P. Santos¹, Afonso C.R. Nogueira¹, José Bandeira¹, Iara M. dos Santos¹, Roberto Vizeu Pinheiro¹, Joelson L. Soares¹

¹*Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Rua Augusto Corrêa s/n, Belém 66075-110, Brazil (HUDSON@UFPA.BR)*

***Submitted to Sedimentology**

ABSTRACT

Epeiric seas characterized the Western Gondwana since the Late Cryogenian continuing into the Cambrian. At this time, shallow-marine basins worldwide were influenced by sea-level rise triggered by glacio-eustasy and/or Iapetus seafloor spreading. These transgressive events were concomitant with siliciclastic influx along a fluvial-coastal zone, recorded in two third-order Cambrian depositional sequences with progradational parasequences into an intracratonic basin on the southeastern Amazon Craton. Sequence 1 consists of storm-dominated shoreface and tidal flat settings related to lowstand to transgressive system tracts whereas sequence 2 is characterized by lowstand distal braided river deposits. Sequence boundary 1 represents a correlative conformity over the Lower Ediacaran Araras carbonate deposits in the central portion of the basin, whereas conformably overlies the Marinoan glaciogenic Puga diamictites (635 Myr) to the northeastern. The type-1 sequence boundary 2 is a result of the braided drainage system progradation upon the siliciclastic platform. The new stratigraphic insight to the southeastern of the Amazon Craton suggest the erosion or inexistence of glacial deposits Gaskiers event-related, previously placed in the base of the siliciclastic Alto Paraguai Group. Objections to this view also include: 1) structural data indicate that Ordovician transtensive normal fault sets possibly induced a false stratigraphic continuity between the Puga diamictites and the depositional sequence 1, considered here as a depositional gap about ~80 Myr; 2) this erosional hiatus is confirmed by sharp interruptions of the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values recorded in the Ediacaran carbonate; and 3) previous $\delta^{13}\text{C}$ values used to confirm the Gaskiers deposits are misunderstood. The progressive closure of the oceanic connections most likely culminated in

the development of large Ordovician lacustrine system linked to the initial sag down-warping phase that led to the formation of post-Cambrian intracontinental basins in the Western Gondwana.

Keywords Cambrian, Amazon Craton, Intracratonic basin, Alto Paraguai Group, Sequence Stratigraphic, Gaskiers event.

INTRODUCTION

Assembly of continental masses drifted from Rodinia (~720 Myr) resulted in the birth of the supercontinent Gondwana (Hoffman, 1991; Santosh *et al.*, 2014; Spence *et al.*, 2016). These collisional events led to the closure of oceanic basins and emergence of orogenic belts in distinct periods (Torsvik & Cocks, 2013; Santosh *et al.*, 2014). One of the most important collisional belts of the Western Gondwana comprises the suture Himalayan-type Paraguay in the southeast margin of the Amazon Craton (Hasui *et al.*, 1993; Cordani *et al.*, 2013). The tectonic evolution of the Paraguay Belt has been hotly debated (Cordani *et al.*, 2009, 2013; Thover *et al.*, 2006, 2010; Tohver & Trindade, 2014). However, this collisional suture would have formed by 640 Myr, implying in a completed assembly of the Western Gondwana in the Ediacaran (~600 Myr) (Cordani *et al.*, 2013; Santosh *et al.*, 2014). These works were based exclusively on geotectonic data without consideration of the sedimentary basin-fill, previously suggested as Neoproterozoic-Cambrian foreland sequences related to the Northern Paraguay Belt evolution (Almeida, 1964; Dantas *et al.*, 2009; Bandeira *et al.*, 2012). Prior works interpreted the paleoenvironment of these sedimentary successions characterized by carbonate and siliciclastic platform deposits, devoid of any deep waters or slope environments (Nogueira *et al.*, 2007; Bandeira *et al.*, 2012; Santos *et al.*, 2014; 2017; Rudnitzki *et al.*, 2016). Submarine fan systems were documented only in the metamorphosed and foliated Cuiabá Group (Alvarenga & Trompette, 1992), where a transpressive deformation is recorded (Santos, 2016). Based on these arguments, the Northern Paraguay Belt is admitted only for the Cryogenian Cuiabá Group and the unmetamorphosed sedimentary rocks related to an intracratonic inverted basin (IB) (Nogueira *et al.*, 2018).

The Gondwana supercontinent was entirely assembled in the Early Cambrian and remained largely emergent throughout the Cambrian due post-collisional epeirogenic uplifts (Veevers, 2004; Meert & Lieberman, 2008; Santosh *et al.*, 2014). At this time a large eustatic rise worldwide triggered flooding of Gondwana continental block margins hypothetically due to glacioeustasy and/or the progressive Iapetus Ocean opening at about 600 Myr (Veevers, 2004; Dalziel, 2014; Babcock *et al.*, 2015; Merdith *et al.*, 2017). These Cambrian transgressive events gave rise to several kinds of coastal environments flanking epeiric seas,

influencing in the geochemistry, biologic, biogeographic factors and circulation of the oceans (Torsvik & Cocks, 2013; Dalziel, 2014). In South America shallow marine seas persisted from the Neoproterozoic to Paleozoic, in several cases succeeded by lacustrine system that record the end of the ocean connections (Bandeira *et al.* 2012; Torsvik & Cocks 2013; Abrantes *et al.* 2016; Uriz *et al.* 2016; Paula-Santos *et al.* 2017; Santos *et al.* 2017; Nogueira *et al.* 2018).

The Cambrian deposits of the IB in the southeastern Amazon Craton are represented by dominantly siliciclastic successions (Figs. 1A-B), consisting of Raizama and Sepotuba formations of the Alto Paraguai Group. Although previously regarded as Ediacaran-Cambrian (Nogueira *et al.*, 2007; Santos *et al.*, 2014; McGee *et al.*, 2014), infaunal trace fossils suggest an early Cambrian age, or younger, to these siliciclastic deposits (Santos *et al.* 2017). In the central portion of the IB (Nobres region; Fig. 1C), the siliciclastic deposits were previously considered belonging to a fluvial-coastal depositional paleoenvironment (Santos *et al.*, 2014). However, the extension of these deposits towards the northeast portion of the IB, Planalto da Serra region (Fig. 1C), is not clear. Furthermore, glaciogenic deposits attributed to the mid-Ediacaran Gaskiers glaciation (580 Myr) have been placed in the same stratigraphic position of these fluvial-coastal deposits (Alvarenga *et al.*, 2007; McGee *et al.*, 2013; 2014). Although the available chemostratigraphic and geochronological data supports the Gaskiers event's influence in the lowermost Alto Paraguai Group deposits (McGee *et al.*, 2013; 2014; 2015), it is possible that these have been misinterpreted. Therefore, the aim of this paper is to present a detailed facies description and paleoenvironmental analysis of the lowermost Cambrian Alto Paraguai deposits, Lower and Upper members of the Raizama Formation and Lower Member of the Sepotuba Formation, along the central to northeast portions of the IB. Based on these insights, a sequence stratigraphic model is proposed addressing the primordial Paleozoic history of Western Gondwana.

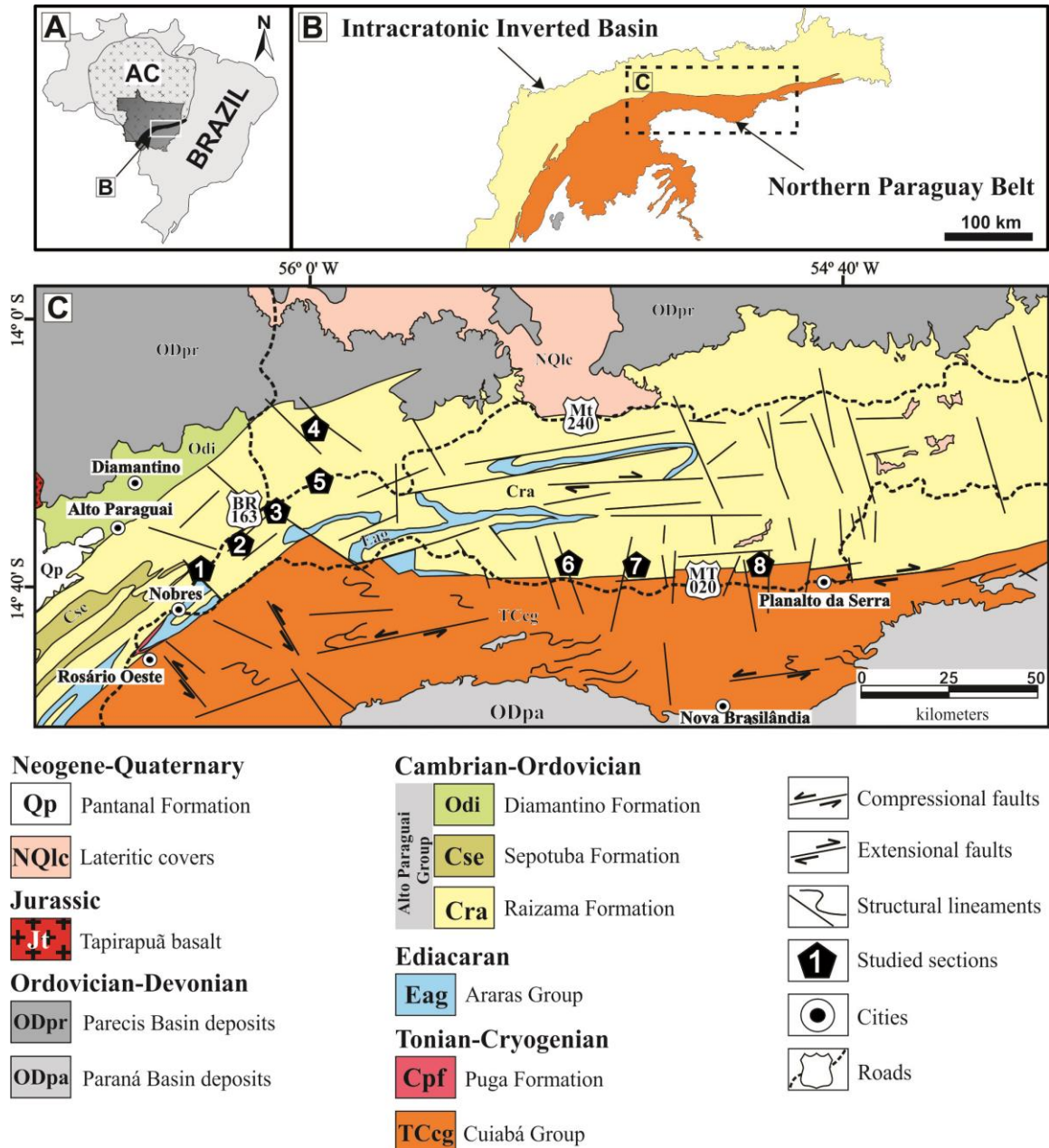


Fig. 1. (A) Location of the study area in the southeast margin of the Amazon Craton (AC), Mato Grosso State. (B) Structural domains of the southeastern Amazon Craton. (C) Geologic map of the studied area showing outcrops and spatial lithostratigraphic relationships (Modified from Valente *et al.*, 2004, Santos, 2016 and Nogueira *et al.*, 2018). The outcrop-section 6 is regarded as the type-section of the Serra Azul glaciogenic deposits related to the Gaskiers Glacial Event (Alvarenga *et al.* 2007).

GEOLOGICAL SETTING

Tectonic and Stratigraphic aspects

The fold-thrust Paraguay Belt is a prominent suture resulting from the convergence between Amazon, São Francisco-Congo, and Paraná (or Paranapanema) continental blocks, Western Gondwana core (Alkmin *et al.*, 2001; Cordani *et al.*, 2003). This compressional tectonism led to the Braziliano or Goiás-Pharusian Ocean closure during the end of the

Brasiliano orogeny (650-640 Myr), started in 900 Myr (Cordani *et al.*, 2013; Santosh *et al.*, 2014). Following Santos (2016) and Nogueira *et al.* (2018), two structural domains characterize the southeastern Amazon Craton (Fig. 1B). The transpressive domain, characterized by metasedimentary rocks of the Cuiabá Group, greenschist facies, deposited on a passive margin environment (Barros *et al.*, 1982; Alvarenga & Trompette, 1992); and the transtensive domain, characterized by the Cryogenian-Ordovician sedimentary sequences of an intracratonic inverted basin (Figs 1B-C).

The lithostratigraphic framework of the IB is composed of glacial diamictites of the Puga Formation, attributed to the Marinoan glaciation ca. 635 Myr (Fig. 2), unconformably overlying the Cuiabá Group (Nogueira *et al.*, 2007; Babinski *et al.*, 2013). This diamictites are abruptly overlain by Lower Ediacaran carbonate sequences of the Araras Group (Fig. 2), which record events related to the Snowball Earth episode (Nogueira *et al.*, 2003, 2007, 2018). Siliciclastic-dominated units of the Alto Paraguai Group unconformably overlie the Araras carbonates (Fig. 2), with an erosional contact in the southwest becoming inferredly conformable towards the northeast of the IB (Nogueira *et al.*, 2007; Santos *et al.*, 2014). First described by Almeida (1964), the Alto Paraguai Group was originally characterized as pre-Silurian rocks deposited in a neritic marine paleoenvironment, are about 3000 m in thickness, and divided in three formations. The Raizama Formation (1600 m) is broadly characterized by sandstones, siltstone, and mudstone; the Sepotuba Formation (900 m) is composed of shale, mudstone, sandstone and subordinate carbonates; and, in the uppermost of the Group, the Diamantino Formation (600 m) is represented by mudstone and sandstone. Other stratigraphic models, mainly based on lithologic content, were proposed to the Alto Paraguai Group throughout the years (Vieira, 1965; Hennies, 1966; Guimarães & Almeida, 1972; Figueiredo & Olivatti, 1974; Luz *et al.*, 1980; Barros *et al.*, 1982).

Recent studies have considered glacial diamictites associated with clayey-siltstone as the basal unit of the Alto Paraguai Group, the Serra Azul Formation, which unconformably overlies the Araras carbonates (Alvarenga *et al.*, 2007; McGee *et al.*, 2013). Restricted to the northeast portion of the IB, the Serra Azul glacial diamictites deposits have been indicated as a record of the mid-Ediacaran Gaskiers glacial event in South America (Figueiredo & Babinski, 2010; Li *et al.*, 2013; McGee *et al.*, 2014). Silva Jr. (2011) informally included members to the Alto Paraguai Group, however, keeping the original proposal of Almeida (1964). According to Silva Jr. (2011), the Lower Member of the Raizama Formation is characterized by offshore to storm-influenced shoreface deposits gradationally overlain by tidal-dominated and fluvial braided deposits of the Upper Member. This Member overlies the

Upper Member of the Sepotuba Formation, comprised by tidal- and storm-influenced marine platform. These are overlain by the lacustrine delta deposits distributed in the three members of the Diamantino Formation. Latest stratigraphic models not considered the Diamantino Formation as the uppermost unit of the Alto Paraguai Group due the probable Ordovician age (Santos *et al.*, 2017; Afonso & Nogueira, 2018). However, the lacustrine Diamantino system could be the record of the epeiric sea closure on the southeastern Amazon Craton (Bandeira *et al.*, 2012), thus, it should be included in the Alto Paraguai Group as part of the same stratigraphic evolution (Fig. 2) (Nogueira *et al.*, 2018).

Ages constraints

The scarcity of volcanic or carbonate layers, and body fossils, has precluded the establishment of precise ages for the Alto Paraguai Group. Available radiometric ages for the Alto Paraguai Group were mainly based in the detrital fractions providing Paleoproterozoic to Neoproterozoic maximum depositional ages (Fig. 2) (Dantas *et al.*, 2009; Bandeira *et al.*, 2012; McGee *et al.*, 2014, 2015). Nevertheless, the stratigraphic positioning above the Ediacaran Araras carbonate deposits suggested an Ediacaran to Cambrian age (Fig. 2) (Nogueira *et al.*, 2007; McGee *et al.*, 2014, 2015). However, the unquestionable presence of vertical burrow trace fossils in the Lower Member of Raizama Formation have indicated an early Cambrian age (Fig. 2), or younger, for these deposits and, consequently, youngest ages for the overlying units belonging to the Alto Paraguai Group (Santos *et al.*, 2017).

METHODS

Eight stratigraphic sections were measured in the Nobres and Alto Paraguai regions, and Planalto da Serra region (Fig. 1C), encompassing central and northeast portions of the IB, respectively (Fig. 2). Each sedimentary succession was logged bed-by-bed using the outcrop-based facies analysis techniques (lithologies, sedimentary structures, paleocurrent data and lateral and vertical variations) of Walker (1992). The bed thicknesses were grouped in very thin-bedded (<1 cm); thin-bedded (1-10 cm); medium-bedded (10-30 cm); thick-bedded (30-100 cm); and very thick-bedded (>100 cm) (Ingram, 1954). For a comprehensive sequence stratigraphic framework, the key surfaces, stacking patterns, sequences and system tracts were defined by the high-resolution sequence stratigraphic techniques for clastic shelves (Zecchin & Catuneanu, 2013).

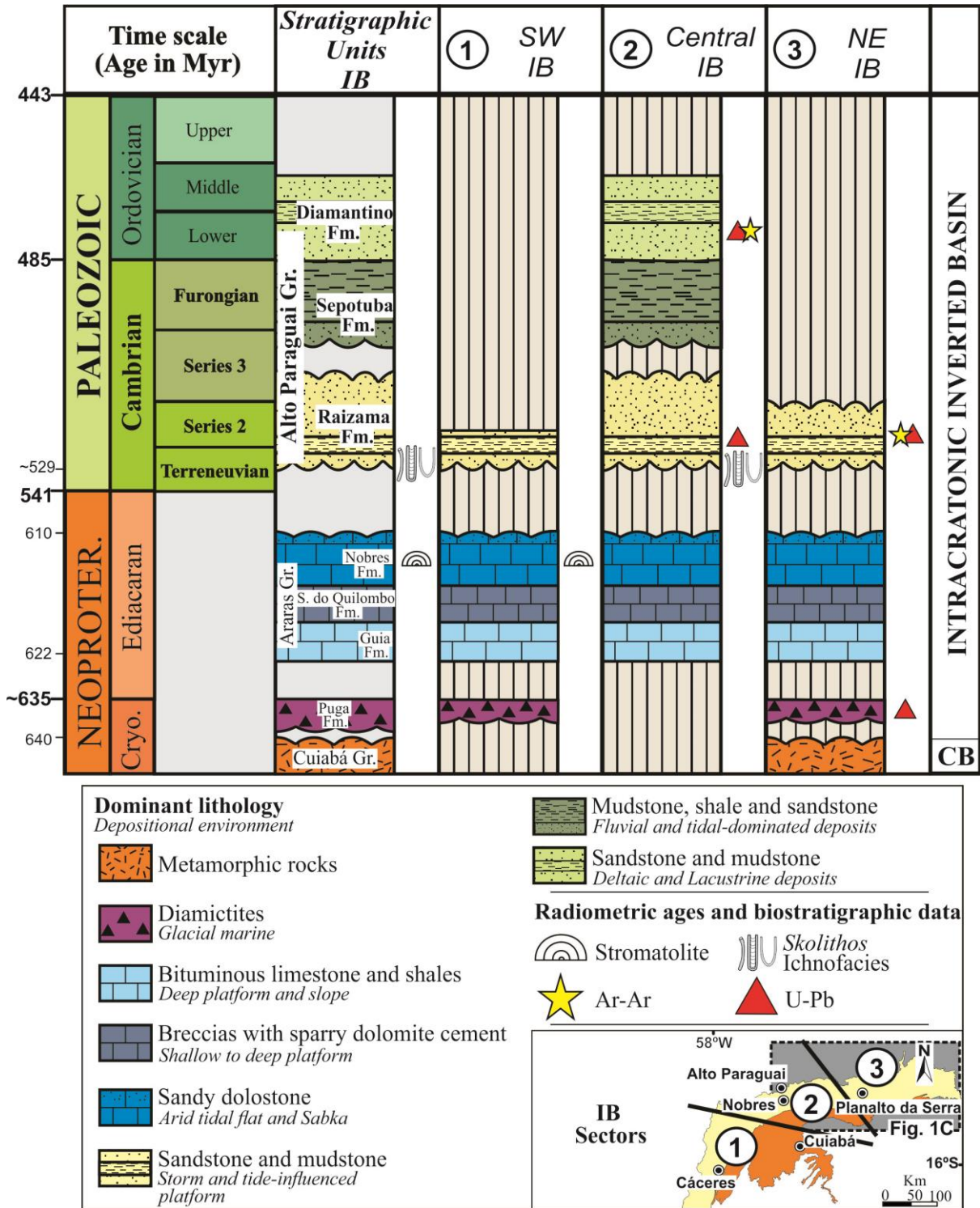


Fig.2. Chronostratigraphy of late Cryogenian to early Ordovician formations in the three sectors of the Intracratonic Inverted Basin, restricting the Collisional Belt Paraguay (CB) to the Cuiabá Group. (Nogueira *et al.*, 2007; 2018; Silva Jr., 2011; Bandeira *et al.*, 2012; Cordani *et al.*, 2013; McGee *et al.* 2014, 2015; Santos *et al.*, 2014, 2017; Rudnitzki *et al.*, 2016). The ages are based in Nogueira *et al.*, 2003, 2018; Romero *et al.*, 2013; Bandeira *et al.*, 2012; McGee *et al.* 2014, 2015 . The color scales shown here are also applied to Fig. 3.

THE CAMBRIAN DEPOSITS

Facies Association (FA)

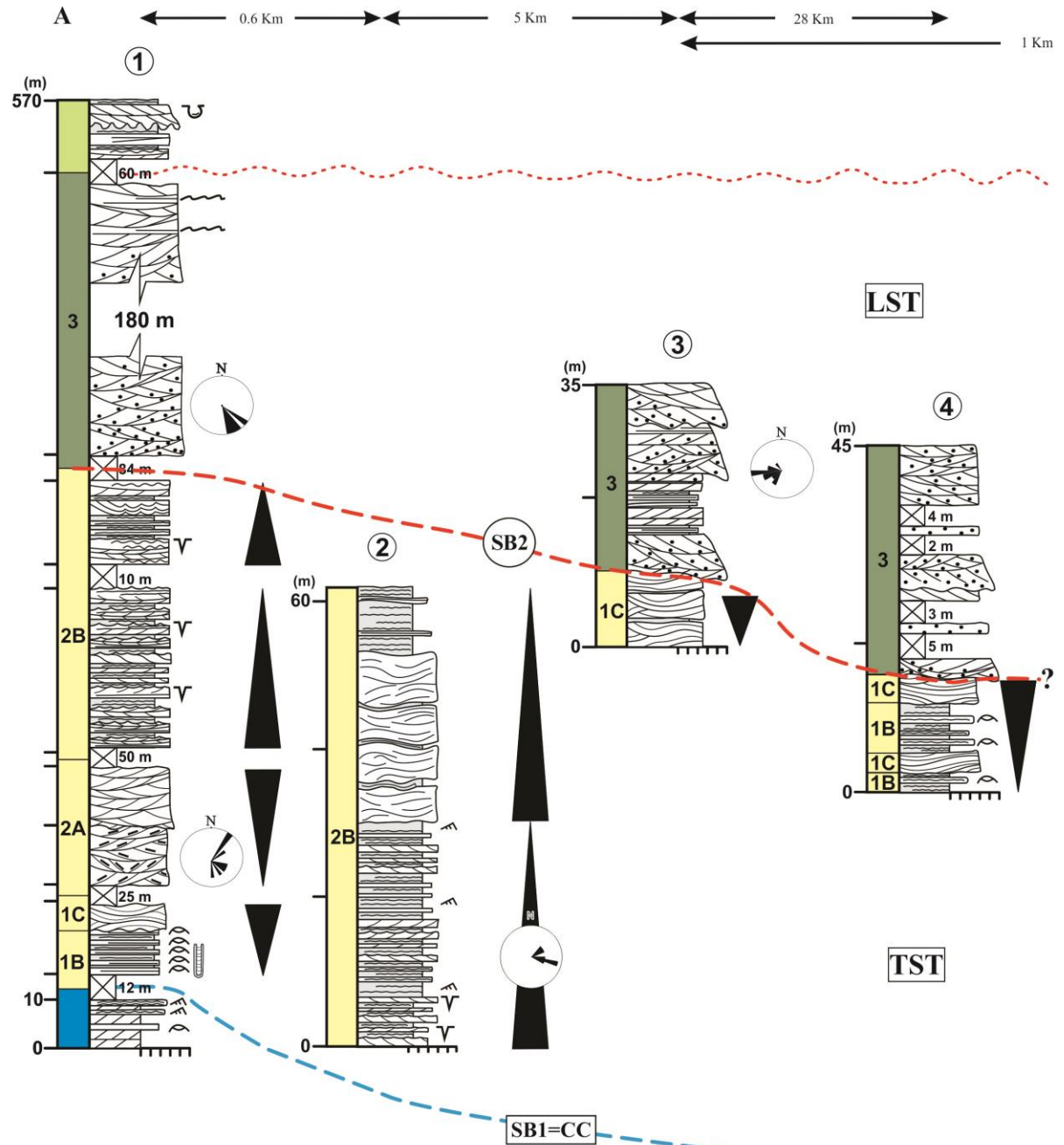
In the studied area, the Cambrian siliciclastic deposit outcrops are found as road cuts, sierras, and along riverbeds, which reach up to 1000m in thickness. The strata are exclusively tabular, with steeply dipping bedding (55° - 87°) to the northwest and northeast in the central and northeast portions of IB. These deposits are here divided in the Lower and Upper members of the Raizama and Lower Member of Sepotuba formations. From central to northeastern portions of the IB, the Raizama Lower Member abruptly overlies the Araras Group and Puga diamictites. This Member is composed by laminated mudstone, parallel-laminated fine-sandstone, small-scale hummocky and swaley cross-stratified fine- to medium sandstone grouped in shallowing-upward packages (Fig. 3). The contact with the Raizama Upper Member is gradational, consisting of mudstone/sandstone rhythmites, asymmetrical to symmetrical ripple marks, tangential to sigmoidal cross-bedding medium- to coarse-grained sandstone, sometimes exhibiting siltstone/very fine sandstone drapes (tidal bundles), trough cross-stratified and megaripples bedding sandstones displayed into fining-upward cycles. These members are erosively capped by the restrict Lower Member of the Sepotuba Formation, characterized by trough cross-stratified coarse-grained sandstone with quartz-pebble lag, planar to low-angle cross-lamination and massive conglomerate stacked in cycles with fining-upward tendency (Fig. 3). Therefore, in the Cambrian successions analyzed were recognized twenty-three facies grouped into three facies associations representing a contemporaneous fluvial-coastal storm- and tidal-dominated system, organized in progradational parasequences (Table1; Fig.3).

Table 1. Lithofacies, depositional processes, paleoenvironment and facies association of the Cambrian deposits of the central and northeast sectors of the IB. **SE**-Sedimentary environment; **F**-Facies association; **M**- Members.

LITHOFACIES	DESCRIPTION	Depositional Processes	SE	F	M
Laminated mudstone - M_{L1}	Yellowish to reddish-coloured mudstone with parallel- to undulatory-lamination. Thin- to very thick-bedded tabular bedsets.	Low energy; Suspension fall-out of muds slightly wave influenced.	<i>Offshore-transition</i> (1A)	1	RAIZAMA LOWER MEMBER
Planar lamination to stratification sandstone - S_{P1}	Thin- to thick-tabular beds of very fine- to fine-grained sandstone with horizontal lamination. Low angle-cross-lamination or stratification is present.	Oscillatory flow predominantly unidirectional component under upper flow regime.			
Laminated mudstone - M_{L2}	Grayish white-coloured mudstone with even parallel- to undulatory-lamination. Occurs in thin- to very thick-bedded tabular layers.	Low energy; Suspension fall-out of muds slightly wave influenced.	<i>Lower-middle Shoreface</i> (1B)		
Small-scale hummocky cross-stratified sandstone - S_{HCS}	Thin- to thick-bedded tabular beds of very fine- to fine-grained sandstone with small-scale hummocky cross-stratified. Hummocky wavelengths are up to ~ 60 cm and amplitude reaches up 15 cm. Vertical trace fossils.	High energy; oscillatory-dominant combined flow in different intensities and duration by storm wave activity. Colonization events by suspension-feeder animals.			
Planar- to low-angle cross-lamination sandstone - S_{PL1}	Very fine to fine-grained sandstone with parallel to low-angle lamination into thin-medium bedded tabular bodies. Scattered vertical burrows.	Combined flow with a strong unidirectional component under upper flow regime. Episodic infaunalization of metazoans.			
Swaley cross-bedding sandstone - S_{SCB}	Thick- bedded tabular sandstone beds, fine- to medium-grained, with swaley cross-bedding. SCB reach up 1.5 m in wavelength and 0.7 m in amplitude.	High energy; oscillatory-dominant combined flow conditions during storm events.	<i>Upper Shoreface</i> (1C)		
Planar-stratification sandstone - S_{PS}	Thin- to thick-tabular beds of fine- to medium-grained sandstone with horizontal stratification. Commonly associated with S_{SCB} .	Oscillatory flow with unidirectional component under upper flow regime.			
Trough cross-stratified sandstone - S_{TCS1}	Medium- to thick tabular strata of medium- to coarse-grained sandstone. Siltstone/fine-grained sandstone drapes in foresets and bottom set. Scattered quartz granule-pebble.	Migration of bedforms influenced by unidirectional flow associated with slack-water periods. Granulometric segregation or winnowing currents by waves and/or tides	<i>Subtidal</i> (2A)	2	RAIZAMA UPPER MEMBER
Tangential cross-bedding sandstone with mud drapes - S_{TD1}	Thick-bedded tabular layers of medium-grained sandstone with bi-directional tangential foresets dipping up to 20° towards the bottom set, covered by thin lamina of siltstone/very fine sandstone.	Migration of bedforms under tidal flow with slackwater periods.			
Laminated mudstone - M_{L3}	Thin- to thick tabular beds of grayish red-coloured mudstone plane-parallel to undulatory lamination.	Low energy; Suspension settling slightly wave-influenced.	<i>Intertidal</i> (2B)		
Planar- to low-angle cross-lamination sandstone - S_{PL1}	Thick-bedded tabular beds with fine- to medium-grained sandstone. Laterally grade to the S_{RM} facies.	Oscillatory flow predominantly unidirectional with slight changes in the upper flow regime direction.			

Table 1. Continued.

LITHOFACIES	DESCRIPTION	Depositional Processes	SE	F	M
Sandstone/Mudstone with heterolithic bedding – SM_H	Thick-bedded tabular beds interbedding fine-grained sandstone and mudstone with flaser, wavy and lenticular heterolithic bedding. Symmetrical and Asymmetrical wave ripples.	Rhythmical alternation of traction and suspension periods. Migration of ripple marks.	<i>Intertidal</i> (2B)	2	RAIZAMA UPPER MEMBER
Wave ripples- to megaripples-bedding sandstone - S_{RM}	Thin- to very thick tabular beds of medium- to coarse-grained sandstone with symmetric and asymmetric wave ripples- to megaripples-bedding. Thin laminae or beds of mudstone covering the bedforms.	Migration of bedforms under oscillatory and unidirectional flow associated to slack-water periods.			
Tangential cross-bedding sandstone - S_T	Thick-bedded tabular layers of medium-grained sandstone with bi-directional tangential foresets with dipping up to 25° towards the bottom set.	Migration of bedforms under tidal flow.			
Tangential cross-bedding sandstone with mud drapes - S_{TD2}	Thick-bedded tabular beds of medium-grained sandstone with bi-directional tangential foresets (dips ≤ 20°) covered by siltstone/very fine - grained sandstone thin lamina.	Migration of bedforms under tidal flow followed by slack-water periods.			
Sigmoidal cross-bedding sandstone - S_{SD}	Medium- to thick tabular beds of medium-grained sandstone. Asymptotic bi-directional foresets dips 10-15° to the lower set boundary. Occasionally foresets and bottom sets are covered by mud drapes.	Deceleration of tidal current flow velocities during the migration of bedforms related to slack-water periods.			
Desiccation crack molds sandstone – S_{DC}	Very fine to fine-grained sandstone with non-orthogonal, complete polygonal desiccation cracks molds, reaching up 30 cm in diameter.	Subaerial exposure and desiccation			
Trough cross-stratified sandstone – S_{TCS2}	Thick- to very thick-bedded beds of coarse-grained sandstone. Quartz granules are observed in the sets and foresets as well as scattered quartz-pebbles.	Migration of 3-D bedforms under unidirectional and lower flow regime. Granulometric segregation.			
Massive to stratified conglomerate- C_{MS}	Thick- to very thick-bedded layers of granule-pebbles quartz massive to stratified matrix-supported conglomerate.	Debris flow or winnowing currents	<i>Distal braided river</i>	3	SEPOTUBA LOWER MEMBER
Tabular-tangential cross-stratified- S_{TT}	Medium to thick-bedded set of medium-coarse grained sandstone. Quartz-granules to pebbles in the foresets and bottom set.	Migration of 2-D bedforms under unidirectional and upper flow regime. Granulometric segregation.			
Trough cross-stratified sandstone – S_{TCS3}	Very-thick beds of medium- to coarse-grained sandstone. Unidirectional sets, towards SE, reaching up 3 m thickness. Quartz-pebble lag in bottom sets.	Migration of 3-D bedforms under unidirectional and lower flow. Granulometric segregation.			
Planar- to low-angle cross-lamination sandstone - S_{PL3}	Medium- to thick-bedded tabular beds of well sorted medium-grained sandstone with planar- to low-angle cross lamination. Asymmetric wavy-lamination.	Oscillatory flow predominantly unidirectional with variations in the direction of the lower flow and migration of ripple marks			
Massive conglomerate - C_M	Medium to thick-bedded sets of quartz granules and pebbles < 4 cm.	Debris flow			



Legend

(continued)

Fig. 3 Stratigraphic sections of the central to northeast sectors of the IB showing facies, facies associations, biostratigraphy and sequence stratigraphic of the Cambrian deposits.

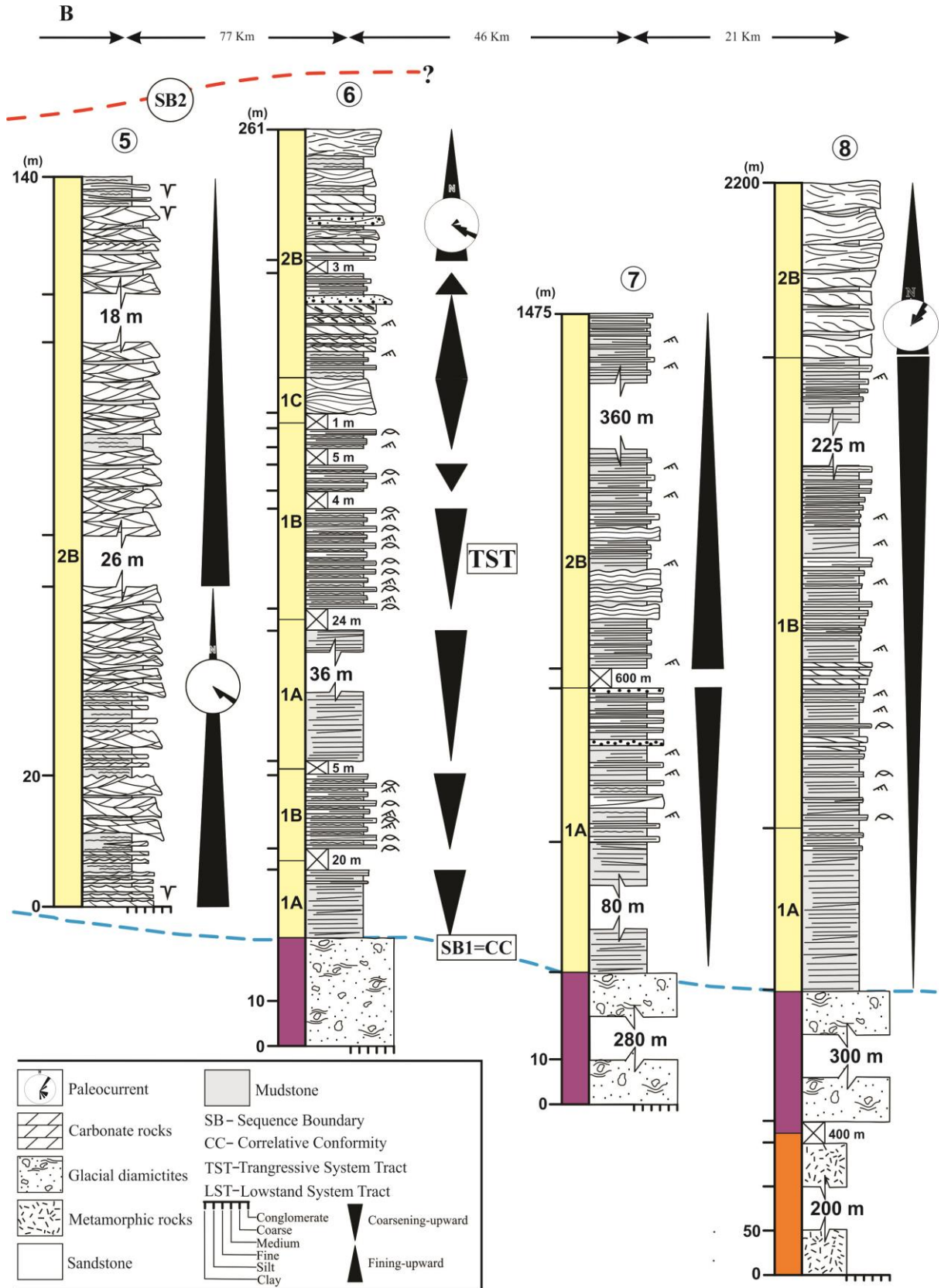


Fig. 3. Continued.

Storm-dominated shoreface (FA1)

Description

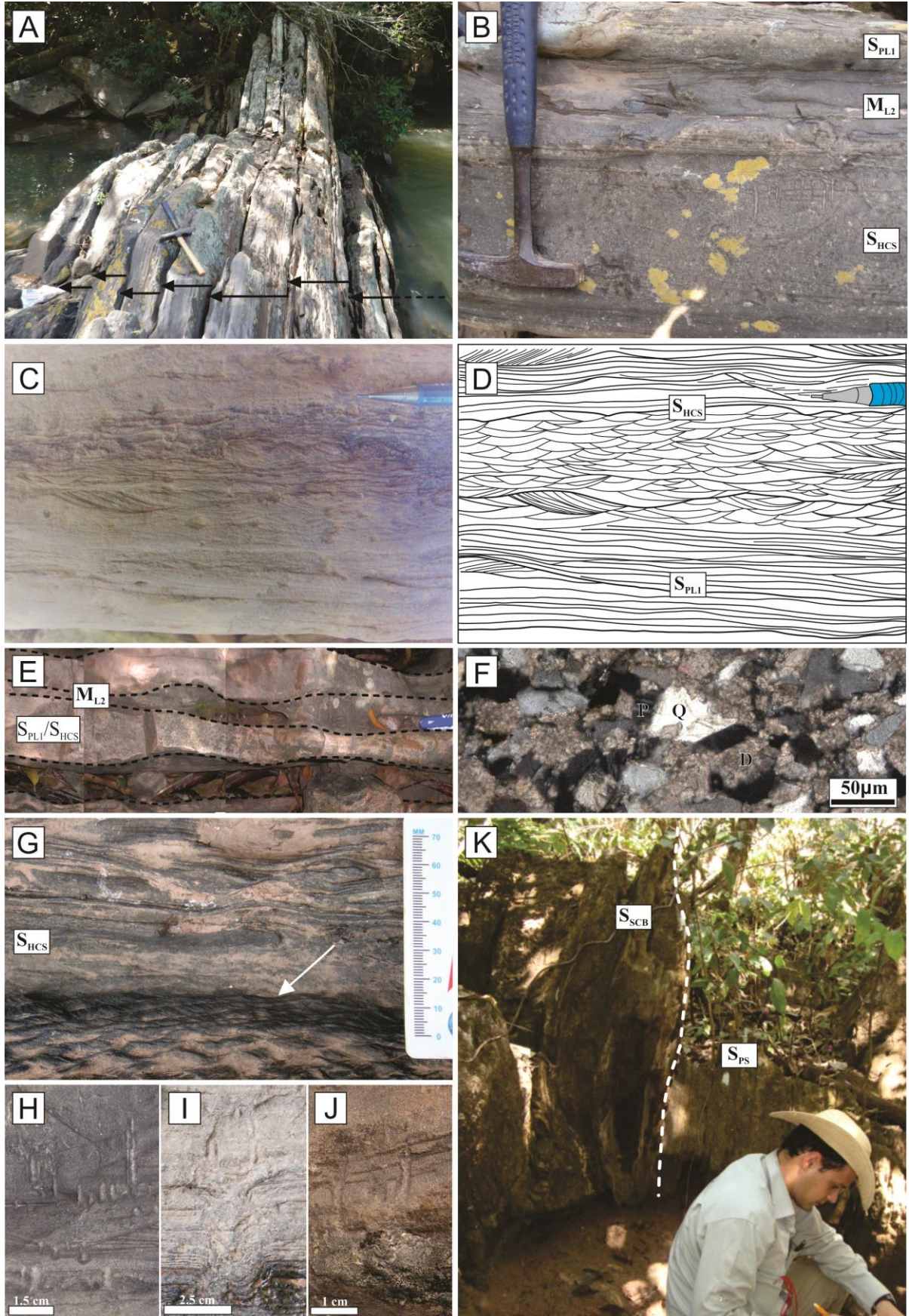
The FA1 represents the base of the lowermost Cambrian deposits, reaching up to 15 m to 800m in thickness from central to northeast portions of the IB (Fig. 3). This facies association is largely comprised of medium- to very thick-bedded tabular beds, laterally continuous over tens to hundreds of meters, composed of very fine- to medium-grained well-sorted and mature sandstones in addition to mudstones, arranged in centimetric- to metric-scale coarsening-upward cycles (Fig. 4A).

In the central sector, the FA1 is characterized by thin- to thick-bedded layers with parallel- to undulatory- laminated mudstone (M_{L2}) interbedded with thin- to thick bedded of very fine- to fine-grained sandstone beds with planar- to low-angle cross-lamination (S_{PL1}) and small-scale hummocky cross-stratified (S_{HCS}) (Fig. 4B). The sets with the S_{P2} facies reaches some 0.4 m in thickness, very often associated with S_{HCS} facies into beds displaying pinch-and-swell geometry and cemented by dolomite (Figs. 4C-F). The strata with S_{HCS} facies reach up to 0.5 m, in addition to intricately interwoven bidirectional (cf. de Raaf *et al.*, 1977) and climbing wave ripple cross-laminations (Figs. 4C-D and G). Vertical burrows, such as *Skolithos linearis*, *Diplocraterion parallelum* and *Arenicolites* isp. are recorded in the S_{HCS} and S_{P2} facies, laterally and vertically patchy distributed (Figs. 4H-J) (Santos *et al.*, 2017). Bioturbation index is 0-3 to the *Skolithos linearis*, whereas 0-2 to the *Diplocraterion parallelum* and *Arenicolites* isp., both *sensu* Taylor & Goldring (1993). The infills of these trace fossils, spreite structures in the *Diplocraterion p.*, as well as the host rock, are likewise constituted by coarse-grained silt to very fine to fine-grained sand cemented by dolomite. The M_{L2} , S_{P2} and S_{HCS} are overlaid in a sharp to slightly erosional contact by amalgamated swaley cross-bedding (S_{SCB}) which grades upward to planar-stratification sandstones (S_{PS}) (Fig.4K). Such facies are unbioturbated, well-sorted, sub-rounded to sub-angular sandstones, ranging from 2 to 4 m in thickness. Stacked into pinching and swelling beds, sometimes interbedded by thinly-bedded laminated mudstone layers, these represent the uppermost of the coarsening-upward cycles.

On the other hand, to the northeast sector, very thick-bedded packages of laminated mudstone (M_{L1}) are interlayered by planar lamination/stratification sandstone layers (S_{P1}) (Fig. 5A), ranging from 15 to 200 m in thickness (Fig. 3), displayed in metric-scale coarsening-upward cycles (Fig. 5A). The S_{P1} facies is commonly related to low-angle cross-lamination/stratification and scattered quartz and clay granule-pebble lenses (Fig. 5B-C). These packages apparently display a transitional contact with the overlaid heterolithic

arrangement between S_{P2} , S_{HCS} and M_{L2} facies, which also are capped by the S_{SCB} and S_{PS} facies organized in shallowing-upward cycles reaching up to 10 m in thickness.

Fig. 4. Facies association 1. (A) FA 1 riverbed outcrop in the Serragem River II, Nobres region, showing thin- to thick-bedded tabular sandstone and mudstone layers interbedded organized in centimetric shallowing-upward cycles (black arrows). (B) Sandstone layers with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}) and planar to low-angle cross- lamination (S_{PL1}) individualized by planar to slightly wavy mudstone bed (M_{L2}). (C) and (D) Sandstone with planar to low-angle cross- lamination (S_{PL1}) related with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}) facies displaying intricately interwoven bidirectional wave induced pattern. (E) Sandstone beds with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}) and planar to low-angle cross- lamination (S_{P2}) facies exhibiting pinch-and-swell geometry interlayered by laminated mudstone (M_{L2}). (F) Thin-section photomicrography of sandstone composed by subrounded-subangular quartz (Q), plagioclase (P) and dolomite cement (D). (G) Climbing wave ripple cross-lamination (white arrow) associated with small-scale hummocky cross-stratification (S_{HCS}). (H) *Skolithos linearis*. (I) *Diplocraterion parallelum*. (J) *Arenicolites* isp..(K) Sandstone beds with swaley cross-stratification (S_{SCB}) grading upward to the planar-stratification (S_{PS}).



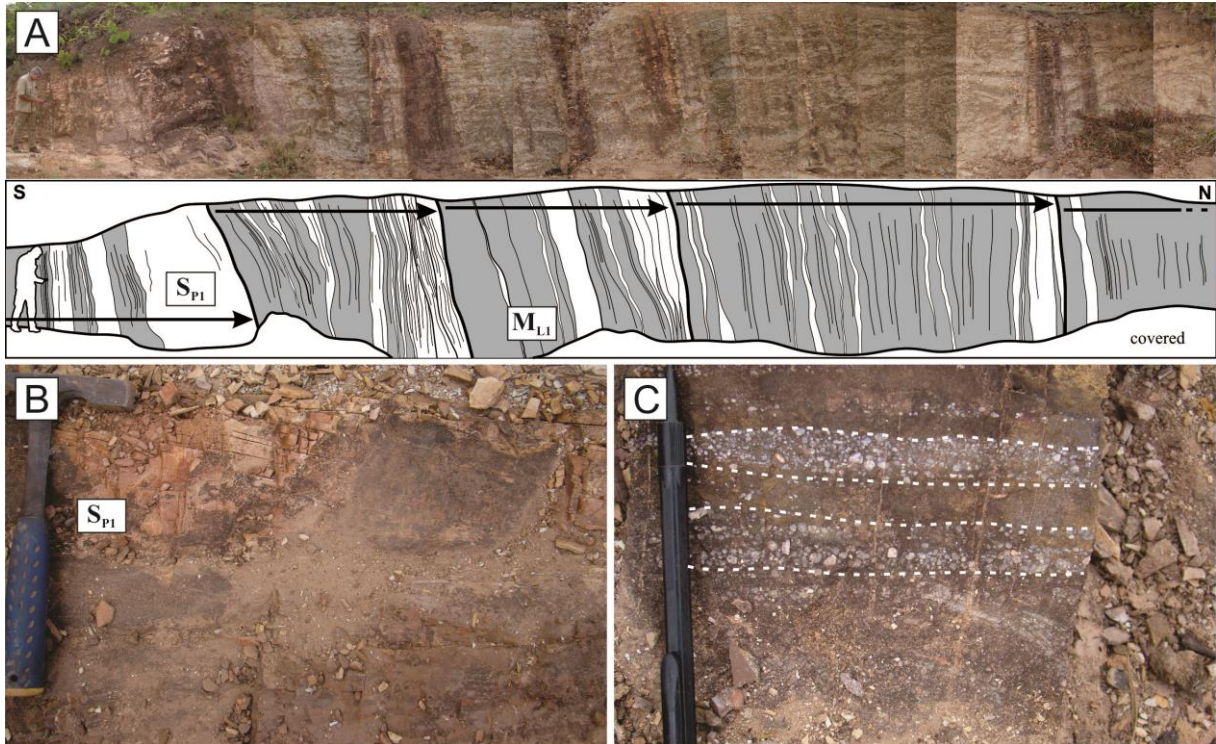


Fig. 5. (A) FA1 road cut outcrop in the northeast of the IB, Planalto da Serra region, showing very thick-bedded layers of laminated mudstone (M_{L1}) interbedded with planar lamination to stratification (S_{P1}) sandstone, arranged in metric-scale coarsening-upward cycles (black arrow). (B) Sandstone layer with low-angle cross-stratification associated to planar-stratification facies (S_{P1}). (C) Superimposed sharp-based quartz and clay granule-pebbles lenses.

Interpretation

The FA1 were deposited in a storm-dominated shoreface paleoenvironment during a progradational regime, evidenced by the coarsening-upward successions (e.g. Plint, 2010). This may be subdivided landward in shoreface subenvironments, such as offshore-transition (upper offshore), lower-middle and upper shoreface deposits (Pemberton *et al.*, 2012). Storm-dominated shoreface deposits are typically characterized by mature, well-sorted sandstones with swaley and hummocky cross-stratified and planar-lamination (Snedden & Nummedal, 1991; Walker & Plint, 1992). Restricted to the northeast of the IB, the deposition of the upper offshore deposits (1A) would have occurred well below fair weather wave base during fair-weather conditions. Thus, huge amounts of the silty and very fine-grained sand sediments in suspension fallen-out (M_{L1} facies), however, slightly influenced by waves. Periodic storm-events that affected these deposits are attested by the S_{P1} facies, also reflected by the superimposed sharp-based quartz and clay granule-pebble lenses. Above the fair-weather wave base, in the lower-middle shoreface deposits (1B), storm-waves reached the substrate under an oscillatory-dominant combined flow with a unidirectional component in upper flow regime (S_{HCS} facies) (Arnott & Southard, 1990). Progressively the flow energy decreased,

keeping constant the strong oscillatory current with a weak unidirectional component (S_{PL1} facies) (Dumas & Arnott, 2006; Plint, 2010). In these high-energy conditions, the organic matter was prevented from settling on the sandy softground favoring the action of suspension feeders or passive predators dwelling burrow-producers (MacEachern et al., 2007, 2010; Desjardins et al., 2010; Buatois & Mángano, 2011), represented by the *Skolithos* Ichnofacies (Santos et al., 2017). Furthermore, high-intensity and high-frequency storm events favor minimal preservation of burrowing as indicated by the low bioturbation index (Pemberton et al., 2012). After the storm-weather periods, fair-weather conditions were established enabling the silty to very fine sandy sediments to fall out (M_{L2} facies). The intercalation between S_{P2} , S_{HCS} and M_{L2} facies are common in moderately storm-dominated lower-middle shoreface (Plint, 2010; Pemberton et al., 2012). Such characteristics suggest that the storm-events that reached this progradational coast were episodic giving rise to the cycles. The cementation of these rocks by dolomite probably has a secondary source related to hydrothermal fluids ascent (Silva Jr. et al., 2007).

Shallower portions of the shoreface, upper shoreface (1C), were deposited under oscillatory-dominated combined flow produced by storm-waves. Storm-waves uninterrupted and intensely reworked the substrate causing erosion (S_{SCB} facies), preventing the fall outs of the suspended sediments and biogenic structures preservation (Dumas & Arnott, 2006; Plint, 2010; Pemberton et al., 2012). Unidirectional components coming from a small fraction of the oscillatory flow actuated in this coast during the apex of the storms (S_{PS} facies), when such components were stronger (Arnott & Southard, 1990; Cheel, 1991). High energy, well-sorted medium-grained sandstones, S_{SCB} and S_{PS} facies are commonly observed in upper shoreface deposits (Clifton et al., 1971; Plint, 2010; Pemberton et al., 2012). Erosional structures (S_{SCB} facies) tend to facilitate the separation between lower-middle and upper shoreface complexes (Pemberton et al., 2012). The increase of the thickness in the cycles and the restrict presence of offshore-transition deposits indicates a deepening of the waterbody to northeast of the basin, reflecting in an increase of the accommodation space.

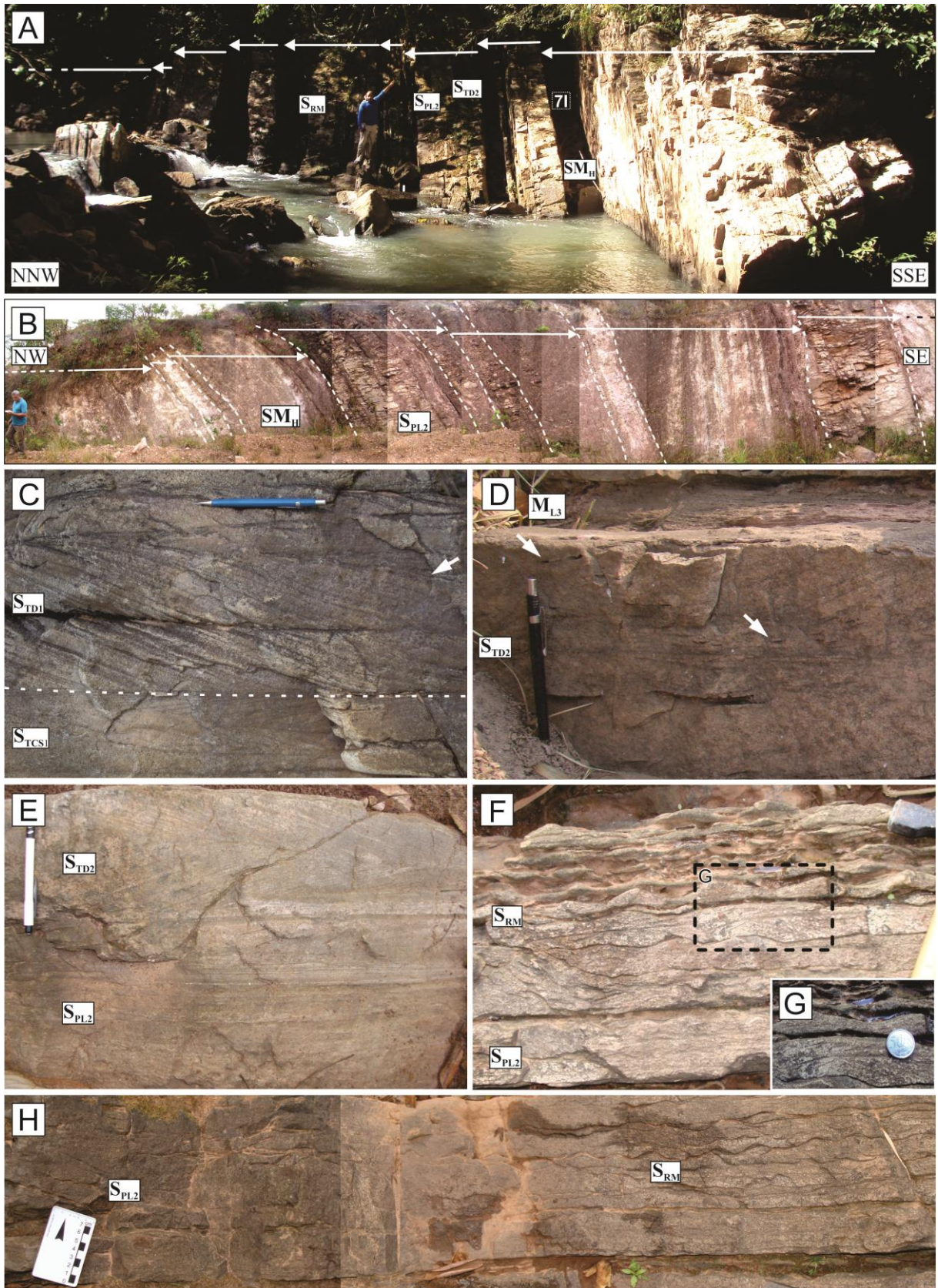
Tidal flat complex (FA2)

Description

The FA2 represents the largest deposits of the Cambrian successions of the IB. These consist of thick- to very thick-bedded tabular beds of well-sorted medium- to coarse-grained sandstones grading upward to heterolithic deposits interbedding medium- to coarse-grained sandstones and coarse-grained siltstone to fine-grained sandstones (mudstone) (Fig. 3). The facies are organized in fining-upward cycles reaching up to 4 m in thickness and laterally

continuous for tens of meters in the Nobres region (Fig. 6A). Towards the northeast of the IB, the cycles presents maximum thickness of 10 m, with lateral continuity reaching hundreds of meters (Fig. 6B), albeit extremely weathered. The sand-dominated facies includes bidirectional tangential cross-bedding with thin lamina of mudstone on the foresets (S_{TD1} e S_{TD2}) (tidal bundles) (Figs. 6C-D), preferentially migrating towards NE-SE and E-SE. Generally, the S_{TD} facies are associated with scattered reactivation surfaces, small-scale trough cross-stratified (S_{TCS1}), rip-up clasts and planar to low-angle cross-lamination facies (S_{PL2}) (Figs. 6C-E). The S_{PL2} facies occurs into medium- to thick-bedded sets, vertically or laterally grading to wave ripple-bedding (S_{RM}) covered by thin laminae of mudstone, showing migration and aggradation with a small angle of climb (*cf.* Harms *et al.*, 1982) (Figs. 6F-H).

Fig. 6. Facies association 2. (A) FA2 Riverbed outcrop in the Serragem River II, Nobres Region, showing sandstone layers with tidal bundles (S_{TD2}), planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}), and wave ripple bedding (S_{RM}) facies interbedded by flaser-wavy heterolithic bedding (SM_H) (Detailed in Fig.7I), organized in fining-upward cycles (white arrow) interpreted as a middle intertidal mixed flat zone. (B) FA2 road-cut outcrop in the Planalto da Serra region exhibiting intercalation between thick to very-thick bedded layers with flaser-wavy heterolithic bedding (SM_H) and planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}), displayed in thick fining-upward cycles (white arrow) (C) Tangential cross-bedding with mud drapes (S_{TD1}) showing a reactivation surface (black arrow) associated to small-scale trough cross-stratified (S_{TCS1}) in a subtidal- lower intertidal sand flat zone. (D) Sandstone layer with tangential cross-bedding with mud drapes (S_{TD2}) showing rip-up clasts (white arrow) interbedded by laminated-mudstone (M_{L3}) in a middle intertidal mixed flat zone. (E) Bidirectional tangential cross-bedding with mud-drapes (S_{TD2}) related to planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}). (F) Sandstone layer with planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}) vertically grading to wave ripple-bedding (S_{RM}) individualized by thin mudstone layers, displaying migration and aggradation with small angle of climb (dashed line) detailed in (G). (H) Sandstone layer with planar to low-angle cross-lamination (S_{PL2}) horizontally grading to wave ripple-bedding (S_{RM}) interbedded with thin laminae of mudstone.



Sandstones with small to medium-scale trough cross-stratified shows very thin-bedded mud drapes in the foresets and bottom sets (S_{TCS1}), sometimes exhibiting scattered quartz pebbles reaching up 10 mm (Fig. 7A). In other cases, sandstones layers with trough cross-

stratified may present sub-rounded to sub-angular quartz granules to pebbles in the foresets and bottom sets (S_{TCS2}) besides lenses of sub-rounded to sub-angular quartz granules (Figs. 7B-D). Furthermore, granules and pebbles-quartz can be exposed in thin- to thick-bedded layers supported by fine- to medium-grained sandstone matrix (C_{MS} facies) (Fig. 7E), occasionally showing normal grading. The sigmoidal cross-bedding covered by mud drapes facies (S_{SD}) occurs in medium- to thick-bedded beds with migration towards the E-SE (Fig. 7F), sometimes related to S_{PL1} facies. Although more frequently described to the northeast of the IB (Fig. 3), thick-bedded layers with wave megaripples-bedding facies (S_{RM}) also are described in the Nobres region. To the northeast, a particular presence of thick-bedded layers of medium-grained sandstone with swaley cross-stratification (S_{SCB} facies) is described, similar to recorded in the FA1 deposits. Thin to very-thick-bedded layers of laminated mudstone (M_{L3}) are interbedded by beds with sand-dominated facies (Fig 7G). The thicker layers with M_{L3} facies show thin to thick-bedded beds of fine-grained sandstone and/or planar to slightly undulatory mudstone/very fine-grained sandstone flaser, wavy and lenticular heterolithic bedding (SM_H) (Figs. 7H-J), characterizing the top of the fining-upward cycles. Desiccation crack molds (S_{DC}) (Fig. 7K), wave ripples (flat-topped, washed-out) and adhesion warts often can be present in the bedding surfaces (Figs. 7L-N).

Interpretation

The FA2 was deposited on tidal flat complex within sheltered shallow coastal embayments (e.g. Fan, 2012), under progradational conditions attested by the fining-upward successions (Weimer *et al.*, 1982; Dalrymple, 1992). Furthermore, macro- to megatidal regimes are indicated by the cycle thicknesses, coherent with deeper portions towards the northeast portion of the IB. Based in the decrease in the tidal energy landward (Weimer *et al.*, 1982), these tidal deposits can be divided in subtidal (2A) and intertidal (2B) (lower, middle, upper) paleoenvironments (Klein, 1977; Dalrymple, 2010). The subtidal- lower intertidal sand flat zone is indicated by the non-cyclic tidal bundle successions (S_{TD1} facies) associated with cosets of S_{TCS1} facies (Kreisa & Moiola, 1986; Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012). The coalescence between these facies indicates tidal channel bars deposits which migrated preferentially towards NE-SE directions, cutted by a tidal channel system.

During the migration of these bedforms, the tabular to tangential bidirectional foresets and trough cosets were formed whereas mudstone thin laminae are consistent with the slack water periods (Deb, 2005; Dalrymple, 2010; Durbano *et al.*, 2015). Climbing wave ripple cross-lamination represents superimposed bedforms that migrated over the stoss-side of these tidal bars (Allen, 1980). Rip-up clasts aligned to the foresets indicates the reworking of

mudstone layers deposited during slack water periods by tidal currents (Mueller *et al.*, 2002). Tidal bundles can occur in subtidal and intertidal paleoenvironments (Dalrymple, 2010; Fan, 2012), very often as incomplete records in ancient deposits preventing the orbital periodicity reconstitution (Dalrymple, 2010). However, the prominent reactivation surfaces and the paucity of mudstone beds interbedding the sandstone packages reflects the high-energy conditions, typical of subtidal settings (Desjardins *et al.*, 2010; Davis, Jr., 2012).

The middle intertidal mixed flat zone is characterized by the switch between sandstone and mudstone layers (Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012). Such characteristic is related to the variations in the flow energy alternating traction and suspension processes (Flemming, 2012), respectively. This energy flow variation may be attested by the gradation of upper flow regime conditions (S_{PL2} facies) to gradual and continuous decrease in the flow energy (S_{TD2} and S_{SD} facies) associated to an oscillatory component (S_{RM} facies) reaching slack water periods indicated by thin lamina and layers of mudstone (M_{L3}). Most likely, this tidal flat was cut by tidal channels and tidal creeks as evidenced by S_{TCS2} and C_{MS} facies (Deb, 2005; Eriksson & Simpson, 2012). The thicker packages of megaripples (S_{RM} facies) confirm a greater water depth in the Planalto da Serra region.

Desiccation cracks (S_{DC} facies), wave ripples and adhesion warts on bedding surfaces indicate intermittent exposure (Deb, 2005; Eriksson & Simpson, 2012). The suspension processes actuated during low energy regime providing fall out of the fine-grained sediments (M_{L3}), sometimes still under oscillatory flow influence (SM_R) marking the end of the tidal cycles. Longer durations of these conditions could be generated the upper intertidal mud flat deposits, suggested by very thick-bedded packages of M_{L3} facies, where occasionally may be recorded the presence of lenticular heterolithic-bedding (SM_H) (Desjardins *et al.*, 2012). The sporadic presence of S_{SCB} facies suggest that the tidal flat complex deposits were periodically reworked by storm waves which penetrated the embayment.

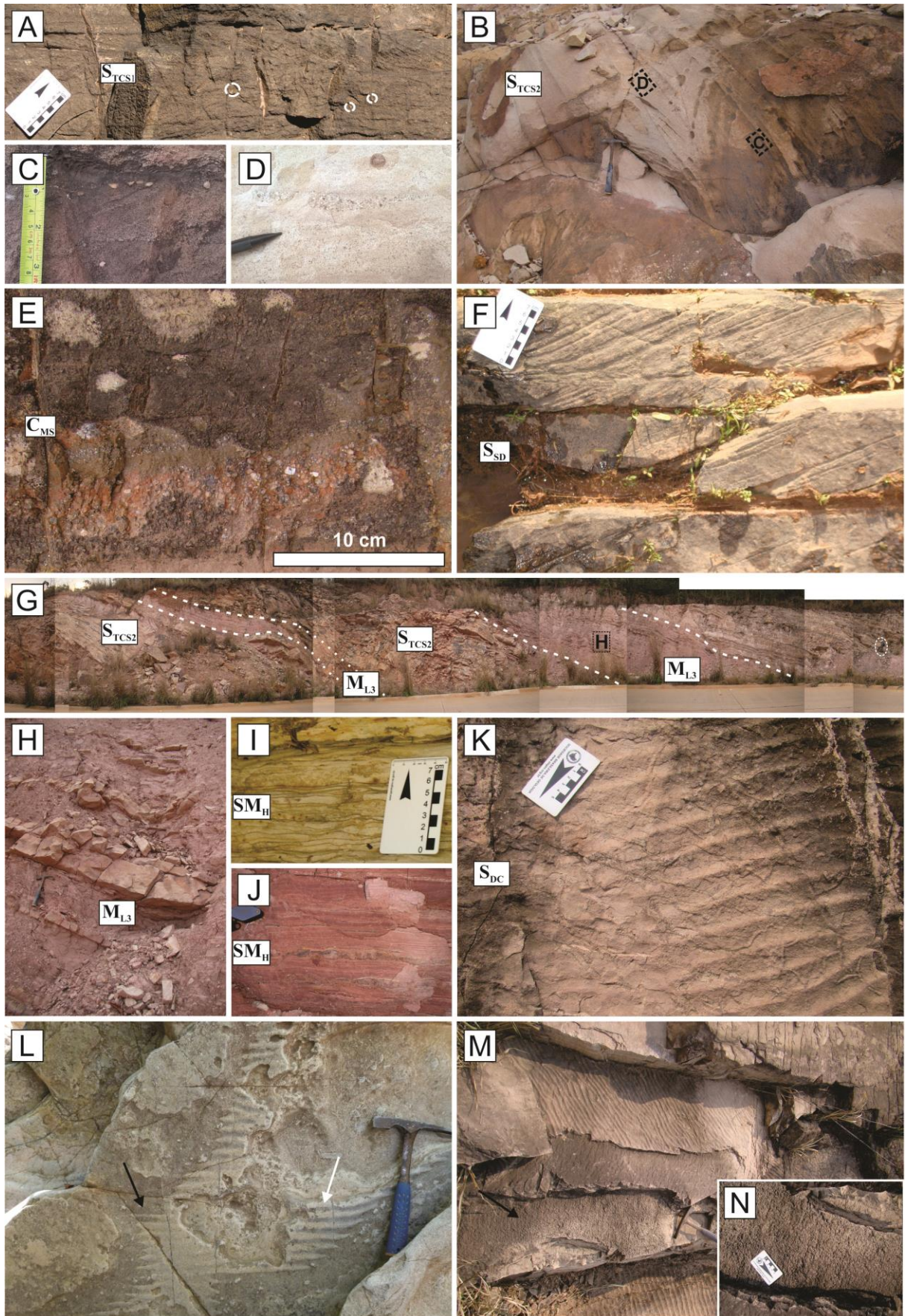


Fig. 7. Facies association 2. (A) Sandstone layer with trough cross-stratification (S_{TCS1}) facies showing foreset and bottom set with mud drapes and scattered quartz pebble (white circle) in a subtidal- lower intertidal sand flat

zone. (B) Thick to very thick-bedded sandstone layers with trough cross-stratification (S_{TCS2}) presenting quartz-pebbles in the foreset and bottom set (detailed in C) and quartz-granules lenses (detailed in D) in a middle intertidal mixed flat zone. (E) Thin to medium-bedded layer with massive conglomerate (C_{MS}) constituted by quartz granule-pebbles supported by fine- to medium-grained sandstone matrix. (F) Cosets of sandstone layers with sigmoidal cross-stratification (S_{SD}) with mud drapes. (G) FA2 road-cut outcrop in the Nobres region showing intercalation between very-thick bedded sandstone layer with trough cross-stratification (S_{TCS2}) and laminated mudstone beds (M_{L3}) containing thin to medium-bedded fine grained sandstone layers (detailed in H). Person for scale inside dashed ellipse. (I) Flaser-wavy heterolithic bedding (SM_H). (J) Lenticular heterolithic bedding (SM_H). (K) Sandstone layer displaying desiccation crack molds (S_{DC}) on the top associated with ripples marks. (L) Flat-topped (white arrow) and washed-out (black arrow) wave ripples on the top of the sandstone layer. (M) Sandstone beds with ripple marks and adhesion warts in bedding surface (detailed in N).

Distal braided rivers (FA3)

Description

The FA3 comprises the base of the uppermost Cambrian siliciclastic deposits, restricted to the central portion of the IB. These are recognized by thick- to very thick-bedded tabular beds of well-sorted, mature, sub-rounded to sub-angular, medium to very coarse-grained sandstones, laterally extensive for tens of meters. Internally, they display trough cross-stratified (S_{TCS3}) (Fig.8A), massive conglomerate (C_M) (Fig.8B), tabular-tangential cross-stratified (S_{TT}) (Fig.8C-D), and planar- to low-angle cross-lamination (S_{PL2}) (Fig.8E), organized in cycles with fining-upward tendency. The S_{TCS3} facies is dominant, typified by amalgamated sets and cosets of shallow, large to medium-scale trough cross-beds with unimodal paleocurrents to SE. Associated with the S_{TCS3} cosets are the very-thick bedded packages with S_{TT} facies. Quartz granules to pebbles lags with up 4 cm, sub-rounded to sub-angular, can occur into tabular-tangential foresets and axes of the S_{TCS3} facies (Fig.8F), showing normal grading, as well as in tabular-tangential foresets of the S_{TT} facies. Medium- to thick-bedded beds with C_M facies are composed by weak grading quartz granules to pebbles inserted in a fine- to medium-grained matrix. In the upper portion of these deposits, it is commonly noticed the gradual disappearance of quartz lags, persisting the S_{TCS3} occurrences associated to the S_{PL2} with the asymmetric wavy-lamination often signaling the top of the cycles.

Interpretation

The FA3 were deposited in bar complexes within a bedload-dominated distal sandy-braided river paleoenvironment, similar to the South Saskatchewan-Platte braided stream models (Miall, 1978). The poorly lateral exposures and deformations of the outcrops did not allow the establishment of architectural elements. However, the facies set suggests that the

FA3 are related to sandy bedform architectural elements which are predominant in distal sandy-braidplains characterized by fining-upward cycles (Miall, 1977, 1985). Moreover, the tabularity of the layers in these deposits suggests that these braided rivers presented unconfined, sheet-like channels. Such characteristics explain the absence of incontestable channel margins or elements (Miall, 1985; Long *et al.*, 2004). The predominance of sandy-facies over the gravel-dominated systems added to the proximity with FA1 and FA2 deposits are consistent with a low-sinuosity distal braided river deposits (Miall, 1977, 1992; Fedo & Cooper, 1990).

The S_{TCS3} and S_{TT} facies represents the deposition on linguoid or transversal bars within a channel during the migration of subaqueous 3D- and 2D dunes, respectively, under lower flow regime conditions (Miall 1978, 1985). Shallow S_{TCS3} reflect the high runoff rates due the absence of vegetation common in the Pre-Silurian systems (Long, 1978, 2004; Eriksson *et al.*, 1998; Davies & Gibling, 2010). Another plausible interpretation to the S_{TT} facies is that this facies could represent trough-cross stratified structures in a longitudinal cut (*cf.* Lindholm, 1987). The granular to pebble-quartz lag in these facies may be related to erosion of gravelly material upstream of the bedform accumulating clasts downstream under high flow stages (Nichols, 2009). Cm facies is interpreted as related to longitudinal braided bars deposited under a debris flow (Miall, 1977), resulted the local flow incompetency to transport the coarsest particles (Dey, 2014). Variations in the flow velocity and sediment load within the channel are indicated by the S_{PL2} , deposited in unidirectional currents under upper flow regime conditions, characterizing the bar tops.

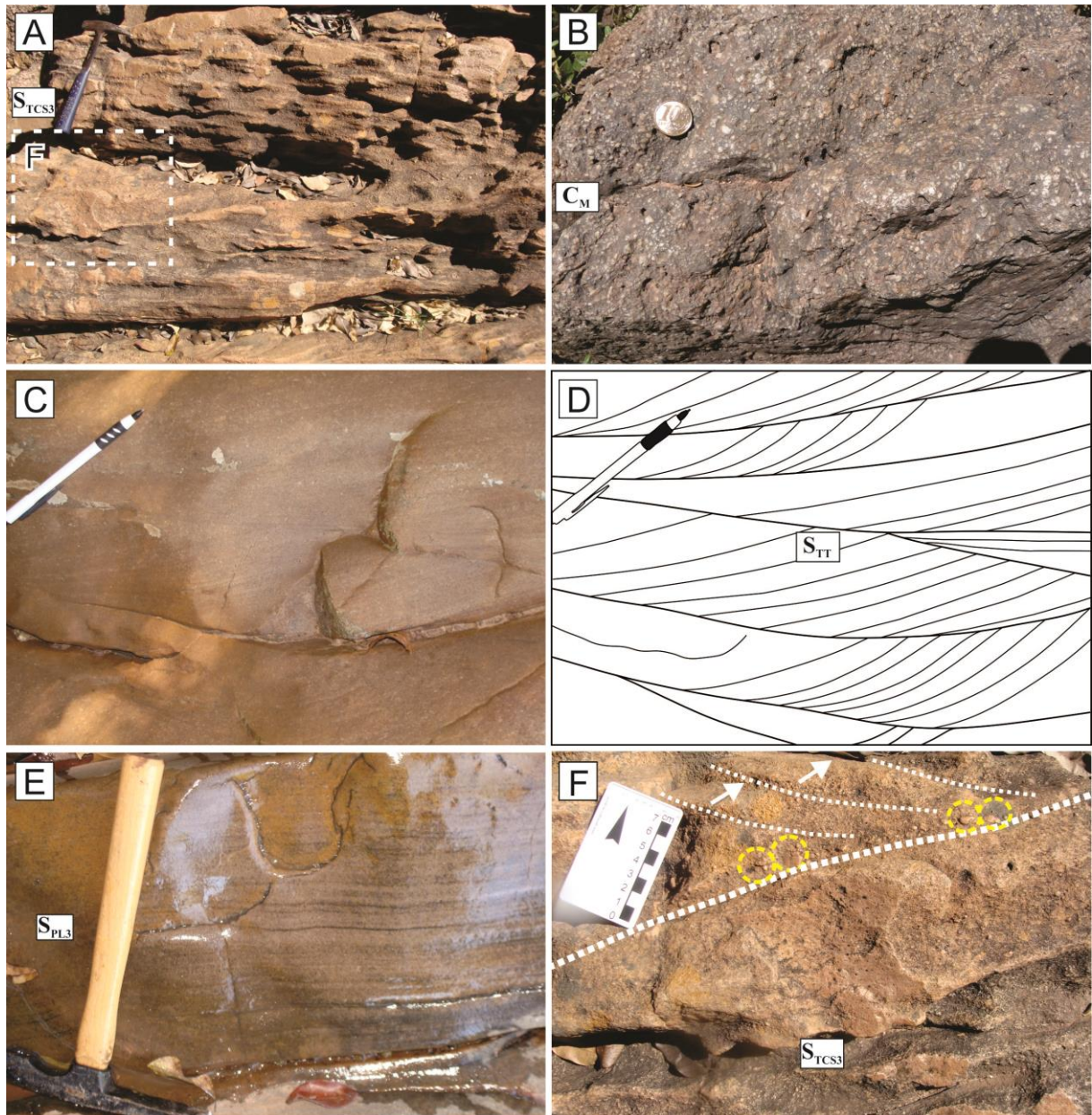


Fig. 8. Facies association 3. (A) Thick-bedded sandstone layer with trough cross-stratification (S_{TCS3}) with quartz-granules and pebbles in the foreset and bottom set (detailed in F). (B) Medium-bedded layer with massive conglomerate (C_M) composed by granule-pebble quartz. (C) Sandstone layer with tangential cross-stratification facies (S_{TT}). Detailed in (D). (E) Sandstone bed with planar to low-angle cross-lamination (S_{PL3}) facies. (F) Granule to pebbles quartz in the bottom set and foreset (dashed circles) of trough cross-stratification (S_{TCS3}) showing normal grading (white arrow).

DEPOSITIONAL MODEL

The Cambrian successions of the IB were deposited in a fluvial-coastal system related to a Cambrian epeiric sea connected to the Iapetus Ocean (Fig.9A). Uplifted areas in the NW during the Cambrian (Fig.9B), actual SE of the Amazon Craton, as a consequence of the intracontinental compressional tectonism that gave rise to the Paraguay Belt, provided an influx of siliciclastic sediment to these Cambrian deposits. This continental source may be

confirmed by the Paleo- to Neoproterozoic maximum depositional ages obtained by McGee *et al.*, 2015. Thus, the intensified siliciclastic influx led to the emergence of the Cambrian siliciclastic platform Raizama and total suppression of the Araras carbonate platform (Rudnitzki *et al.*, 2016).

Abundant quantities of sediments were transported seaward to the Raizama platform by broad channels belonging to braided fluvial systems which drained the inner of the Amazon Craton (Fig. 9C). In distal portions of these rivers, bar complexes (FA3) migrated downstream within these unconfined, sheet-like channels under a unidirectional flow preferential to the SE direction and flashy runoff conditions (Fig. 9C). In addition, the bank channel instability resulted in high discharge rates of sandy bedload carried by these channels which passed seaward into tidal flat complexes (FA2) and shoreface deposits (FA1) (Fig. 9C). Commonly, the broad channels, flash runoff, bank channel instability, and high discharge rates are reported to features of Pre-Silurian braided alluvial systems reflecting the lack of vegetation (Eriksson *et al.*, 1998; Long *et al.*, 2004; Davies & Gibling, 2010).

In the coastal settings, the sediments that flowed downstream were debouched directly in sand sheet bodies within sheltered shallow coastal embayments (Fig. 9C). Although there is a limited number of paleocurrent data obtained, a broadly southwest-northeast oriented shoreline may be suggested. Significant proportions of the sediments that arrived in this paleocoast were reworked by tidal- and wave-currents and intermittent storms, expressed by the magnitude of these tidal deposits throughout the IB. Thus, this actuation of tidal processes explains the absence of braided-deltas or barrier-lagoon complexes (e.g. Dott & Byers, 1991; Fedo & Cooper, 1990; Els & Mayer, 1993). Paleocurrent directions indicate that the sand bars into inner of subtidal – lower intertidal channels were influenced by longshore (NE) and ebb currents (SE) (Fig. 9C). The progressive decrease in the tidal- and wave-currents energy landward coming from the subtidal-lower intertidal zone allowed the deposition of finer sediments in the middle- and upper-intertidal portions of the tidal flat complexes which were sporadically exposed. The thickness increase of these deposits reveals deeper waters towards the northeast of the studied area (Fig. 9C). It is not uncommon that there is no mention of barrier island environments in ancient deposits. According to Eriksson *et al.* (1998), this fact is related to the difficulties in identifying these deposits due to the high maturity textural and sand sheet geometries reflecting absence of stabilizing vegetation.

Despite the large amounts of the siliciclastic sediments trapped in the coastal setting, a great influx of fine-grained sediments also were directly carried to the nearshore zone (Fig. 9C). These sediments were deposited in sand sheets-like above the fair weather wave base

(FWWB), wave and storm-reworked within seaways parts of the Cambrian epeiric sea. During the storm actions, simultaneously the softground was reworked and inhabited by suspension feeders or passive predators belonging to the *Skolithos* Ichnofacies (Santos *et al.*, 2017). Thus, the great siliciclastic sediment rates that arrived into this zone under rapid and continuous sedimentation promoted a substrate shifting allied to the high-energy revealed by the short-term colonization windows. The storm events were punctuated by periods of fair-weather conditions permitting that suspension clouds storm-generated fallen out, consistent with the presence of mudstone layers.

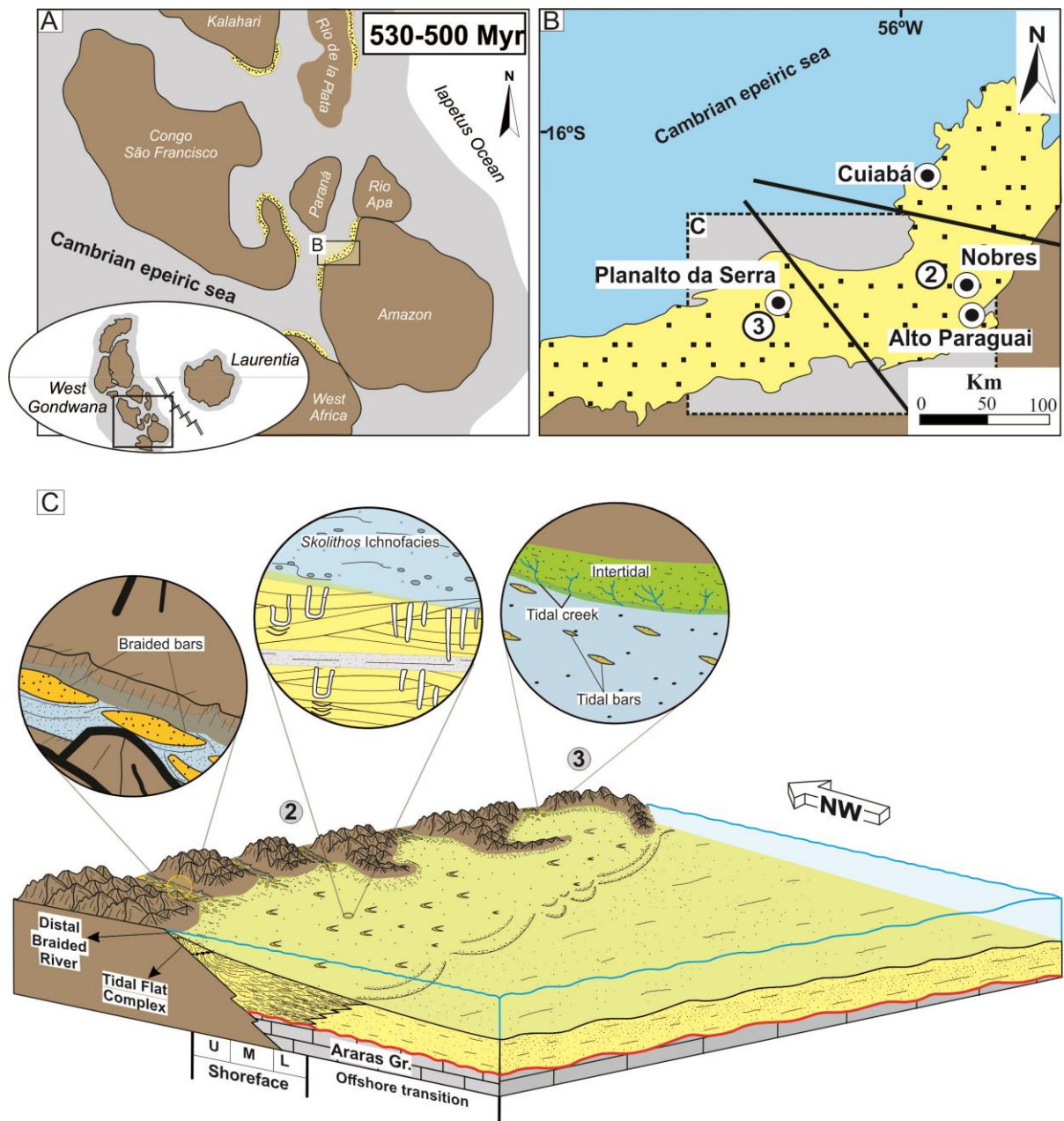


Fig. 9. (A) Paleogeographic map of the Western Gondwana at 530-500 Myr (Based in Tohver *et al.*, 2006; Torsvik & Cocks, 2013; Santosh *et al.*, 2014), highlighting the Cambrian siliciclastic platform in the southeastern Amazon Craton (black square). (B) Siliciclastic platform in the Cambrian context showing the

study area (gray square) (C) Idealized facies model for the diachronic Cambrian depositional environments recognized, based in the actual position of the IB.

SEQUENCE STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

Sequence stratigraphic (SS) methods are widely used in researches that aim to build frameworks of sequences, systems tracts and bounding surfaces (Catuneanu & Zecchin, 2013). In outcrop scale, the SS concepts are applied based on high-resolution sequence stratigraphic (HRSS) analysis based on shoreline shift records (Zecchin & Catuneanu, 2013; Zecchin *et al.*, 2017). Some criteria are needed for discrimination of high-resolution sequences, however, the facies and facies association changes influenced by high-magnitude sea level and/or supply sedimentation, reflecting a transgressive and/or regressive trend that favors their recognition (Zecchin *et al.*, 2017). Thus, HRSS techniques were applied in the Cambrian deposits of the IB. Although there is a great lateral extent of these deposits for hundreds of meters, the limited exposure of the outcrops prevents the establishment of key surfaces. However, conceptual depositional models based on contemporaneous facies association reinforce the analytical approach to stratigraphic interpretations about the genesis and meaning of stratigraphic discontinuities (Catuneanu *et al.*, 2011).

The predominance of negative carbon isotopic excursions and low values of $^{86}\text{Sr}/\text{Sr}^{87}$ for the entire succession of the Araras Group, combined with Pb-Pb age of 622 Myr in its basal portion strongly indicate Lower Ediacaran age (Nogueira *et al.*, 2007, 2018; Romero *et al.*, 2013). In addition, typical mid- to upper Ediacaran fossils were not observed in the Araras successions and the putative record of Ediacaran Glaciation of 580 Myr has been questioned (Nogueira *et al.*, 2018). The unconformity immediately in the top of the Araras Group is considered as an important sequence boundary (SB1) (Fig. 10A). SB1 represents an erosional hiatus formed by uplift of the southeastern margin of Amazon Craton that lasted approximately 80 Myr until the deposition of the Cambrian Raizama Formation with *Skolithos* Ichnofacies occurrence (Santos *et al.*, 2017, Nogueira *et al.*, 2018). Presumably, this epirogenetic event was induced by Cryogenian fault reactivations linked to the transtensional tectonics related to the Iapetus Ocean opening (~600 Myr; Merdith *et al.*, 2017). The effects of this uplift began during the last carbonate precipitation cycle of the Araras Group, evidenced by a reduced accommodation space incompatible with a highstand system tract (HST) (Rudnitzki *et al.*, 2016). The erosional unconformity SB1 in the southwestern portion of the basin is characterized by the lithologic break between the Lower Ediacaran carbonates Araras and Cambrian siliciclastic deposits (Nogueira *et al.*, 2007). Towards the central and

northeast portions of the IB, the SB1 passes into to an inferred correlative conformity that overlies the Araras carbonates and Late Cryogenian Puga diamictites (Figs. 10B-C).

After the Ediacaran uplift, the IB was submitted to a Cambrian thermal phase, propitiating the installation of the Alto Paraguai siliciclastic platform (Nogueira *et al.*, 2018). These lowermost Cambrian platformal successions are represented by two third-order depositional sequences (DS). The DS1 is composed by storm-dominated shoreface sediments (FA1) and tidal deposits (FA2) organized in parasequences with progradational trend, included in a lowstand (LST) to transgressive system tract (TST) (Figs. 10B-C). Tidal deposits commonly are developed during transgressions because of riverborne sediments trapped within fluvial-coastal systems (Loutit *et al.*, 1988 Van Wagoner *et al.*, 1990; Dalrymple, 2010). The DS1 was deposited during initial low subsidence rates, preceding the high sedimentation rates indicated by the *Skolithos* Ichnofacies record in the base of this sequence (Santos *et al.*, 2017). The continuous flow expansion was accompanied by increase of tidal processes indicated an expressive oceanic connection. A typical deltaic highstand deposits were not observed in the upper portion of the DS1, sharply truncated by sequence boundary 2. Restricted to the central portion of the IB, the SB2 is inferred as a type-1 unconformity generated by expressive sea level-fall, leading the progradation of lowstand fluvial braided deposits (AF3) during a LST which characterized the DS2 (Figs. 10B-C).

The scarcity of outcrops hindered a complete description of the DS2 in the Central and Eastern IB. However, although not studied in detail here, Bandeira *et al.* (2012) interpreted the uppermost portion of these Cambrian deposits as a sedimentary succession of siliciclastic platform, passing by tidal- and wave- influenced deposits, suggesting the influence of another transgressive pulse, and a lacustrine final phase indicating a confinement of the basin (Bandeira *et al.*, 2012) (Fig. 10C). Compared to other Cambrian sequences (Desjardins *et al.*, 2010; Nielsen & Schovsbo, 2015; Labaj & Pratt, 2016), the incomplete record of the retrogradational-progradational pulses may be attributed to erosion due the epeirogenic uplift and/ or non-deposition reported to the placing of the IB in the core of the Western Gondwana. Subsequently, the Iapetus Ocean closure (~500 Myr; Cawood, 2005) would have ceased the seaway connection confining water mass into the cratonic areas (Bandeira *et al.*, 2012). Thus, the implantation of large lakes occurred during the Ordovician, as recorded by the Diamantino Formation, preceding the extensional regime that caused the inversion of the intracratonic basin and implantation of large post-Cambrian intracontinental basins in the Western Gondwana (Bandeira *et al.*, 2012; Torsvik & Cocks, 2013; Nogueira *et al.*, 2018).

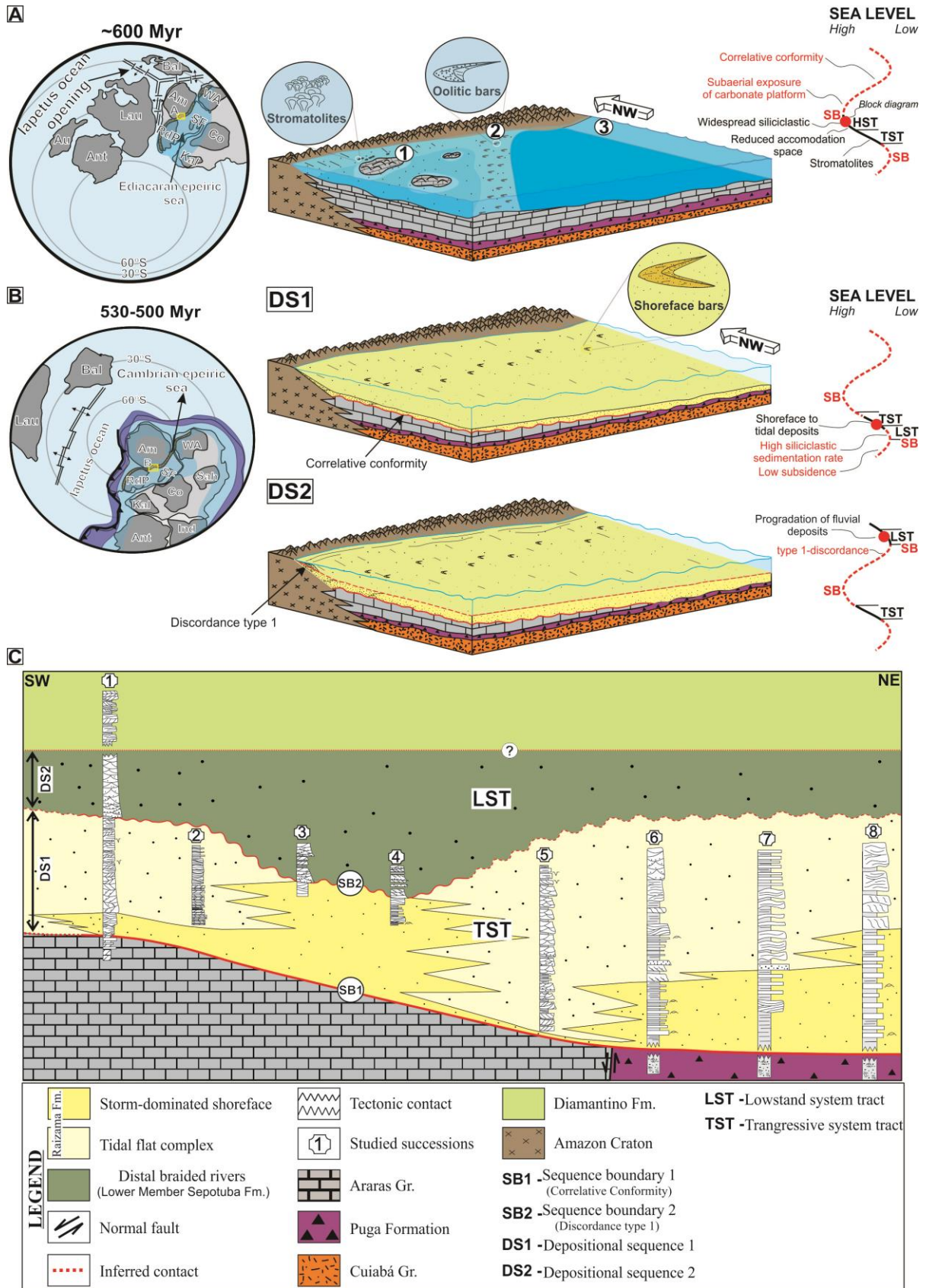


Fig.10. Simplified facies model and sequence stratigraphic evolution from the last Ediacaran carbonate precipitation to the Cambrian deposits in the IB, showing the Gondwana paleogeographic context throughout these periods according to Cordani *et al.*, 2013; Torsvik & Cocks, 2013; Santosh *et al.*, 2014. (A) Scenario

assumed to the Araras Platform during the Ediacaran, before the great siliciclastic influx (based in Nogueira *et al.*, 2007; Rudnitzki *et al.*, 2016). 1- SW; 2-central; and NE of the IB. (B) Emergence of the two high-rank depositional sequences (DS1 and DS2) representing the lowermost Cambrian deposits of the IB in response to the increased siliciclastic influx (C) Schematic stratigraphic correlation of the studied sections showing the sequential framework of the Cambrian deposits across the central to northeast sectors of IB. See Fig. 1 for localization of the measured sections.

IMPLICATIONS FOR THE RECORD OF THE GASKIERS EVENT

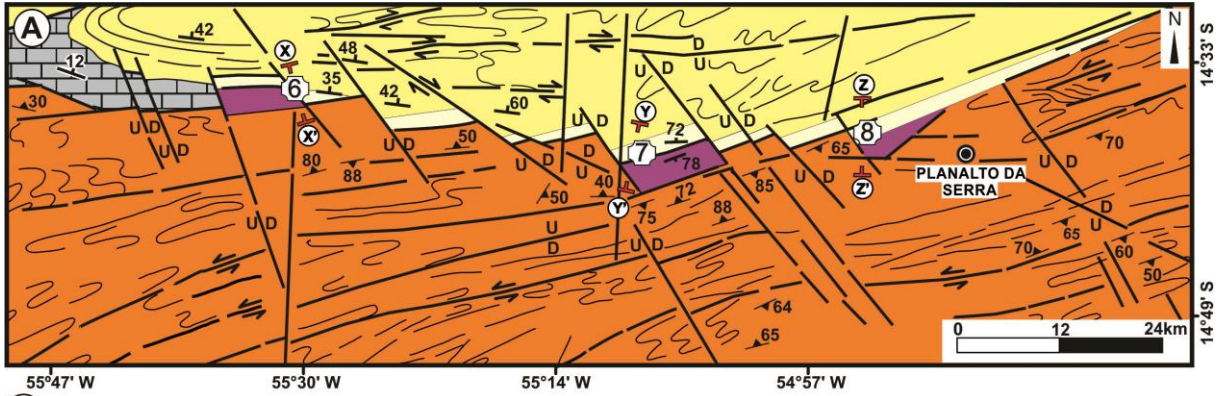
The Serra Azul glacial diamictites have been regarded as the single record of the Gaskier event (580 Myr) on the Amazon Craton (Hoffman & Li, 2009; Li *et al.*, 2013). Maximum depositional age by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U/Pb in muscovites and detrital zircons, respectively, yielded weighted mean age of 640 ± 15 Myr ascribed to the supposed Gaskiers diamictites deposits (McGee *et al.*, 2014, 2015). Furthermore, negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion obtained in these deposits has been revealed similarity with the isotopic signature of the Gaskiers event ($\sim -8\%$) (Halverson *et al.*, 2005; McGee *et al.*, 2013). However, the stratigraphic sequence framework here detailed has indicated the absence of these glaciogenic deposits outlined in northeast portion of the IB.

Glacial surfaces of erosion (GSE) are typically recognized as a stratigraphic surface developed in sequences of high-latitude settings (Powell & Cooper, 2002; Dunbar *et al.*, 2008). The development of the GSE precludes the preservation of correlative conformities due the replacement by seaward-advancing of these surfaces (Zecchin *et al.*, 2015). Thus, the conspicuous recognition of this stratigraphic surface in the lowermost Cambrian deposits of the IB is opposed to the presence of Gaskiers-related glaciogenic diamictites (Fig. 10C). Furthermore, the structural complexity of where the supposed glaciogenic deposits Gaskiers-related are inserted may have led to misinterpretations. Possibly, reactivations of Cryogenian-Cambrian faults by Ordovician transtensional flow pure shear-dominated, attributed to the implantation of post-Cambrian intracontinental basins, produced dextral oblique normal faults sets trending to NE-SW, NW-SE, E-W and N-S (Fig. 11A) (Santos, 2016; Nogueira *et al.*, 2018). These reactivations would have propitiated a preferential tilting to the northern in the northeast portion of the IB, inducing to a false stratigraphic continuity between the Puga diamictites and Cambrian storm-dominated shoreface deposits (Fig. 11B).

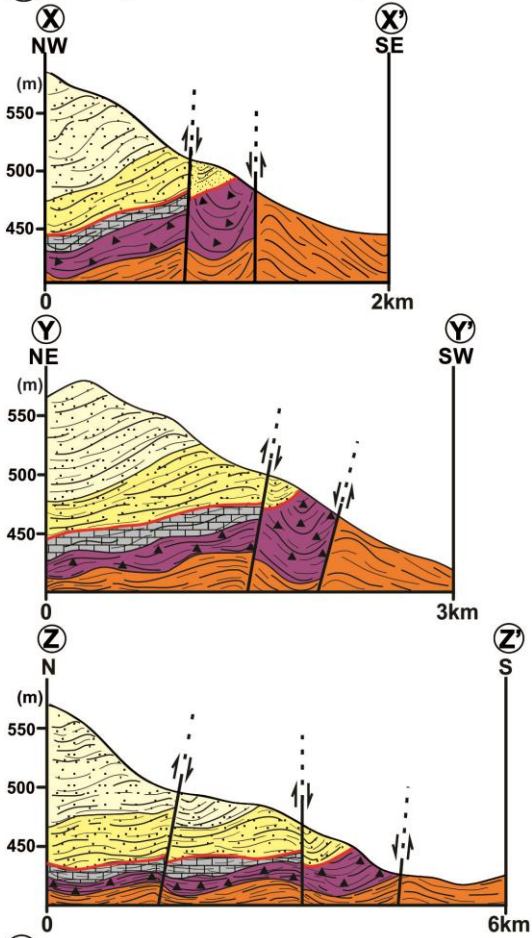
Therefore, the referential age to the mid-Ediacaran Gaskiers deposits would be in agreement with the deposition of the Puga diamictites during the Marinoan glacial event (635 Myr; Nogueira *et al.*, 2003; Babinski *et al.*, 2013), supporting the hypothesis of a direct unconformable tectonically-induced contact with the overlaid lowermost Cambrian deposits

(Fig. 11B). Moreover, latest studies in the stratotype section of the Gaskiers Glaciation, Newfoundland, considered the strong depletion of $\delta^{13}\text{C}$ compatible with carbonate rocks altered by weathering interpreted as Precambrian paleosols (Knauth & Kennedy, 2009; Retallack, 2013). This opens up the possibility of the negative $\delta^{13}\text{C}$ signal of the glacial deposits Gaskiers-related in the IB coming from the talus cover or strongly weathered rocks (Fig. 11C), common in the Planalto da Serra region (Figueiredo *et al.*, 2011). In addition, comparisons between the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic data of the uppermost Araras Group and Tsumeb Subgroup shows absence of $\delta^{13}\text{C}$ data subsequent to the Nobres Formation deposition, related to a non-deposition or erosive period (~80 Myr) (Nogueira *et al.*, 2018). Thus, this erosive surface that preceded the Cambrian deposition of the IB would have been previously considered as paleovalley in consequence of glacial erosion and sea level fall (McGee *et al.*, 2013).

Fig.11. Geological-structural framework of the northeast portion of the IB. (A) Spatial distribution of the lithostratigraphic units exposed in the northeast segment of the IB and their structural arrange (Modified from Nogueira *et al.*, 2018). (B) Geological cross-sections showing the stratigraphic contact (primary and tectonic) relationships between the Neoproterozoic and Cambrian units established during the Ordovician brittle transtensive deformation. Highlight to the Offshore-transition deposits (FA1) conformably overlying the Puga diamictites. (C) Talus covers distinguished from the rocks by a stone line (black arrow) or layers, composed by rock fragments (white arrow) of the exposed units in the sierras around as result of the physical weathered.



B Geological cross-sections



AGE	LITHOSTRATIGRAPHY
Cambrian	Storm-dominated deposits (FA1)
	Tidal flat complex deposits (FA2)
~80 Myr	
Lower Ediacaran	Araras Group
Cryogenian	Puga Formation
	Cuiabá Group
Structural lineaments	Dextral directional fault
Bedding	Sinistral directional fault
Foliation	Studied sections
Normal fault	City



CONCLUSION

Cambrian siliciclastic deposits exposed in the southeastern Amazon Craton represent a set of coastal settings that include storm-dominated shoreface, tidal flat complex and distal fluvial braided. These sediments were distributed in large epeiric seas connected to the Iapetus Ocean in the core of the Western Gondwana. Two low rank stratigraphic sequences record these deposits separated by unconformities, one of the most pronounced gap that lasted approximately 80 Myr above Neoproterozoic deposits. The conformity is laterally erosional in the southwest becoming a correlative conformity towards central and northeast portion of the Cambrian intracratonic basin. This regional unconformity was developed over Lower Ediacaran and Late Cryogenian strata reflecting the post-collisional tectonic setting of the Western Gondwana. Probably, the largest part of the carbonate platform deposits was eroded during mid- to upper Ediacaran and, if the Gaskiers episode was really deposited, was not preserved. The uplift would have persisted during Early Cambrian coincident with long-term sea-level rise. This phase was succeeded by progressive subsidence coincident with sea level rise recorded in the DS1 related to lowstand to transgressive system tracts, with progradational parasequences. Afterwards, a less expressive sea level fall promoted the lowstand fluvial renewing of the second depositional sequence (DS2). The history post-DS2 seems more complex than previously reported since epeiric sea deposits were replaced by large lacustrine settings preceding the sag down-warping stage related to the opening of post-Cambrian intracratonic basins in the Western Gondwana.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the financial support provided by Brazilian Institute of Amazonia Geosciences (INCT-GEOCIAM program: CNPq/MCT/FAPESPA- Grant 573733/2008-2) and the National Council for Scientific and Technological Research (CNPq- Grant 141866/2015-2). Additionally, for the institutional support by Federal University of Para, Graduation Program of Geology and Geochemistry. The MSc. Alexandre Castelo for his help with making the maps.

REFERENCES

- Abrantes Jr., F.R., Nogueira, A.C.R., and Soares, J.L.** (2016) Permian paleogeography of west-central Pangea: Reconstruction using sabka-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **341**, 175-188.
- Afonso, J. and Nogueira, A.** (2018) Sedimentology and stratigraphy of Neoproterozoic-lower Paleozoic carbonate-siliciclastic succession of the southwesternmost Amazon Craton, state of Rondônia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **48**, 75-93.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., and Fonseca, M.A.** (2001) Assembly Western Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, **29**, 319-322.
- Allen, J.R.L.** (1980) Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sed. Geol.*, **26**, 281–328.
- Almeida, F.F.M.** (1964) Geologia do centro-oeste matogrossense, Brazil. Brazil Minist. Minas Energ. Dep. Nac. Prod. Miner. Bol. Div. Geol. Mineral., **215**, 1–137.
- Alvarenga, C.J.S. and Trompette, R.** (1992) Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **92**, 85-105.
- Alvarenga, C.J.S., Figueiredo, M.F., Babinsky, M. and Pinho, F.E.C.** (2007) Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, **23**, 236-241.
- Arnott, R. W. and Southard, J. B.** (1990) Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *J. Sed. Petrol.*, **60**, 211-219.
- Babcock, L.E., Peng, S.-C., Brett, C.E., Zhu, M.-Y., Ahlberg, P., Bevis, M. and Robison, R.A.** (2015). Global climate, sea-level cycles, and biotic events in the Cambrian Period. *Palaeoworld*, **24**, 5-15.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Trindade, R.I.F. and Fanning, C.M.** (2013) Detrital zircon ages and geochronological constraints on the Neoproterozoic Puga diamictites and associated BIFs in the southern Paraguay Belt, Brazil. *Gondwana Res.*, **23**, 988-997.
- Bahia, R.B.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S. and Pedreira A.J.** (2007) Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia do Parecis através de métodos potenciais. *Rev. Brasil. Geocienc.*, **37**, 639-649.
- Bandeira, J., McGee, B., Nogueira, A.C.R., Collins, A.S. and Trindade, R.** (2012) Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: The upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Res.*, **21**, 323-340.

- Barros, A.M., Silva, R.H., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza, Jr, J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C.B. and Tassinari, C.C.G.** (1982) *Geologia*. MME-SG: Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, 25–192.
- Buatois, L.A. and Mángano, M.G.** (2011). The ichnofacies model. In: *Ichnology: organism-substrate interactions in space and time* (Eds L.A. Buatois and M.G. Mángano), pp 58-80. Cambridge University Press, Cambridge.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A. and Tucker, M.E.** (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsl. Stratigr.*, **44**, 173-245.
- Catuneanu, O. and Zecchin, M.** (2013). High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: controls on sequence development. *Mar. Petrol. Geol.*, **39**, 26-38.
- Cawood, P. A.** (2005) Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Sci. Rev.*, **69**, 249-279.
- Cordani, U. G., D'Agrella-Filho, M. S., Brito-Neves, B. B. and Trindade, R. I. F.** (2003) Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**, 350–359.
- Cordani, U. G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., and Trindade, R. I.** (2009) The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Res.*, **15**, 396–407.
- Cordani, U.G., Pimentel, M. M., Araújo, C.E.G., Basei, M.A.S., Fuck, R.A. and Girardi, V.A.V.** (2013) Was there an Ediacaran Clymene Ocean in Central South America?. *Am. J. Sci.*, **313**, 517-539.
- Clifton, H.E., Hunter, R.E., and Phillips, R.L.** (1971) Depositional structures and processes in the non-bar high energy nearshore. *J. Sed. Petrol.*, **41**, 651–670.
- Cheel, R. J.** (1991) Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implication. *J. Sed. Petrol.*, **61**, 102-110.
- Dalrymple, R. W.** (1992). Tidal depositional systems. In: *Facies models-response to sea level change* (Eds R. G. Walker and N. P. James), pp 195-218. Geol. Assoc. Can., Ontario.
- Dalrymple, R.W.** (2010) Tidal depositional systems. In: *Facies Models 4* (Eds N. James and R. Dalrymple), pp. 201-231. Geol. Assoc. Can., Ontario.
- Dalziel, I.W.D.** (2014) Cambrian transgression and radiation linked to an Iapetus-Pacific oceanic connection?. *Geology*, **42**, 979-982.

- Dantas, E.L., de Alvarenga, C.J.S., Santos, R.V. and Pimentel, M.M.** (2009) Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Res.*, **170**, 1–12.
- Davies, N.S. and Gibling, M.R.** (2010) Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: the sedimentological impact of the earliest land plants. *Earth-Sci. Rev.*, **98**, 171-200.
- Davis, Jr., R.A.** (2012) Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds R. A. Davis, Jr. and R. W., Dalrymple,), pp 35-55. Springer, Dordrecht.
- De Raaf, J.F.M, Boersma, J.R. and Gelder, A.V.** (1977) Wave-generated structures and sequences from shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**, 451-483.
- Deb, S.P.** (2005) Tidal shelf sedimentation in the Neoproterozoic Chattisgarh succession of central India. *Journal of earth system science*, **114**, 211-226.
- Dey, S.** (2014) Fluvial Processes: Meandering and Braiding. In: *Fluvial hydrodynamics* (Ed P. Rowinski), pp 529-561. Springer,
- Desjardins, P.R., Pratt, B.R., Buatois, L.A. and Mángano, M.G.** (2010) Stratigraphy and sedimentary environments of the Lower Cambrian Gog Group in the southern Rocky Mountains of western Canada: evolution of transgressive sandstones on a broad continental margin. *Bull. Can. Petrol Geol.*, **58**, 403–439.
- Desjardins, P.R., Buatois, L.A. and Mángano, M.G.** (2012) Tidal flats and subtidal sand bodies. In: *Trace fossils as indicators of sedimentary environments* (Eds D. Knaust and R. Bromley) 1st ed, pp 529-561. Elsevier.
- Dott Jr., R.H. and Byers, C.W.** (1981) SEPM Research Conference on Modern Shelf and Ancient Cratonic Sedimentation-the Orthoquartzite-Carbonate Suite revisited. *J. Sed. Petrol.*, **51**, 329-347.
- Dunbar, G.B., Naish, T.R., Barrett, P.J., Fielding, C.R. and Powell, R.D.** (2008) Constraining the amplitude of late Oligocene bathymetric changes in Western Ross Sea during orbitally-induced oscillations in the East Antarctic Ice Sheet: (1) implications for glacial-marine sequence stratigraphic models. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **260**, 50-65.
- Dumas, S. and Arnott, R. W. C.** (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification-The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, **34**, 1073-1076.

- Durbano, A.W., Pratt, B.R., Hadlari, T. and Dewing, K.** (2015) Sedimentology of an early Cambrian tide-dominated embayment: Quyuq formation, Victoria Island, Arctic Canada. *Sed. Geol.*, 320, 1-18.
- Els, B.G. and Mayer, J.J.** (1993) Author's reply to discussion by P.G. Eriksson et al. of: Els, B.G., Mayer, J.J., Transgressive and progradational beach and nearshore facies in the late Archaean Turffontein subgroup of the Witwatersrand Supergroup, Vredefort Area, South Africa. *S. Afr. J. Geol.*, **96**, 62.
- Eriksson, K.A. and Simpson, E.** (2012) Precambrian Tidal Facies. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds R. A. Davis, Jr. and R. W. Dalrymple), pp 397-419. Springer, Dordrecht.
- Eriksson, P. G., Condie, K. C., Tirsgaard, H., Mueller, W. U., Altermann, W., Miall, A. D., Aspler, L. B., Catuneanu, O. and Chiarenzelli, J. R.** (1998). Precambrian clastic sedimentation systems. *Sed. Geol.*, **120**, 5-53.
- Fan, D. D.** (2012) Open-coast tidal flats. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds R. A. Davis, Jr. and R. W. Dalrymple), pp 187-229. Springer, Dordrecht.
- Fedo, C.M. and Cooper, J.D.** (1990) Braided fluvial to marine transition: the basal Lower Cambrian Wood Canyon Formation, southern Marble Mountains, Mojave Desert, California. *J. Sed. Petrol.*, **60**, 220–234
- Figueiredo, A.J.A. and Olivatti, O.** (1974) O Projeto Alto-Guaporé. In: *Relatório final integrado 11*, DGM, 2323, DNPM/CPRM, Goiânia.
- Figueiredo, M. F. and Babinski, M.** (2010) Paraguay Belt: the wind-up of Gondwana. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **91**, T14A-08.
- Figueiredo, M.F., Babinski, M. and Alvarenga, C.J.S.** (2011) The Serra Azul Formation, The Paraguay Belt, Brazil. In: *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* (Eds E. Arnaud, G.P. Halverson and G. Shields-Zhou), pp. 499–502. The Geological Society, London.
- Flemming, B.W.** (2012) Siliciclastic back-barrier tidal flats. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds R.A. Davis, Jr. and R.W. Dalrymple), pp 231-267. Springer, Dordrecht.
- Guimarães, G. and Almeida, L.F.G.** (1972) Projeto Cuiabá. Relatório Final. In: *Relatório do arquivo técnico da DGM 1872, DNPM, Cuiabá.*
- Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C. and Rice, A.H.N.** (2005) Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **117**, 1181-1207.

- Harms, J.C., Southard, J.C. and Walker, R.G.** (1982) Structures and sequences in clastic rocks lecture. SEPM Spec. Publ., short course, **9**, 1-249.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., and Costa, J.B.S.** (1992) Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. Rev. Brasil. Geocienc., **12**, 7-31.
- Hennies, W.T.** (1966) Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. PhD Thesis. University of São Paulo, São Paulo, 65pp.
- Hoffman, P.** (1991) Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?. Science, **252**, 1409-1412.
- Hoffman, P.F. and Li, Z.X.** (2009) A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **277**, 158-172.
- Ingram, R.L.** (1954) Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. Geol. Soc. Bulletin, **65**, 937-938.
- Klein, G.,** (1977) Clastic Tidal Facies. CEPCO, Champaign, 149 pp.
- Knauth, L.P. and Kennedy, M.J.** (2009) The late Precambrian greening of the Earth. Nature, **460**, 728–732.
- Kreisa, R. D. and Moiola, R. J.** (1986) Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 381-387.
- Labaj, M.A. and Pratt, B. R.** (2016) Depositional dynamics in a mixed carbonate-siliciclastic system: Middle-Upper Cambrian Abrigo Formation, southeastern Arizona, U.S.A.. J. Sed. Res., **86**, 11-37.
- Li, Z.-X., Evans, D.A.D. and Halverson, G.P.** (2013) Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. Sed. Geol., **294**, 219–232.
- Lindholm, R.C.** (1987) Description of sedimentary structures. In: *A practical approach to sedimentology* (Ed R.C. Lindholm), pp 1-38. Allen & Unwin, London.
- Long, D. G. F.** (1978) Proterozoic stream deposits: some problems of recognition and interpretation of ancient sand fluvial systems. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed A. D. Miall), pp 313-342. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., V.5, Calgary, Alberta.
- Long, D.G.F.** (2004) Precambrian rivers. In: *The Precambrian Earth: Tempos and Events* (Eds P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, and O. Catuneanu), pp 660-663. Elsevier, Amsterdam.

- Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. and Baum, G.R.** (1988) Condensed sections: the key to age-dating and correlation of continental margin sequences. In: *Sea Level Changes-An Integrated Approach* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner), pp. 183–213. SEPM Special Publication 42.
- Luz, J.S., Oliveira, A.M., Souza, J.O., Motta, J.F.M., Tanno, L.C., Carmo, L.S. and Souza, N.B.** (1980) Projeto Coxipó. In: *Relatório Final*, 1, 1-136p.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. and Bann, K.L.** (2007) The Ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. In: *Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects* (Ed Miller III, W.), 1st Ed, pp 52-75. Elsevier.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. and Bann, K.L.** (2010) Ichnology and facies models. In: *Facies Models 4* (Eds Walker, R.G. and James, N.P.), pp 19-58. Geol. Assoc. Can., Ontario.
- McGee, B., Collins, A.S. and Trindade, R.I.F.** (2013) A glacially incised canyon in Brazil: Further evidence for Mid-Ediacaran glaciation?. *J. Geol.*, **121**, 275-287.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F. and Jourdan, F.** (2014) Investigating midEdiacaran glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance from the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*, **62**, 130-154.
- McGee, B., Collins, A.S., Trindade, R.I.F. and Payne, J.** (2015) Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **127**, 76-86.
- Meert, J.G. and Lieberman, B.S.** (2008) The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. *Gondwana Res.*, **14**, 5–21.
- Merdith, A.S., Collins, A.S., Williams, S.E., Pisarevsky, S., Foden, J.D., Archibald, D.B., Blades, M.L., Alessio, B.L., Armistead, S., Plavsa, D., Clark, C. and Müller, R.D.** (2017) A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Res.*, **50**, 84-134.
- Miall, A.D.** (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**, 1-62.
- Miall, A.D.** (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed A.D. Miall), pp 597-604. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., v. 5, Calgary, Alberta

- Miall, A.D.** (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Sci. Rev.*, **22**, 261-308.
- Miall, A.D.** (1992) Alluvial deposits. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), In: *Facies Models - Response to Sea Level Change* (Eds R. G. Walker and N. P. James), pp. 119-142. Geol. Assoc. Can., Ontario.
- Mueller, W.U., Corcoran, P.L. and Donaldson, J.A.** (2002) Sedimentology of a tide- and wave-influenced high-energy Archean coastline: the Jackson Lake Formation, Slave Province, Canada. In: *Precambrian Sedimentary Environments: A modern approach to ancient depositional systems* (Eds W. Altermann and P.L. Corcoran), pp 153-182. Blackwell Science.
- Nichols, G.** (2009). River and alluvial fans. In: *Sedimentary and Stratigraphy* (Ed G. Nichols), 2nd ed, pp 129-149. Wiley-Blackwel, UK.
- Nielsen, A.T. and Schovsbo, N.H.** (2015) The regressive Early-Mid Cambrian ‘Hawke Bay Event’ in Baltoscandia: Epeirogenic uplift in concert with eustasy. *Earth-Sci. Rev.*, **151**, 288-350.
- Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V. and Fairchild, T.R.** (2003) Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, **31**, 613-616.
- Nogueira, A.C. R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Trindade, R.I.F. and Fairchild, T.R.** (2007) Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chem. Geol.*, **237**, 168-190.
- Nogueira, A.C.R., Romero, G.R., Sanchez, E.S., Domingos, F.H.G., Bandeira, J., Santos, I. M., Pinheiro, R.V., Soares, J.L., Lafon, J.M., Santos, H.P., Afonso, J., and Rudnitzki, I.D.** (2018) The Cryogenian–Ediacaran boundary in the Southern Amazon Craton. AGU Books (*in press*).
- Paula-Santos, G.M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Trindade, R.I.F., and Guacaneme, C.** (2017) Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Res.*, **42**, 280-305.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Dashtgart, S.E., Bann, K.L., Gingras, M.K. and Zonneveld, J.** (2012) Shorefaces. In: *Trace fossils as indicators of sedimentary environments* (Eds D. Knaust and R. Bromley) 1st ed, pp 563-603. Elsevier.

- Plint, A. G.** (2010) Wave- and Storm-Dominated Shoreline and Shallow-Marine System. In: *Facies Models 4* (Eds N. P. James and R. W. Dalrymple), pp. 167-200. Geol. Assoc. Can., Ontario.
- Powell, R.D. and Cooper, J.M.** (2002) A glacial sequence stratigraphic model for temperate glaciated continental shelves. In: *Glacier-influenced Sedimentation on High-latitude Continental Margins* (Eds J.A. Dowdeswell and C. O Cofaigh), pp 215-244. Geol. Soc. London Spec. Publ., London.
- Retallack, G.J.** (2013) Ediacaran Gaskiers Glaciation of Newfoundland reconsidered. *J. Geol. Soc. London*, **170**, 19–36.
- Romero, J.A.S., Lafon, J.M., Nogueira, A.C.R. and Soares, J.L.** (2013) Sr isotope geochemistry and Pb-Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *Inter. Geol. Rev.*, **55**, 1-19.
- Rudnitzki, I.D., Romero, G.R., Hidalgo, R. and Nogueira, A.C.R.** (2016) High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: Implications for disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform Amazon Craton. *J. S. Am. Earth Sci.*, **65**, 67-78.
- Santosh, M., Maruyama, S., Yusuke Sawaki and Meert, J.G.** (2014) The Cambrian Explosion: Plume-driven birth of the second ecosystem on Earth. *Gondwana Res.*, **25**, 945-965.
- Santos, H.P., Bandeira, J., Nogueira, A.C.R. and Abrantes Junior, F.R.** (2014) Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil: *Geologia USP, série científica*, **14**, 19-38.
- Santos, I. M.** (2016) Estratigrafia e Tectônica da Faixa Paraguai Norte: Implicações Evolutivas Neoproterozóicas no Sudeste do Cráton Amazônico. Unpublished M.S. Thesis. Federal University of Pará, Brazil, 154 pp.
- Santos, H.P., Mángano, M.G., Soares, J.L., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J. and Rudnitzki, I.D.** (2017) Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *J. S. Am. Earth Sci.*, **76**, 482-488.
- 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. PhD thesis, University of Pará, 126 pp.
- Silva Jr., J. B. C., Nogueira, A. C. R., Petri, S., Riccomini, C., Trindade, R. I. F., Sial, A. N. and Hidalgo, R. L.** (2007) Depósitos litorâneos neoproterozoicos do Grupo Alto

- Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Rev. Brasil. Geocienc.*, **37**, 595-606.
- Snedden, J. W. and Nummedal, D.** (1991) Origin and geometry of storm-deposited sands beds in modern sediments of the Texas continental shelf. In: *Shelfs Sands and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy* (Eds D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman, J. A. Thorne), pp 283-308. Blackwell Science, Oxford.
- Spence, G.H., Le Heron, D.P. and Fairchild, I.J.** (2016) Sedimentological perspectives on climatic, atmospheric and environmental change in the Neoproterozoic Era. *Sedimentology*, **63**, 253-306.
- Taylor, A.M. and Goldring, R.** (1993) Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *J. Geol. Soc. London*, **150**, 141-148.
- Tohver, E., D'Agrella-Filho, M.S. and Trindade, R.I.F.** (2006) Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Res.*, **147**, 193-222.
- Tohver, E., Trindade, R.I.F., Solum, J.G., Hall, C.M., Riccomini, C. and 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.
- Tohver, E. and Trindade, R.I.F.** (2014) Comment on “was there an ediacaran clymene ocean in central south america?” By u. G. Cordani and others. *Am. J. Sci.*, **314**, 805–813.
- Torsvik, T.H. and Cocks, L.R.M.** (2013) Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Res.*, **24**, 999-1030.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Basei, M.A.S., Blanco, G., Abre, P., N.S. Portillo, and Siccardi, A.** (2016) Provenance and paleogeography of the Devonian Durazno Group, Southern Parana Basin in Uruguay. *J. S. Am. Earth Sci.*, **66**, 248-267.
- Valente, C.R., Lacerda Filho, J.V., Rizzotto, G.J., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Leite, S.R., Lopes, R.C., Oliveira, I.W.B., Oliveira, C.C., Sachs, L.L.B., Silva, V.A. and Batista, I.H.** (2004) Folha SD.21-Cuiabá. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil* (Eds C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus), *CPRM, Brasília. CD-ROM*.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D.** (1990). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Core, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 pp.

- Veevers, J.J.** (2004) Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Sci. Rev.*, **68**, 1-132.
- Vieira A. J.** (1965) Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. In: *Petrobrás/DEBSP. Relatório Técnico* 303, 58p.
- Zecchin, M. and Catuneanu, O.** (2013) High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Mar. Petrol. Geol.*, **39**, 1-25
- Zecchin, M., Catuneanu, O. and Caffau, M.** (2017) High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves V: criteria to discriminate between stratigraphic sequences and sedimentological cycles. *Mar. Petrol. Geol.*, **85**, 259–271.
- Walker, R. G.** (1992) Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: *Facies Models - Response to Sea Level Change* (Eds R. G. Walker and N. P. James), pp. 1-14. Geol. Assoc. Can., Ontario.
- Walker, R. G. and Plint, A. G.** (1992) Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: *Facies Models - Response to Sea Level Change* (Eds R. G. Walker and N. P. James), pp 219-238. Geol. Assoc. Can., Ontario.
- Weimer, R.J, Howard, J.D. and Lindsay, D.R.** (1982) Tidal flats and associated tidal channels. In: *Sandstone Depositional Environments* (Eds P.A. Scholle and D. Spearing), pp 191-245. AAPG, Tulsa.

CAPÍTULO 6 PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS CAMBRIANOS DA BACIA INTRACRATÔNICA NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO: IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DO GONDWANA OESTE

Provenance of Cambrian sandstones from intracratonic basin in southeastern Amazon

Craton: Implications to tectono-sedimentary evolution of the West Gondwana

Hudson P. Santos¹, Afonso Nogueira¹, Matheus Xavier¹, José Bandeira¹, Joelson L. Soares¹

¹*Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Rua Augusto Corrêa s/n, Belém 66075-110, Brazil (HUDSON@UFPA.BR)*

RESUMO

Sucessões siliciclásticas cambrianas têm sido inseridas em uma bacia intracratônica invertida no sudeste do Cráton Amazônico. Esses depósitos cambrianos representam a base do Grupo Alto Paraguai, previamente caracterizados como um sistema flúvio-costeiro depositado durante as transgressões do Cambriano. Os arenitos que compõem esses depósitos foram classificados predominantemente por subarcóseos, seguidos por quartzo-arenitos, sublitoarenitos, e grauvacas quartzosas. Os componentes do arcabouço são dominados por quartzo monocristalinos (90%) com extinção ausente a levemente ondulada, com feldspato-potássico e plagioclásio subordinados, e menor frequência, fragmentos de rocha. Análises de difração de raios-X em rocha total demonstraram que os argilominerais que envelopam os grãos detríticos (*coatings*) compreendem illitas, mecanicamente infiltradas. Os sedimentos para a base do Grupo Alto Paraguai foram derivados de fontes metamórficas e ígneas, indicadas pelos dados de catodoluminescência (CL) em quartzo detrítico. Idades U-Pb em zircão detrítico e as direções do paleofluxo, aliadas a idades previamente adquiridas nesses depósitos, sugerem que essas fontes são de idades paleo- a neoproterozoicas pertencentes exclusivamente ao Cráton Amazônico. A combinação dos dados aqui apresentados com o novo arcabouço estratigráfico do sudeste do Cráton Amazônico sugere que a Faixa Paraguai Norte não serviu de fonte para os depósitos siliciclásticos. Sendo assim, essa ideia corrobora com a orogênese dessa sutura colisional durante o Criogeniano (640 Ma).

Palavras chave: Cambriano, sudeste do Cráton Amazônico, Grupo Alto Paraguai, Arenitos, Proveniência sedimentar, Modelo tectono-sedimentar.

ABSTRACT

Cambrian siliciclastic successions have been inserted in an inverted intracratonic basin in southeast Amazon Craton. These Cambrian deposits represent the bottommost Alto Paraguai Group, previously characterized as a fluvial-coastal system, deposited during Cambrian transgressions. The sandstones that compose these deposits were predominantly classified as subarkoses, followed by sublitoarenites and quartz-wackes. Framework components are dominated by monocrystalline quartz (90%) with absent to slightly undulose extinction, with

alkali-feldspar and plagioclase subordinately, and in lower frequency, lithic fragments. X-ray diffraction analyses in total rock demonstrated that the clayminerals surround detrital grains (*coatings*) comprise illites, which were mechanically infiltrated. Towards the base of the Alto Paraguai Group, the sediments were derived from metamorphic and igneous rocks, indicated by cathodoluminescence (CL) in detrital quartz. U-Pb ages in detrital zircon and paleoflow directions, in addition to ages previously acquired in these deposits, suggest that these sources are Paleo- to Neoproterozoic, belonging exclusively to the Amazon Craton. The combination of data here presented, with a new stratigraphic framework of southeast Amazon Craton suggests that the North Paraguay Belt was not a source for the siliciclastic deposits. Therefore, this idea corroborates the orogenesis of this suture during Cryogenian (640 Ma).

Keywords: Cambrian, southeastern Amazon Craton, Alto Paraguai Group, Sandstone, Sedimentary provenance, Tectono-sedimentary model.

6.1 INTRODUÇÃO

Sucessivos eventos colisionais envolveram o período de amalgamação do supercontinente Gondwana, os quais resultaram em fechamentos de bacias oceânicas e orogênese em diferentes períodos (Torsvik & Cocks 2013, Santosh *et al.* 2014). No Gondwana Oeste, a sutura colisional do tipo himalaiano Paraguai representa um dos principais registros desse tectonismo convergente (Hasui *et al.* 1993, Santosh *et al.* 2014). A Faixa Paraguai teria se formado por volta de 640 Ma (Cordani *et al.* 2013), embora hipóteses contrárias existam sobre a idade da gênese desse orógeno (Thover *et al.* 2010, 2014). Pesquisas recentes têm limitado o segmento norte da Faixa Paraguai às rochas metamórficas do Grupo Cuiabá (Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018), únicas relacionadas a paleoambiente de águas marinhas profundas (Alvarenga & Trompette 1992). Assim, as coberturas sedimentares do sudeste do Cráton Amazônico, antes relacionadas a uma bacia tipo *foreland* ligada à evolução da Faixa Paraguai Norte (Almeida 1964, Dantas *et al.* 2009, Bandeira *et al.* 2012), tem sido inseridas no contexto de uma bacia intracratônica (BI) de idade criogeniana superior a ordoviciana presumidamente invertida ainda no Ordoviciano (Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018).

As sucessões siliciclásticas cambrianas da BI são caracterizadas pelas formações Raizama e Sepotuba, pertencentes ao Grupo Alto Paraguai (Santos *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2018). Estas unidades representam o registro das extremas mudanças bioevolutivas, biogeográficas, geoquímicas, e na circulação dos oceanos influenciadas pelo aumento global do nível do mar durante o Cambriano, hipoteticamente relacionado à progressiva abertura do Oceano Iapetus e/ou glacioeustasia (Dalziel, 2014, Zhang *et al.* 2014, Babcock *et al.* 2015). Tais eventos transgressivos propiciaram a inundações das margens da maioria dos blocos

continentais do supercontinente Gondwana, resultando em ambientes costeiros adjacentes a mares epíricos (Veevers 2004, Torsvik & Cocks 2013). Nesse contexto, a Formação Raizama e a base da Formação Sepotuba foram depositadas em um sistema flúvio-costeiro, relacionado a um mar epírico Cambriano ligado ao Oceano Iapetus, registrado em duas sequências deposicionais ao longo da porção central e nordeste da BI (Figura 6.1) (Santos *et al.* 2018).

Áreas soerguidas no SE do Cráton Amazônico decorrentes da orogênese da Faixa Paraguai teriam servido como fonte para os depósitos cambrianos da BI (Nogueira 2003; Silva Jr. *et al.* 2007, Rudnitzki *et al.*, 2016, Santos *et al.* 2017, 2018). Dados geocronológicos prévios confirmam essa proveniência continental para as sucessões cambrianas, porém aliada a contribuições do Maciço Goiás, a Faixa Brasília e a Faixa Paraguai (Dantas *et al.* 2009, McGee *et al.* 2014, 2015). Contudo, essas últimas fontes potenciais são inconsistentes com o cenário Cambriano proposto para os depósitos da base do Grupo Alto Paraguai, compostos pelos membros Inferior e Superior da Formação Raizama e Membro Inferior da Formação Sepotuba (Santos *et al.* 2018). Sendo assim, este manuscrito tem como objetivo indicar e discutir as potenciais áreas fontes para a base do Grupo Alto Paraguai na porção central a nordeste da BI (Figura 6.1), baseado na análise dos grãos detríticos do arcabouço dos arenitos (cf. Dickinson & Suczek 1979, Dickinson *et al.* 1983) e em dados de CL em grãos detríticos de quartzo e U-Pb em zircão detrítico, fornecendo informações relevantes para o entendimento da evolução tectono-sedimentar do centro do Gondwana Oeste.

6.2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A Faixa Paraguai compreende um proeminente cinturão orogênico resultante da convergência entre os blocos continentais Amazônia, São Francisco-Congo, e Paraná (ou Paranapanema), destacado no centro do Gondwana Oeste (Alkmin *et al.* 2001, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010). Este tectonismo compressional teria culminado no fechamento do Oceano Góias-Farusiano durante o final da orogenia Brasileiro (650-640 Ma), iniciada em 900 Ma (Cordani *et al.* 2013, Santosh *et al.* 2014). O segmento norte da Faixa Paraguai vem sendo dividido em domínios estruturais inseridos em uma mesma evolução geológica (Almeida 1964, Nogueira *et al.* 2007). Contudo, recentes pesquisas têm demonstrado que essa sutura colisional está inserida em um domínio transpressivo caracterizado exclusivamente pelas rochas metamorfizadas do Grupo Cuiabá (Figura 6.2), enquanto as sequências sedimentares criogeniana a ordoviciana caracterizam uma bacia intracratônica invertida relacionada a um domínio transtensivo, os quais caracterizam o sudeste do Cráton Amazônico (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). O arcabouço litoestratigráfico da bacia intracratônica

invertida é constituído por diamictitos glaciogênicos criogenianos da Formação Puga (~635 Ma), discordantemente sobreposto as rochas do Grupo Cuiabá (Figura 6.2) (Nogueira *et al.* 2007, Babinski *et al.* 2013). Abruptamente sobrepondo os diamictitos Puga estão as sequências carbonáticas ediacaranas do Grupo Araras, evidência dos eventos anômalos globais relacionados à teoria do *Snowball Earth* (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003, 2007). Depósitos siliciclásticos cambro-ordovicianos do Grupo Alto Paraguai cobrem os carbonatos Araras (Figura 6.2), marcando os estágios finais de sedimentação da BI que precederam os eventos extensionais ordovicianos que levaram a inversão desta bacia e implantação de bacias intracontinentais pós-cambrianas (Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018).

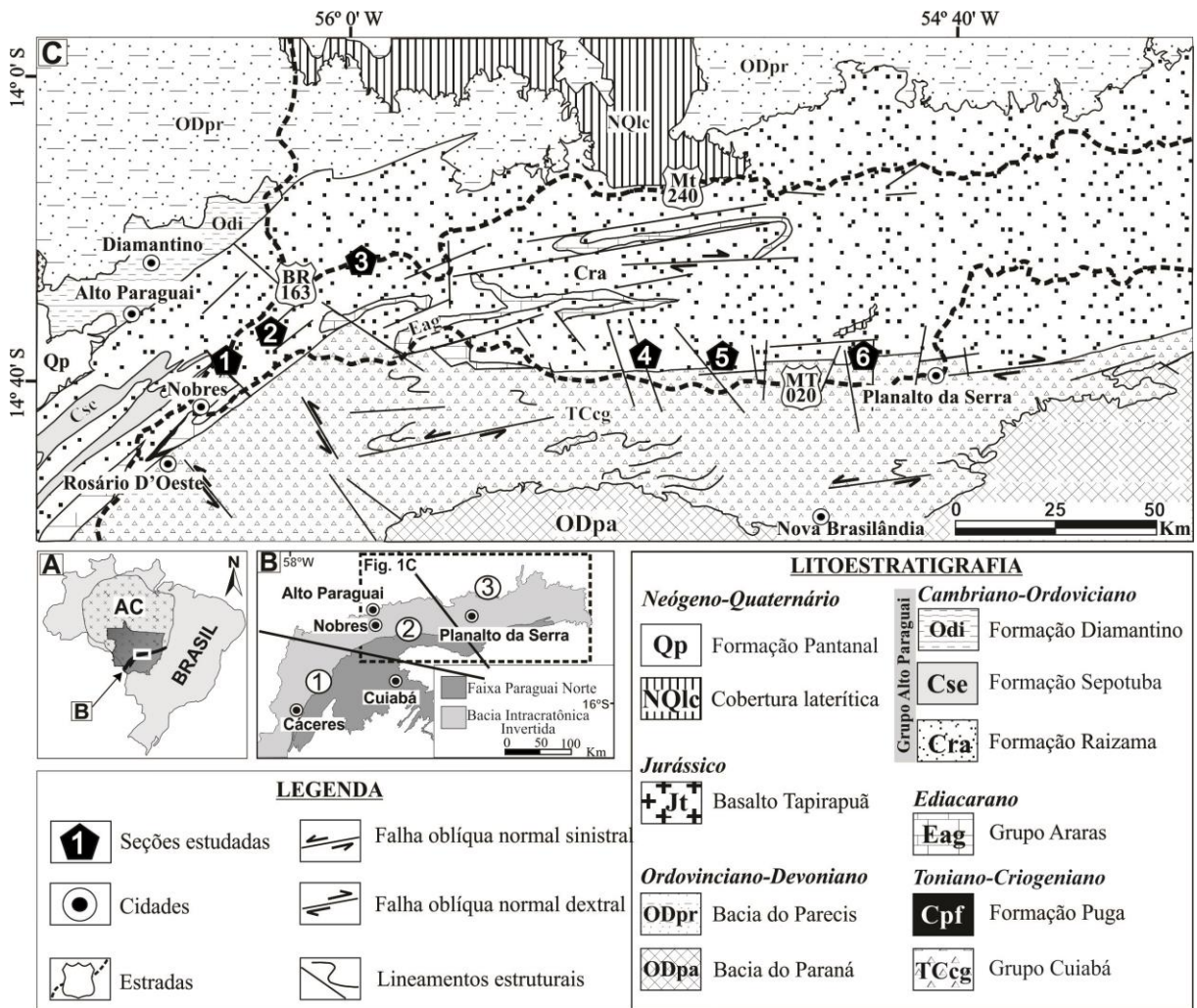


Figura 6.1- (A) Localização da área de estudo no sudeste do Cráton Amazônico (CA). (B) Unidades geotectônicas do sudeste do Cráton Amazônico, indicando as três porções da bacia intracratônica invertida: 1-sudoeste; 2-central; 3-nordeste. (C) Mapa geológico simplificado mostrando a localização dos perfis estudados. Fonte: Modificado de Santos (2006) e Valente *et al.* (2004).

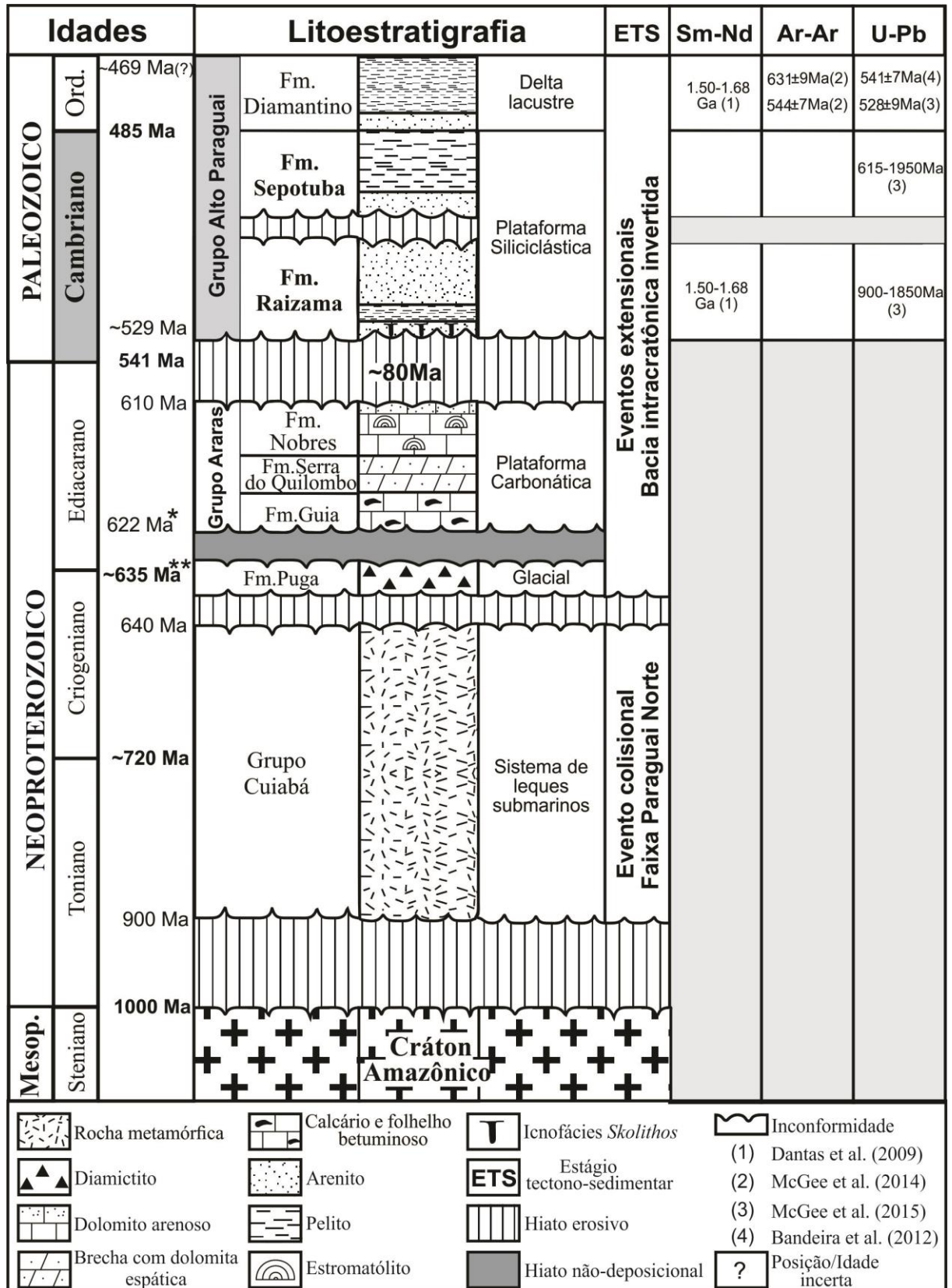


Figura 6.2- Arcabouço litoestratigráfico do sudeste do Cráton Amazônico, destacando as principais idades obtidas para os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai

Fonte: Modificado de Nogueira *et al.* (2018). (*) Nogueira *et al.* (2003). (**) Romero *et al.* (2013).

O Grupo Alto Paraguai foi originalmente caracterizado como um complexo de rochas pré-silurianas, com aproximadamente 3000 m de espessura, composto pelas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino (Almeida 1964). A Formação Raizama foi inicialmente definida como composta por arenitos, siltitos e folhelhos; a Formação Sepotuba por folhelhos argilosos, siltitos, arenitos, e subordinados carbonatos; e a Formação Diamantino composta por arcóseos, siltitos e folhelhos com calcário. Outras propostas litoestratigráficas foram sugeridas ao Grupo Alto Paraguai (Hennies 1966, Guimarães & Almeida, 1972, Figueiredo & Olivatti, 1974, Luz *et al.* 1980, Barros *et al.* 1982, Alvarenga *et al.* 2007, Silva Jr. 2011). Propostas estratigráficas recentes desconsideraram a Formação Diamantino como unidade do topo deste Grupo devido a provável relação destes depósitos com a abertura ordoviciana das bacias tipo rift-*sag* do Parecis e Paraná (Bahia *et al.* 2007, Santos *et al.* 2017, Afonso & Nogueira 2018). Contudo, o entendimento do sistema lacustre Diamantino como o registro do fechamento do mar epírico Cambriano, assim incluídos como parte da evolução estratigráfica do Grupo Alto Paraguai (Bandeira *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018). Silva Jr. (2011) informalmente subdividiu o Grupo Alto Paraguai em membros, sendo esta proposta seguida por Santos *et al.* (2018). De acordo com estes autores, o Membro Inferior da Formação Raizama é composto por depósitos de *shoreface* dominado por tempestade, gradativamente sobrepostos pelos depósitos de planície de maré complexa que constituem o Membro Superior (Figura 6.3). Estes são sobrepostos de modo erosivo pelos depósitos de rios entrelaçados distais que constituem o Membro Inferior da Formação Sepotuba (Figura 6.3), cobertos por espessos pacotes de folhelhos e arenitos plataformais influenciados por maré e onda do Membro Superior da Formação Sepotuba não havendo precisa definição de contato (Silva Jr. 2011, Bandeira *et al.* 2012). A base do Grupo Alto Paraguai é registrada em duas sequências com tendência progradacional, relacionadas a tratos de sistemas transgressivos e de mar baixo, distribuídos ao longo da porção central e nordeste da BI (Santos *et al.* 2018).

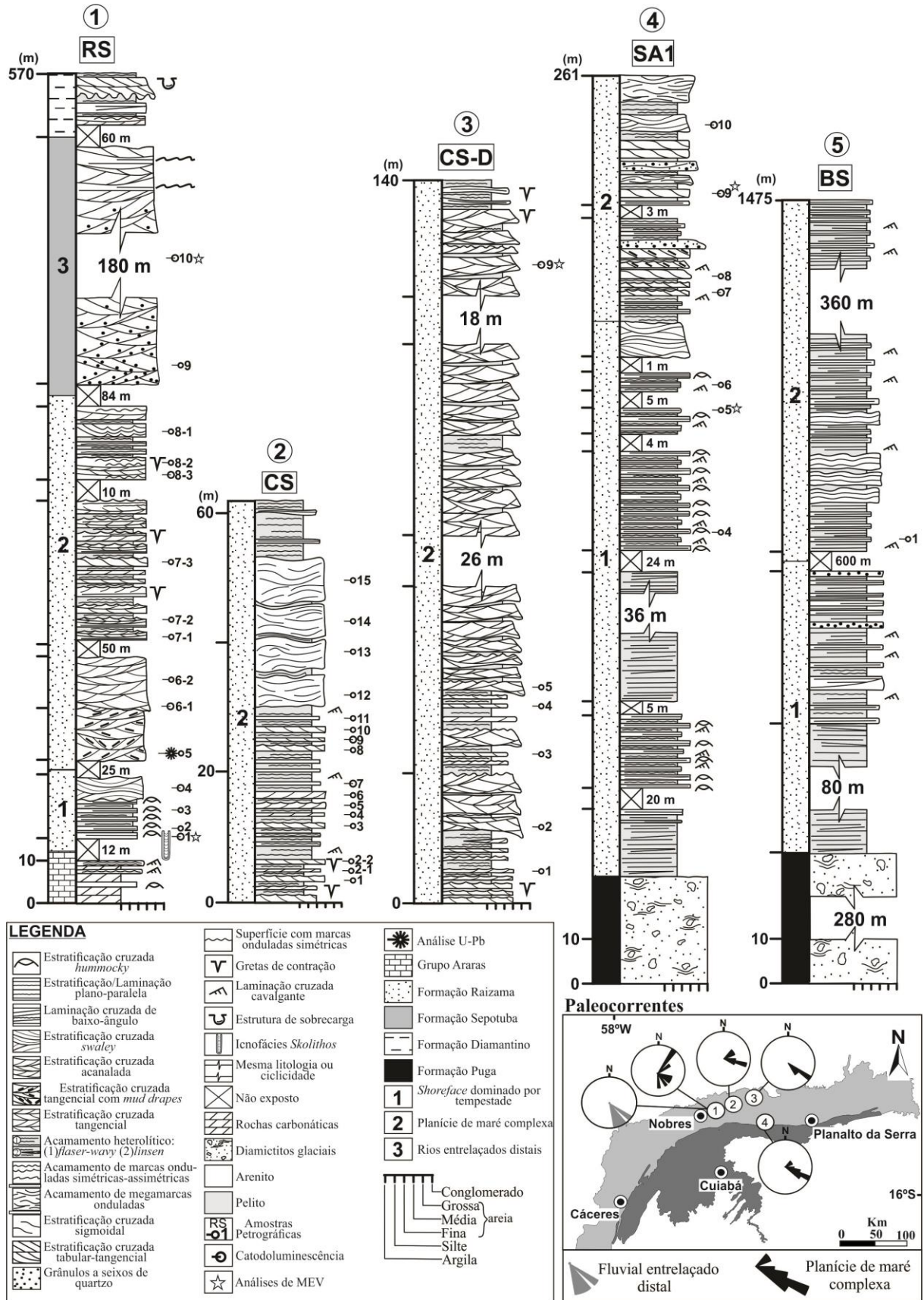


Figura 6.3- Perfis estratigráficos dos depósitos cambrianos do Grupo Alto Paraguai na porção central e nordeste da BI, mostrando a localização das amostras de arenito coletadas, e as analisadas por MEV, difração de Raios-X, CL de quartzo e U-Pb em zircão detrítico

A escassez de camadas vulcânicas ou carbonáticas além de fósseis-*index* nos depósitos do Grupo Alto Paraguai tem impedido o estabelecimento de idades precisas por meio de técnicas geocronológicas e bioestratigráficas, respectivamente. Datações radiométricas obtidas principalmente em minerais detríticos forneceram idades de máxima deposição variando do Paleozoico ao Neoproterozoico (Figura 6.2), com proveniência atribuída ao Cráton Amazônico, Maciço Goiás, Faixa Brasília e a Faixa Paraguai (Dantas *et al.* 2009, Bandeira *et al.* 2012, McGee *et al.* 2014, 2015). Todavia, o posicionamento estratigráfico dessas rochas siliciclásticas acima dos carbonatos ediacaranos Araras sugeriu uma idade ediacarana-cambriana para o Grupo Alto Paraguai (Nogueira *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2014, McGee *et al.* 2014, 2015). Recentemente, a presença inquestionável de traços fósseis verticais infaunais no Membro Inferior da Formação Raizama indicou uma idade cambriana inferior, ou mais jovem, para estes depósitos (Figura 6.2), e conseqüentemente idades mais novas para os membros sobrejacentes do Grupo Alto Paraguai (Santos *et al.* 2017, 2018).

6.3 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Foram coletadas aleatoriamente 45 amostras de arenitos dos depósitos da base do Grupo Alto Paraguai (Figura 6.3). A análise dos constituintes do arcabouço desses arenitos foi feita em lâmina delgada através da contagem de 300 pontos em microscópio petrográfico, seguindo o método de Gazzi-Dickinson (Zuffa 1985). Adicionalmente, as relações texturais foram examinadas em 5 lâminas delgadas metalizadas com ouro pelo microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO-ZEISS modelo 1430, analisada no Laboratório de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Pará (UFPA) (Figura 6.3). Argilominerais contidos nos arenitos foram analisados por difração de raios-X (DRX) em rocha total no X'PERT MPD-PRO, com tubo de cobre e monocromador de grafite, ânodo de Co, intervalo de 5° a 75° 2 θ . O estudo de proveniência sedimentar foi baseado na análise de 61 grãos de zircão pelo método U-Pb realizado pelo 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* UP 213 pertence ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB), seguindo os procedimentos analíticos e métodos descritos em Bühn *et al.* (2009). As razões isotópicas e idades foram corrigidas para Pb comum de acordo com o modelo de evolução do Pb terrestre de Stacey & Kramers (1975). Análises com erros das razões isotópicas superiores a 5% (1 σ) foram descartadas. O grau de concordância (Conc. %) entre as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ considerado aceitável foi de 90-110%. O diagrama

Concórdia foi elaborado com o *Isoplot/EX v.3* de Ludwig (2003). As idades consideradas para as interpretações foram aquelas calculadas utilizando-se as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. As idades adquiridas foram comparadas com dados de idades existentes obtidos na área de estudo (Dantas *et al.* 2009; McGee *et al.* 2014; 2015), para auxiliar na indicação de prováveis áreas fontes. Além disso, 11 amostras foram analisadas por catodoluminescência colorida (CL), sendo contados 100 grãos de quartzo nas amostras selecionadas representativas de cada paleoambientes da base do Grupo Alto Paraguai para auxílio na indicação de proveniência de acordo com Bennett & Basset (2005) (Figura 6.3). Os dados foram obtidos pelo equipamento modelo LEICA DM 4500 P LED, pertencente ao Laboratório de Catodoluminescência da Universidade Federal do Pará (UFPA). Nos arenitos com cimento carbonático as imagens de CL foram adquiridas com feixe de correntes de elétrons variando de 200 a 300 μA e voltagem de aceleração constante de 20 kV, enquanto que nas demais amostras o feixe de correntes de elétrons variou de 130 a 170 μA e voltagem de aceleração constante de 20 kV com tempo de exposição variando de 10 a 92s. Os dados de CL para quartzo detrítico foram tratados de acordo com Augustsson & Bahlburg (2003), Augustsson & Reker (2012), e Oliveira *et al.* (2017). Os dados de paleocorrentes foram obtidos principalmente de estratificações cruzadas, sendo aplicadas as correções de medidas basculhadas pela tectônica de acordo com Tucker (2003) (Figura 6.3).

6.4 RESULTADOS

6.4.1 Petrografia dos arenitos

De acordo com a classificação de Folk (1974), os arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai são caracterizados em maior parte por subarcóseos, seguidos de quartzarenitos, sublitarenitos e grauvacas-quartzosas (Figura 6.4), distribuídos nos depósitos previamente definidos como de *shoreface* dominado por tempestade, planície de maré complexa e de rios entrelaçados distais (Figura 6.3) (Santos *et al.* 2018). Em geral, esses arenitos variam de silte grosso a areia muito grossa, moderadamente a bem-selecionado (*cf.* Jerram 2001), arredondamento angular a subarredondados (*cf.* Pettijohn *et al.* 1987), empacotamento fechado, e texturalmente maduros (*cf.* Folk 1951). Os grãos do arcabouço desses arenitos são constituídos principalmente de quartzo-monocristalinos (Qm), até 90% do volume da rocha, caracterizados nas três variantes: não-ondulantes, extinção ondulante fraca ($<5^\circ$), e extinção ondulante forte ($>5^\circ$) (Tortosa *et al.* 1991). Além desses, embora com menor

frequência, quartzo-policristalinos, fragmentos líticos, cimentos de quartzo e dolomita, matriz argilosa, minerais pesados, opacos, também constituem essas rochas (Tabela 6.1).

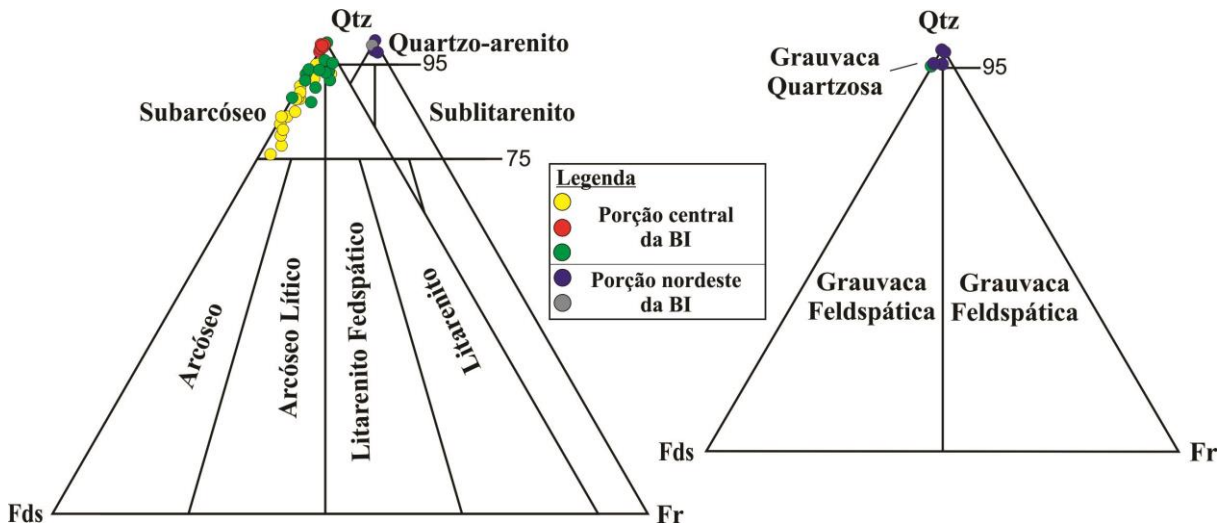


Figura 6.4- Classificação dos arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai de acordo com o diagrama triangular de Folk (1974). Qtz- quartzo; Fds- feldspato; e Fr- fragmento de rocha.

6.4.1.1 Quartzo-arenitos

Os quartzo-arenitos ocorrem nos paleoambientes de planície de maré complexa e fluvial entrelaçado distal da base do Grupo Alto Paraguai (Figura 6.3). Nos depósitos dominados por maré esses arenitos variam de areia fina a grossa (Figuras 6.5A-D), enquanto nos fluviais variam de areia média a grossa (Figuras 6.5E-G). Em ambos, os grãos são moderadamente a bem-selecionada, subarredondados a subangulosos, com empacotamento fechado, e texturalmente maduros (Figuras 6.5A-G). Os principais componentes detríticos dessas rochas são grãos de quartzo-monocristalinos (64-87%), e em menor frequência de quartzo-policristalinos (0.6-6.0%) (Tabela 6.1). Feldspatos ocorrem com até 3% de frequência, sendo os mais comuns plagioclásios e microclinas, em geral alterados para argilominerais (Figuras 6.5D e F). O principal tipo de fragmento de rocha é de *chert* (Figura 6.5G), representando até 3% do volume dessas rochas. Minerais pesados e opacos ocorrem como constituintes traços (0.3- 0.9%). A maioria dos grãos do arcabouço apresenta contato de compromisso (cimento-cimento). O sobrecrescimento de quartzo varia de 6 a 20%, representando o principal agente modificador do arredondamento dos grãos e de obstrução da porosidade intergranular (Figura 6.5A). É provável que a principal fonte para a cimentação de quartzo tenha a convecção de fluídos quentes durante o estágio eodiagenético (cf. McBride 1989), coerente com a tectônica extensional da bacia (Nogueira *et al.* 2018; Santos *et al.* 2018). Eventualmente, os grãos detríticos estão envoltos por *coatings* de ilita com espessura

heterogênea tangências a superfície (Figuras 6.5B, F e H), alcançando até 10% de frequência (Tabela 6.1). Tais características indicam que esta matriz argilosa foi mecanicamente infiltrada, provavelmente favorecida pela saturação de água nos poros infiltrada através da zona vadosa (Wilson & Pittman 1977, De Ros & Cesero 1986, Moraes & De Ros 1992).

Tabela 6.1- Frequência (%) dos constituintes do arcabouço dos arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai.

Amostra	Qm	Qp	Fds	Frs	Frm	Ch	Mtz	Cs	Cd	OFe	Mc	MP	Po	Arg-fds	Op	rocha
RS-1	39.6	1.2	3.1	-	-	-	-	-	56.1	-	-	-	-	-	-	Subarcóseo
RS-2	38	2	5.3	-	-	-	-	0.7	54	-	-	-	-	-	-	Subarcóseo
RS-4	51.6	1.5	3.3	-	-	-	-	3.8	39.5	-	-	-	-	-	0.3	Subarcóseo
RS-5	69.2	2.6	1.8	0.6	-	2.9	-	15.4	-	-	-	-	4,5	2.9	-	Sublitoarenito
RS-6-1	64	4.3	2.5	0.6	-	3.1	-	18.9	-	-	-	-	1.9	4.7	-	Sublitoarenito
RS-6-2	69	4.6	2.6	-	-	2.6	-	16	-	-	-	-	3.6	1.6	-	Sublitoarenito
RS-7-1	67.5	3.5	1.6	-	-	1.6	1.6	19.9	-	-	-	-	4.2	-	-	Qtz-arenito
RS-7-2	51,6	-	2,7	-	-	-	41,6	-	-	0,7	-	-	0,6	2,7	-	Grauvaca
RS-7-3	64.5	1.9	3.1	-	-	1.3	2.8	16.7	-	0.9	-	-	3.4	5.3	-	Subarcóseo
RS-8-1	61.1	1.7	4.5	-	-	2.2	-	24.4	-	-	-	-	4.5	1.7	-	Subarcóseo
RS-8-2	66.8	5	5.6	-	-	0.6	-	15.1	-	-	-	0.3	2.1	4.5	-	Subarcóseo
RS-8-3	66.4	5.1	7.7	-	-	2.9	-	13	-	-	-	-	4.1	1	-	Subarcóseo
RS-9	64.4	5.3	-	-	-	0.3	10.2	16.8	-	-	-	-	2.6	0.3	-	Qtz-arenito
RS-10	65.6	3	0.9	-	-	3	5.5	20.1	-	-	-	0.3	0.9	0.6	-	Qtz-arenito
CS-1	51.3	2.3	13.2	-	-	2	-	26.6	-	1.6	0.6	-	0.7	1.6	-	Subarcóseo
CS-2-1	66.7	0.3	12.1	-	-	0.3	-	10.3	-	-	0.3	-	1.5	8.5	-	Subarcóseo
CS-2-2	48.3	1.3	14.7	-	-	1	-	22.3	-	2.3	0.3	-	3	6.7	-	Subarcóseo
CS-3	61.7	1	7.7	-	-	1	-	20	-	1.3	-	-	4.3	2.7	0.3	Subarcóseo
CS-4	69.9	1.8	9.3	-	-	0.3	-	11	-	0.3	-	-	3.9	3.6	-	Subarcóseo
CS-5	55.2	1.3	12.8	-	0.7	0.3	-	19.6	-	1.3	0.3	-	3.0	5.6	-	Subarcóseo
CS-6	58.2	1.3	12.5	-	-	1	-	15.5	-	1.6	-	-	2.9	6.3	0.7	Subarcóseo
CS-7	59.9	2.6	12.9	-	-	0.3	-	16.6	-	1.3	-	-	2.0	4.3	-	Subarcóseo
CS-8	67.2	3.9	7.4	-	-	-	-	12.7	-	1.3	-	-	3.5	3.9	-	Subarcóseo
CS-9	73	1.5	8.6	-	-	0.9	-	10.1	-	0.9	-	-	3.4	1.5	-	Subarcóseo
CS-10	68.5	1.6	10.8	-	-	1.3	-	10.5	-	2.3	-	-	4	1	-	Subarcóseo
CS-11	66.4	2	12.9	-	-	0.3	-	10.9	-	0.7	-	0.6	3.7	2.6	-	Subarcóseo
CS-12	70.1	1.3	4.7	-	-	1.3	-	17.6	-	0.7	-	-	4	0.3	-	Subarcóseo
CS-13	71.7	1.2	3.1	-	-	0.9	-	17.2	-	-	-	-	4	1.8	-	Qtz-arenito
CS-14	58.3	3.7	8	-	-	0.6	-	22	-	-	-	-	2.8	4.6	-	Subarcóseo
CS-15	70.5	6.2	2.7	1.2	-	2.1	-	10	-	0.6	0.3	0.6	5	0.9	-	Sublitoarenito
CS-D-1	78	0.9	1.6	-	-	0.3	6.9	7.5	-	2.5	0.3	-	1.6	0.3	-	Qtz-arenito
CS-D-2	73.3	4.8	1.3	-	-	0.3	6.3	7.3	-	-	-	-	2.9	3.8	-	Qtz-arenito
CS-D-3	75.5	0.9	0.9	-	-	-	3	9	-	2.7	3.9	-	1.2	3	-	Qtz-arenito
CS-D-4	78.3	0.6	1.1	-	-	-	3.3	10.8	-	0.3	0.3	-	2.7	2.2	0.3	Qtz-arenito
CS-D-5	77.5	1.2	0.9	-	-	-	4.5	6.1	-	4.2	-	-	3.6	1.8	-	Qtz-arenito
CS-D-9	77.6	1.2	0.9	-	-	0.3	6.4	6.4	-	0.3	-	-	4	2.8	-	Qtz-arenito
SA1-4	67.6	0.6	-	-	-	-	24.2	-	-	-	0.6	-	3.3	3.7	-	Grauvaca
SA1-5	65.5	2.6	2.9	-	-	-	17.1	3.2	-	1.3	0.6	-	2.2	3.9	0.6	Grauvaca
SA1-6	57.9	-	-	-	-	-	26.2	-	-	2.9	9.7	-	1.5	1.8	-	Grauvaca
SA1-7	80.5	0.9	-	-	-	-	3.1	10.5	-	0.9	-	-	1.2	1.9	0.9	Qtz-arenito
SA1-8	86.5	1.2	0.6	-	0.3	1.2	0.3	6.6	-	-	-	-	2.7	0.6	-	Qtz-arenito
SA1-9	58.5	-	0.9	-	0.9	0.3	23.6	-	-	-	10.1	-	3.8	1.9	-	Grauvaca
SA1-10	80.2	0.9	0.9	-	-	0.6	3.0	8.2	-	0.3	0.3	-	2.4	2.7	0.3	Qtz-arenito
BS	74	1.2	0.6	-	0.3	-	2.3	15.9	-	-	-	-	2	3.7	-	Qtz-arenito

Qm: Quartzo monocristalino, Qp: Quartzo policristalino, Fds-feldspatos (F=Plagioclásio+Felspato-potássico), Frs: Fragmento de rocha sedimentar, Frm: Fragmento de rocha metamórfica, Ch: *Chert*, Mtz: Matriz, Cs: Cimento de sílica, Cd: Cimento de dolomita, OFe: Óxido-hidróxido de ferro, Mc: Mica, MP: Minerais pesados, Po: Poros, A: Argilomineral substituindo feldspato, Op: Opacos.

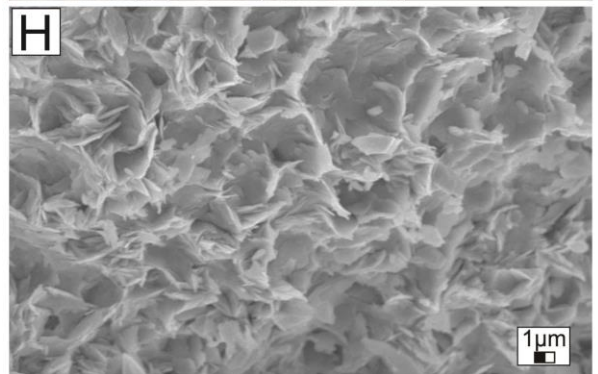
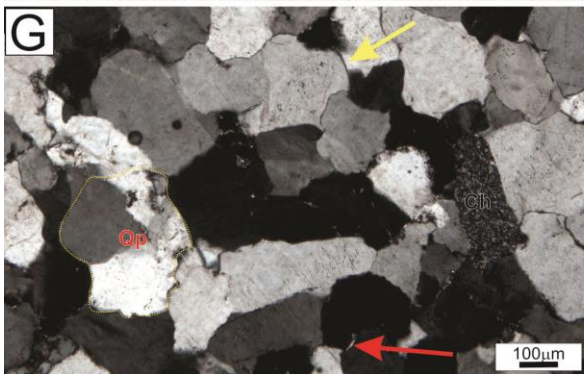
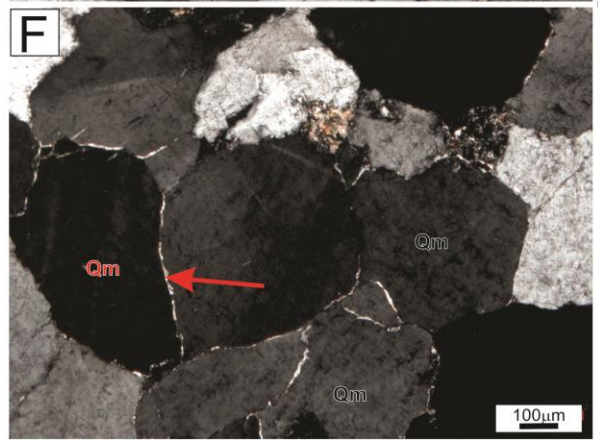
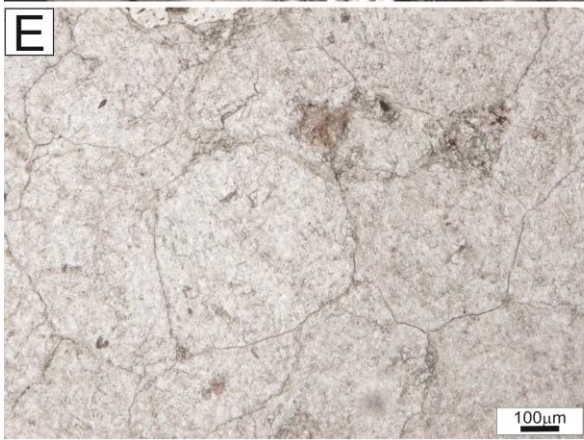
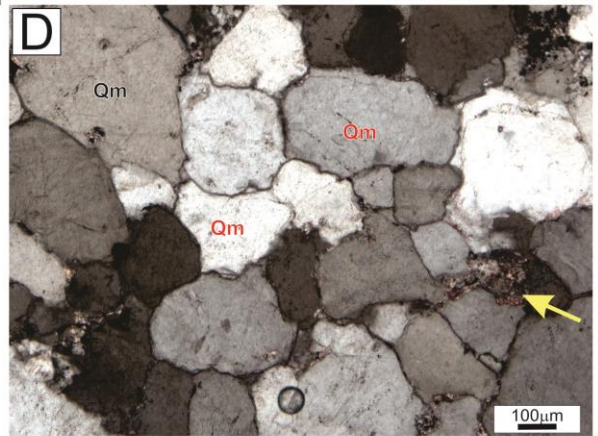
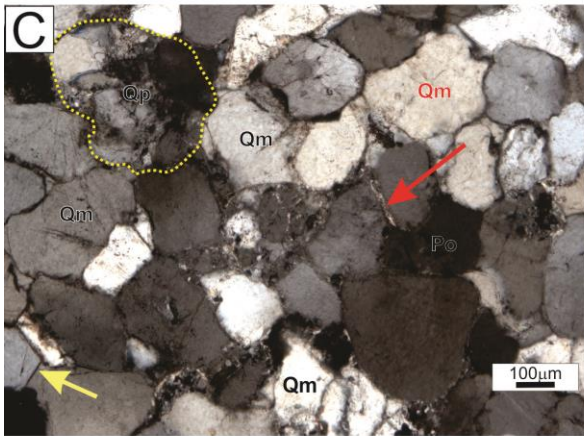
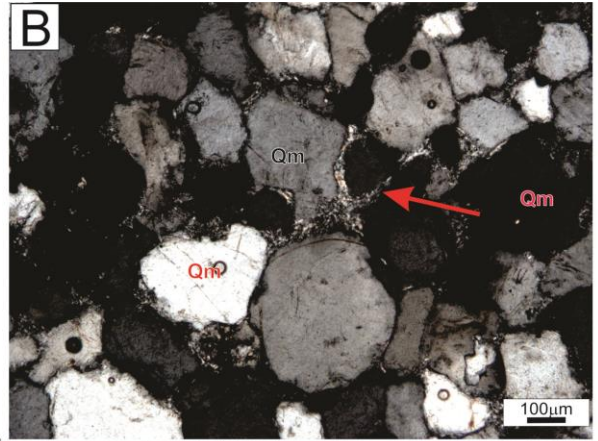
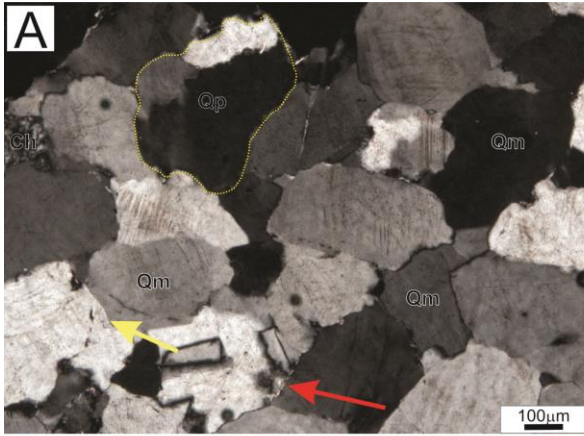


Figura 6.5- Fotomicrografias dos quartzo-arenitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A) Principais constituintes do arcabouço dos quartzo-arenitos fino a grossos do paleambiente de planície de maré complexa, porção central da bacia, formados principalmente por quartzo-monocristalinos (Qm) e quartzo-policristalinos (Qp), com abundante contatos de compromisso (seta amarela), e (B) exibindo eventuais *coatings* de ilita tangenciais a superfícies dos grãos. (C) Quartzo-arenitos dos depósitos de planície de maré complexa, porção leste da bacia, compostos principalmente por quartzo-monocristalinos (Qm) e quartzo-policristalinos (Qp) com contatos de compromisso (seta amarela) e eventuais *coatings* de ilita tangenciais a superfícies dos grãos (seta vermelha), e (B) algumas vezes exibindo feldspatos totalmente substituídos por argilominerais (seta amarela). (D-E) Quartzo-arenitos dos depósitos fluviais distais constituídos principalmente de quartzo-monocristalinos (Qm) e quartzo-policristalinos (Qp) com contatos de compromisso (seta amarela) e *coatings* de ilita tangenciais a superfícies dos grãos (seta vermelha) (nicóis // e X, respectivamente), localmente exibindo fragmentos de *chert* (F). (H) Imagem de MEV mostrando feição escamosa característica dos cristais de ilita que envelopam os grãos dos quartzo-arenitos (cf. Christidis 2011).

6.4.1.2 Subarcóseos

Os subarcóseos são os arenitos mais comuns nos depósitos siliciclásticos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai (Tabela 6.1), relacionados principalmente aos depósitos de maré (Figura 6.3). Granulometricamente, estes variam de areia muito fina a areia fina nos depósitos de *shoreface* (Figuras 6.6A-C), enquanto que nos depósitos de maré de areia fina a areia média (Figuras 6.6D-F). De modo geral, estes são moderadamente a bem selecionados, angular a subarredondados, com empacotamento fechado, e maduros (Figuras 6A-F). Os subarcóseos dos depósitos de *shoreface* são principalmente constituídos por quartzo-monocristalinos (38-52%) (Figura 6.6A), seguidos de quartzo-policristalinos (1-2%) (Tabela 6.1). Os feldspatos são principalmente microclinas e plagioclásios, representando de 3 a 5% do volume da rocha (Figura 6.6A). Os constituintes diagenéticos desses arenitos são caracterizados pela cimentação secundária de quartzo (até 3,8%), e principalmente a cimentação dolomítica (40-56%) (Figuras 6A-B), representando os principais modificadores de arredondamento dos grãos e redutor de porosidade. O cimento de dolomita constantemente substitui totalmente ou apresentam contatos irregulares com os grãos detríticos do arcabouço (Figuras 6B-C). Essa substituição seria resultado de um complexo processo de difusão iônica durante a mesodiagênese (Schmidt & McDonald 1979). Este princípio indica que a solubilidade dos carbonatos diminui com o aumento da temperatura, enquanto a dos silicatos aumenta levando a substituição e corrosão destes (Dapples 1979, De Ros & Moraes 1984). Dados isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em cimentos de dolomita no mesmo nível estratigráfico, região de Mirassol d'Oeste, têm atestado que essas são de origem tardia relacionada à mistura de fluidos hidrotermais e meteóricos (Silva Jr. *et al.* 2007).

Grãos de quartzo-monocristalinos também representam os constituintes principais (48-73%) dos subarcóseos dos depósitos de planície de maré, e em menor proporção ocorrem quartzo-policristalinos (0,3-5%) (Figuras 6.6D-F). Os feldspatos compreendem de 3 a 15% dos constituintes do arcabouço (Figuras 6.6D-F), caracterizados principalmente como plagioclásios, microclinas e às vezes ortoclásio, muitas vezes alterados para argilominerais (Figuras 6.6D). Fragmentos de rocha consistem principalmente de *chert* (0,3-3%) (Figuras 6.6 D-E), enquanto fragmentos de rocha metamórfica ocorrem como traço (0,7 %). Minerais pesados ocorrem em valores traços (0,3-0,6%), consistindo principalmente de turmalina e zircão, assim como minerais opacos (0,3-0,7%). O constituinte diagenético dessas rochas é o sobrecrecimento sintaxial de quartzo (10-27%), responsável pela modificação do arredondamento dos grãos e diminuição da porosidade (Figuras 6.6D). A maioria dos contatos entre os constituintes do arcabouço são retos, na verdade se tratando de contatos entre os cristais secundários de quartzo (Figuras 6.6D). Similar aos quartzo-arenitos, é provável que a principal fonte de sílica esteja relacionada a convecção de fluídos hidrotermais silicosos através de falhas e camadas permeáveis durante a eodiagênese (cf. McBride 1989), podem estar relacionados a tectônica extensional da bacia.

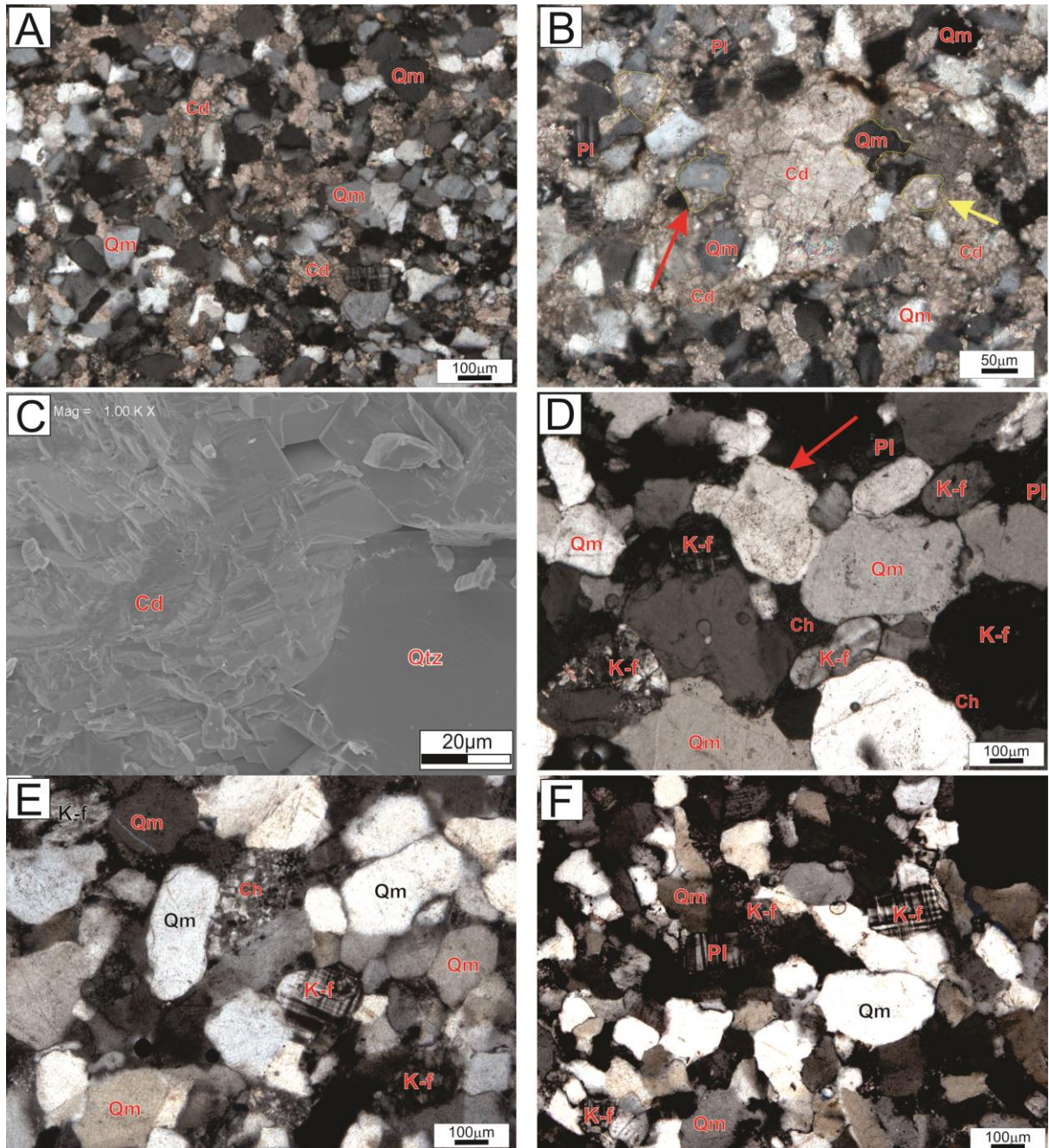


Figura 6.6- Fotomicrografias dos subarcóseos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A) Arcabouço dos subarcóseos dolomitizados do paleoambiente de *shoreface* dominado por tempestade, restritos a porção central da bacia. Qm-Quartzo monocristalino; Cd-Cimento de dolomita. (B) Cimento de dolomita substituindo parcialmente (seta vermelha) ou totalmente (seta amarela) os grãos detríticos que compõem o arcabouço dos subarcóseos dos depósitos de *shoreface*. Qm-Quartzo monocristalino, Cd-Cimento de dolomita, Pl-Plagioclásio. (C) Imagem de MEV em fragmento de rocha mostrando a relação entre o grão de quartzo (Qtz) e cimento de dolomita (Cd). (D-F) Principais constituintes dos subarcóseos dos depósitos de planície de maré complexa. Qm-Quartzo monocristalino, K-f-Feldspato-potássico, Pl-Plagioclásio, Ch-Chert, Sobrecrecimento de quartzo (seta vermelha).

6.4.1.3 Sublitarenitos

Os sublitoarenitos estão presentes nos depósitos de planície de maré, principalmente no subambiente de submaré-intermaré inferior (Figura 6.3; Tabela 6.1). Esses arenitos variam

de areia média a areia muito grossa, subarredondados a subangulosos, bem selecionados, com empacotamento fechado, e texturalmente maduros (Figuras 6.7A-B). Os grãos detríticos que compõe o arcabouço dessas rochas são principalmente quartzo-monocristalinos (64-70%) (Figuras 6.7A-B), e menos frequentes ocorrem quartzo-policristalinos (2-6%). Na maioria das vezes, os feldspatos destas rochas são caracterizados por plagioclásios e microclinas (Figuras 6.7C), em geral alterados para argilominerais, correspondendo a até 3% do volume da rocha. Os fragmentos de rocha mais frequente são de *chert* (2-5%) (Figs B-C), além de serem presentes valores traços de fragmentos de arenitos (0,6-1%) (Figuras 6.7D-F). Similarmente, o constituinte diagenético dessas rochas é representado pela cimentação secundária de quartzo (Figura 6.7C), também modificando o real arredondamento dos grãos e obstruindo a porosidade da rocha. O contato entre os grãos é em sua maioria contatos de compromisso. A fonte de sílica para a cimentação secundária é relacionada provavelmente a ascensão de fluídos durante a eodiagênese (McBride 1989).

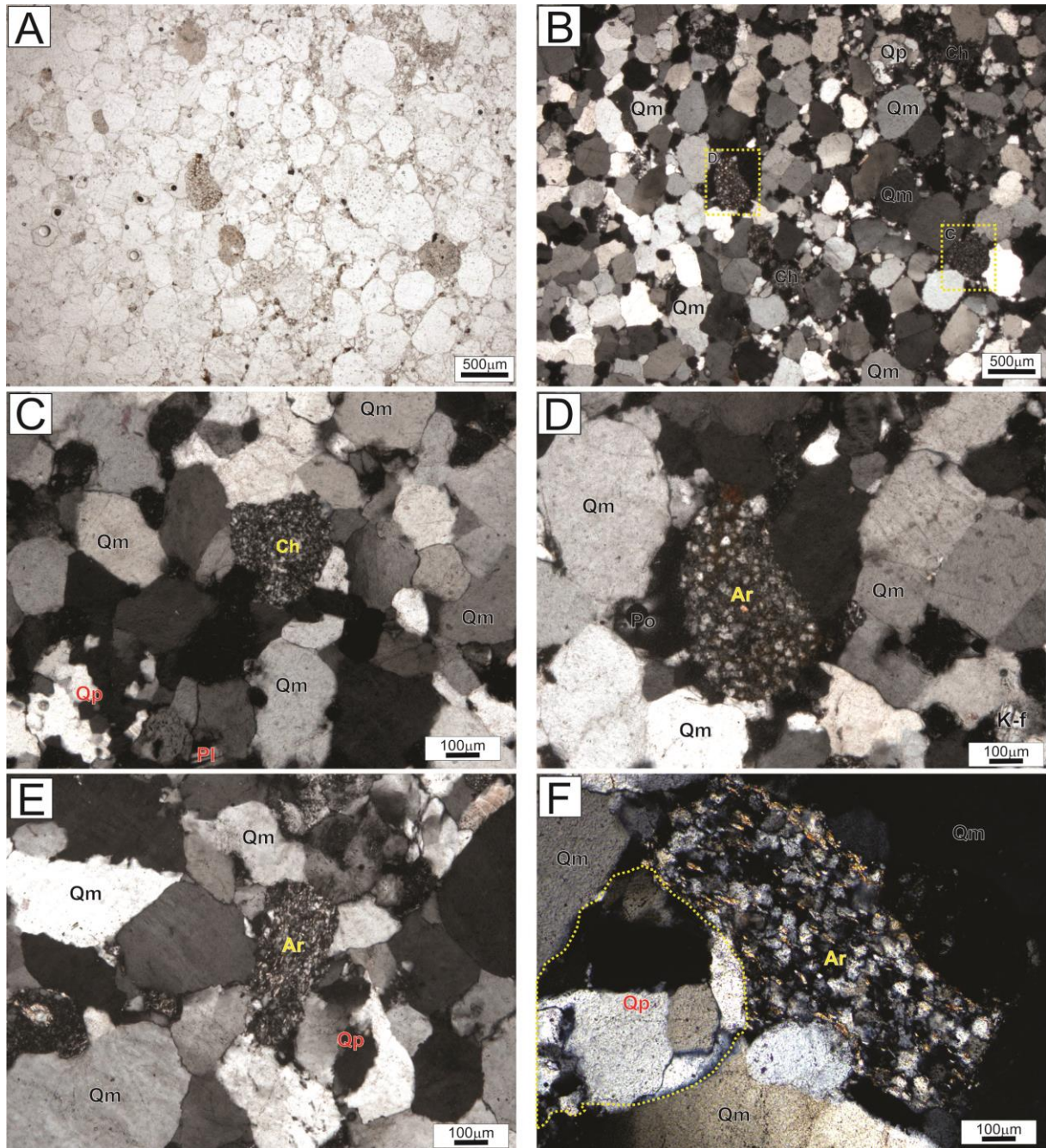


Figura 6.7- Fotomicrografias dos sublitoarenitos dos depósitos de planície de maré complexa da base do Grupo Alto Paraguai. (A-B) Textura e composição dos sublitoarenitos dos depósitos de maré na porção central da bacia (Nicóis // e X, respectivamente). Destaque para os tipos de fragmentos comuns a essas rochas (quadro amarelo). (C) Fragmento de *chert*-Ch. (D-F) Fragmento de arenito. Qm-Quartzo monocristalino, Qp-Quartzo policristalino, Ch-*Chert*, Pl-Plagioclásio, Ar-Arenito.

6.4.1.4 Grauvacas quartzosas

As grauvacas quartzosas são encontradas nos depósitos de planície de maré, e principalmente nos depósitos de *shoreface* dominado por tempestade na porção nordeste da bacia (Figura 6.3; Tabela 6.1). A maioria dos grãos do arcabouço consiste em quartzo-monocristalinos (51-68%), alcançando no máximo 3% de quartzo-policristalinos (Figuras

6.8A-B). Feldspatos compreendem de 1 a 3% da rocha, consistindo principalmente de plagioclásios e microclinas (Figura 6.8B), em geral alterados para argilominerais. Essas rochas apresentam uma matriz fina constituída de uma massa compacta de sericita com grãos de quartzo no tamanho silte tangentes a superfície dos grãos (Figuras 6.8C-F), representando 41 a 17% do volume da rocha, possivelmente indicando infiltração mecânica (De Ros & Cesero 1986). Estes são texturalmente imaturos, com fábrica suportada por grãos que variam de silte grosso a areia fina, angulosos a subarredondados, com empacotamento fechado (Figuras 6.8A-F). A matriz comumente se encontra impregnada por ferro, principalmente na porção nordeste da bacia onde as rochas estão fortemente intemperizadas (Figueiredo *et al.* 2011). A origem da matriz em grauvacas ainda é motivo de debates, porém existe um consenso em que grande parte dessa matriz seja diagenética não sendo descartada contribuição detrítica (Tucker 1992). As micas são do tipo muscovita (0,6-10%), se apresentando de duas formas: (A) detríticas, levemente sanfonadas como resposta ao efeito da compactação (Figura 6.8C); ou (B) diagenéticas (Figuras 6.8D).

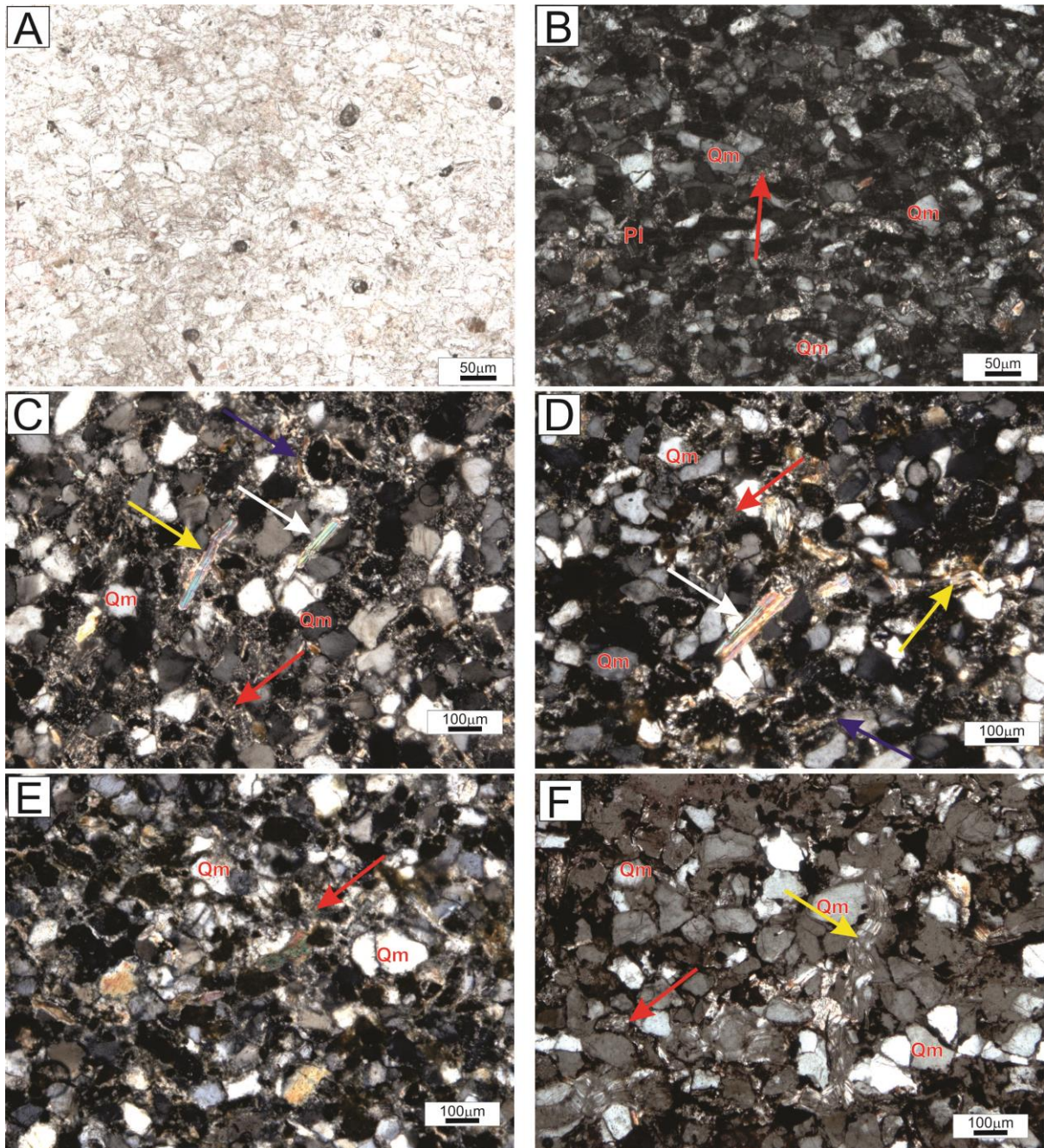


Figura 6.8- Fotomicrografias das grauvacas quartzosas dos depósitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A-B) Textura e composição das grauvacas quartzosas dos depósitos de planície de maré da porção central da bacia, com destaque para a matriz fina de quartzo no tamanho silte com sericita (seta vermelha) (Nicóis // e X, respectivamente). (C-E) Grauvacas quartzosas dos depósitos de *shoreface* da porção nordeste da bacia exibindo matriz composta por uma massa compacta com mistura de sericita e grãos de quartzo no tamanho silte (seta vermelha), muitas vezes tangentes a superfície dos grãos (seta azul), com micas muscovitas detríticas (seta amarela) e diagenéticas (seta branca). (F) Grauvaca quartzosa dos depósitos de planície de maré da porção nordeste da bacia, composta por matriz constituída de grãos de quartzo no tamanho silte e sericita (seta vermelha) e micas muscovita diagenéticas aparentemente preenchendo fratura (seta amarela). Qm-Quartzo monocristalino, Qp-Quartzo policristalino, Pl-Plagioclásio.

6.4.2 Proveniência sedimentar

6.4.2.1 Ambiente tectônico

A composição detrítica dos arenitos tem sido utilizada para indicação de ambientes de proveniência (Dickinson & Suczek, 1979, Ghazi & Mountney, 2011, An *et al.* 2017), contudo esses tem sido aplicados com precaução devido às modificações diagenéticas das rochas (McBride, 1985). De acordo com os diagramas ternários Qt-Fds-Fr e Qm-Fds-Frt de Dickinson *et al.*(1983) os arenitos da base Grupo Alto Paraguai são derivados de blocos continentais (Figura 6.9), principalmente de áreas do interior cratônico com influência de fontes continentais transicionais. O diagrama Qt-Fds-Fr enfatiza a alta maturidade textural desses arenitos (Figura 6.9; Tabela 6.1), indicando como prováveis fontes rochas metamórficas e ígneas (Dickinson & Suczek, 1979, Dickinson *et al.* 1983). Além disso, o diagrama Qm-Fds-Frt indica que os sedimentos provenientes dessas fontes foram transportados para longe ao longo da bacia (Figura 6.9), coerente com a baixa porcentagem de grãos de feldspatos (<15%) e de fragmento de rochas (<4%) contidos nesses arenitos (Tabela 6.1). Algumas características dos principais grãos do arcabouço também fornecem informações adicionais sobre a proveniência dos arenitos cambrianos. A predominância de Qm (40-90%) nesses arenitos, geralmente com extinção ausente a levemente ondulante, fraturas cicatrizadas, e às vezes inclusões, também sugerem que estes são preferencialmente fontes plutônicas (Figuras 6.10A-B) (Basu *et al.* 1975, Smyth *et al.* 2008). Fontes metamórficas são indicadas pela ocorrência de grãos de Qp (Tabela 6.1), na maioria das vezes, com mais de 4 cristais por grão, com limites dos cristais crenulados e/ou suturado, apresentando também fraturas cicatrizadas (Figuras 6.10C e D) (Basu *et al.* 1975, Smyth *et al.* 2008, Ghazi & Mountney 2011). Os grãos detríticos de feldspato sódico (F-k) e de plagioclásio (Pl) podem ser oriundos tanto de fontes ígneas quanto metamórficas, e de igual modo as micas detríticas (Khan 1991, Ghazi & Mountney 2011,). Somente no Ordoviciano houve mudanças do ambiente tectônico, expressa pelos litoarenitos, litoarenitos-feldspáticos, e sublitoarenitos derivados de reciclagem de cinturões orogênicos (Bandeira *et al.* 2012) (Figura 6.9).

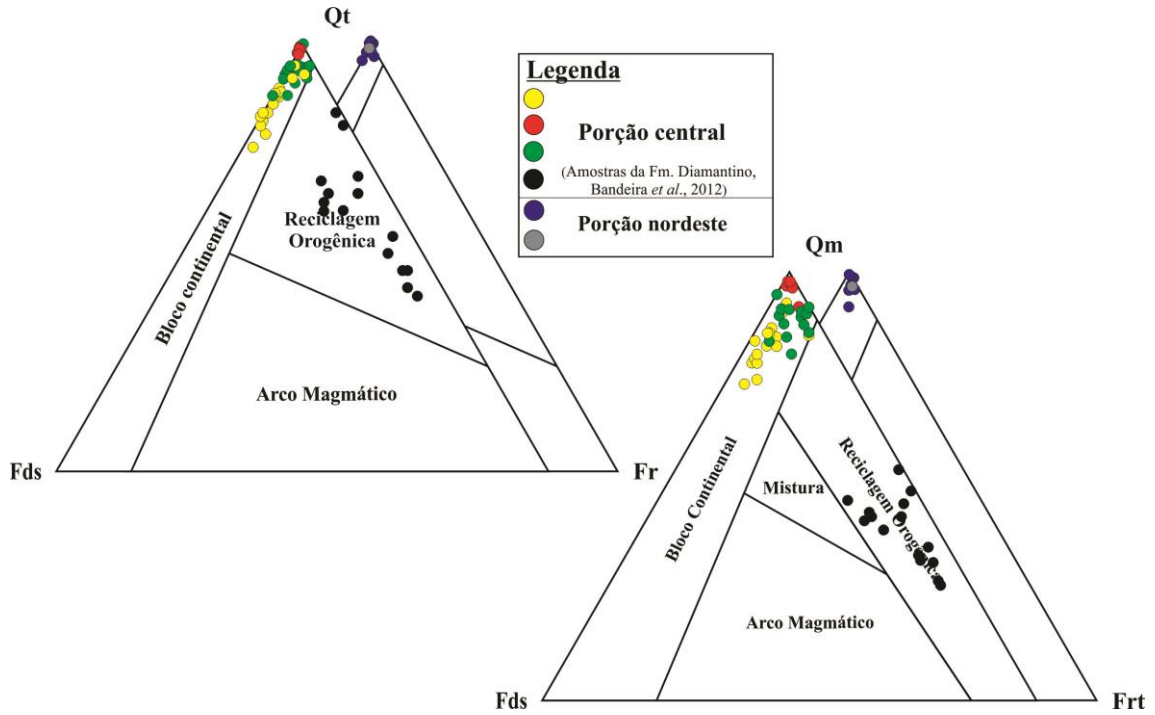


Figura 6.9- Diagramas ternários de Dickinson *et al.*(1983) indicando a proveniência tectônica dos arenitos cambrianos da BI. Qt- Quartzo total, Qm-Quartzo monocristalino, Fds-Felspató; Fr-Fragmento de rocha; Frt-Fragmento de rocha total.

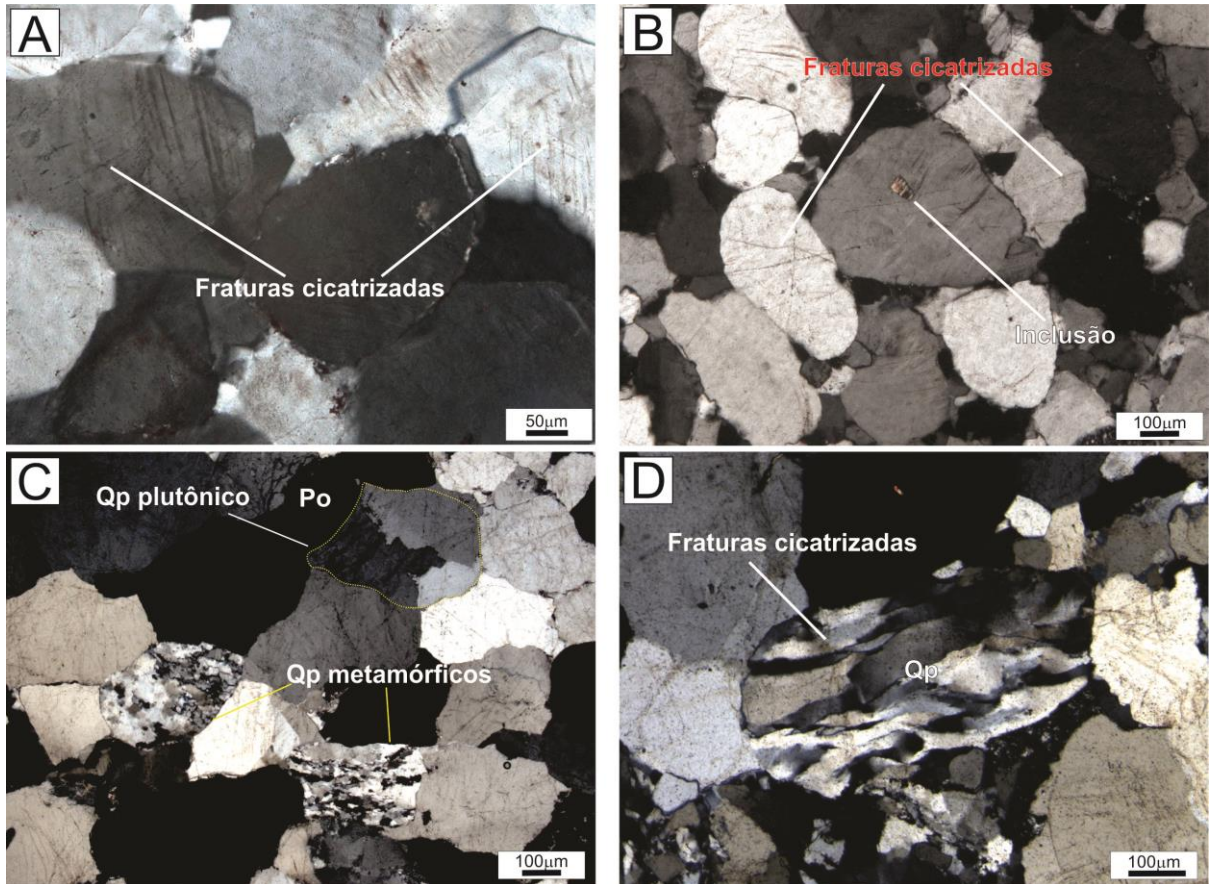


Figura 6.10- Fotomicrografias dos principais tipos de grãos detríticos de quartzo encontrado nos depósitos cambrianos da BI. (A-B) Quartzo monocristalinos com extinção não- a levemente-ondulante com fraturas cicatrizadas e inclusões (origem plutônica). (C-D) Quartzo policristalinos (Qp) apresentando mais de 4 cristais, alongados e com limites irregulares (origem metamórfica), e Qp com 3 cristais (origem plutônica), ambos apresentando fraturas cicatrizadas. Po-Poros.

6.4.2.2 Catodoluminescência de quartzo detrítico

A análise das características individuais de grãos de quartzo por catodoluminescência colorida (CL) tem sido uma ferramenta relevante na indicação de fontes de proveniência (Zinkernagel 1978, Marshall & Mariano 1988, Götze *et al.* 2001, Augustsson & Bahlburg 2003, Bernet & Bassett 2005). Grãos de quartzo detrítico ou quartzo de origem autigênica apresentam diferentes emissões de cores, hipoteticamente atribuídas à substituição de alumínio (Al) por silício (Si), variações intracristalinas na concentração de elementos traços, e defeitos pontuais ou lineares na estrutura do quartzo (Perny *et al.* 1992, Ramseyer & Mullis 2000, Bernet & Bassett 2005, Boggs & Krinsley 2006). Sendo assim, o estudo individual dos grãos de quartzo por CL colorida foi realizado em lâminas delgadas aleatoriamente escolhidas, representando os depósitos de *shoreface* (Figuras 6.11A-B), planície de maré (Figuras 6.11C-D), e flúvias entrelaçado distais (Figuras 6.11E-F). A maioria dos grãos de quartzo exibe emissão de cor violeta (55-100%) (Figuras 6.11A-F), tipicamente indicativas de fontes plutônicas (Zinkernagel 1978, Matter & Ramseyer 1985, Walderhaug & Rykkje 2000, Götze *et al.* 2001, Ritcher *et al.* 2003, Hooker & Laubach 2007). De acordo com estes autores, essas cores também podem indicar influência de fontes metamórficas de alta temperatura. Quartzos com luminescência marrom (45%) foram constatados somente nos depósitos de *shoreface* (Figura 11A-B), indicativos de proveniência de fontes metamórficas de baixa temperatura (Walderhaug & Rykkje 2000, Götze *et al.* 2001, Hooker & Laubach 2007). Também inerentes as prováveis fontes, as fraturas cicatrizadas aleatórias indicam fontes principalmente plutônicas (Bernet & Bassett 2005, Boggs & Krinsley 2006). Sendo assim, as observações de CL colorida sugerem derivação principalmente de rochas plutônicas, com influência de rochas metamórficas de baixo a alto grau.

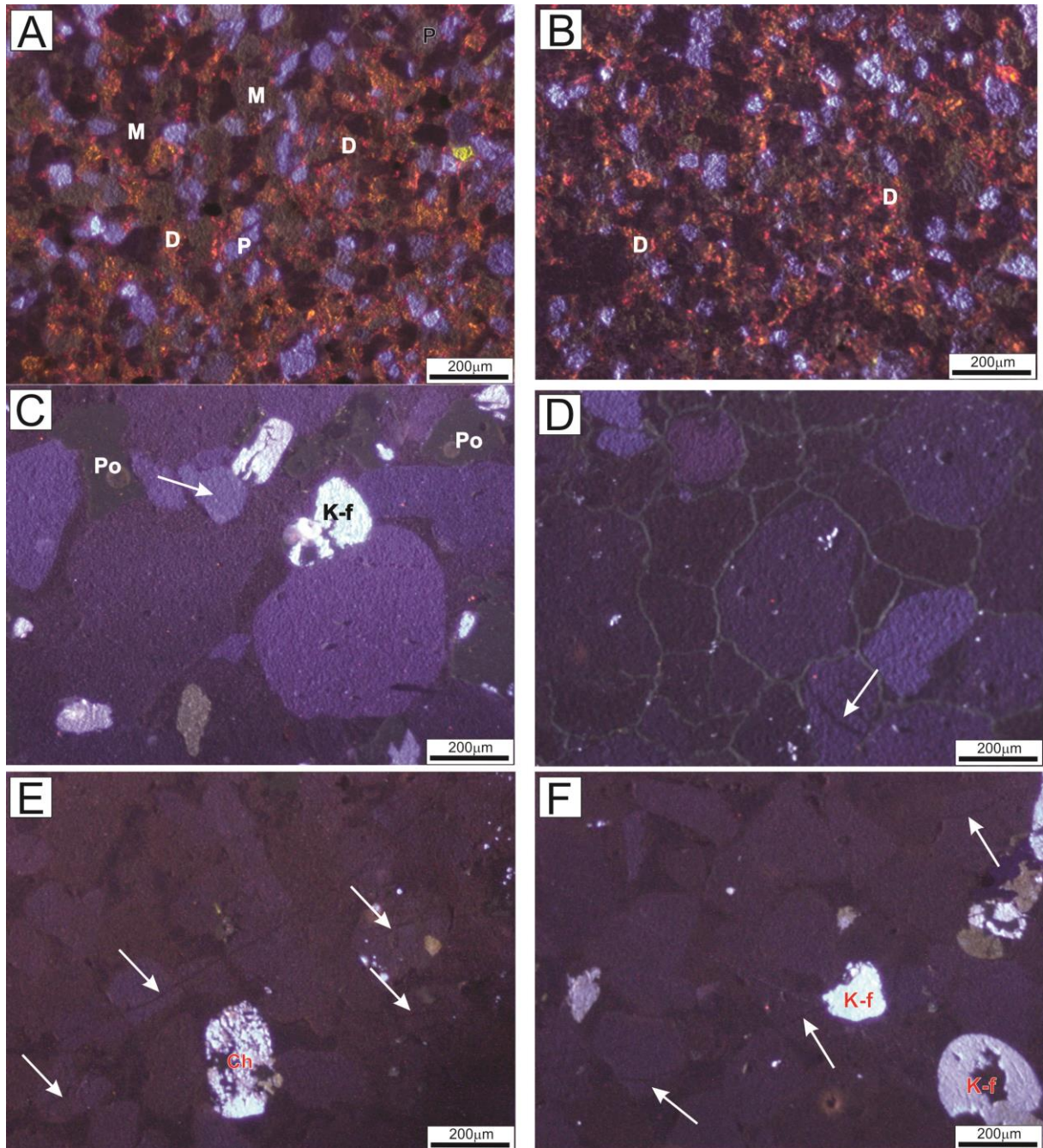


Figura 6.11- Imagens de CL dos grãos de quartzo dos depósitos cambrianos da base do Grupo Alto Paraguai. (A-B) Grãos de quartzo dos depósitos de *shoreface* dominado por tempestade. (C-D) Grãos de quartzo dos depósitos de planície de maré complexa. Fraturas cicatrizadas (seta branca) preenchidas por sílica diagenética são as principais características texturais destes grãos. (E-F) Grãos de quartzo dos depósitos fluviais entrelaçados distais. Fraturas cicatrizadas (seta branca) com sílica secundária são texturalmente dominantes. M-metamórfico, P-Plutônico, D-Dolomita, Po-Poro, K-f- Feldspato potássico, Ch-Chert, K-f-Feldspato-potássico.

6.4.2.3 Idades U-Pb

A aplicação do método U-Pb em zircão detrítico corresponde a uma das mais comuns e eficientes técnicas para estudos de proveniência, aliado a avaliação de indicadores de paleocorrente (Fedo *et al.* 2003). Idades U-Pb foram obtidas a partir de 61 grãos de zircão coletados de uma amostra dos depósitos de planície de maré complexa (Figura 6.3), porção

central da BI. Os grãos de zircão foram aleatoriamente selecionados, variando de areia fina a média, morfológicamente caracterizados por grãos bem arredondados, com estreita ou sem alongação, apresentando fraturas, sugerindo longas distâncias de transporte experimentada por estes (Figura 6.12A) (Gärtner *et al.* 2013). Dentre os grãos analisados, 53 grãos de zircão se encontram ao longo da curva da concórdia (Figura 6.12B), com grau de concordância de 90-110% e idades variando de 1000 Ma – 1990 Ma (Tabela 6.2). O espectro de idades concordantes mostram picos de áreas fontes com idades de 1000, 1230, 1350, 1440, 1530, 1750, 1870 e 1980 Ma (Figura 6.12B). Os grãos de zircão de idade mesoproterozoica são os mais frequentes, com idades variando de 1.0 Ga a 1.5 Ga (Figura 6.12B; Tabela 6.2). Por outro lado, há uma menor população de zircões paleoproterozoicos com idades variando de 1.7 a 1.9 Ga (Figura 6.12B; Tabela 6.2). O zircão concordante mais novo tem idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1001 ± 9 Ma, com grau de concordância de 103%.

As direções do paleofluxo para NE e SE indicam que as fontes para os depósitos da base Grupo Alto Paraguai estariam preferencialmente a SW e NW da posição atual da BI. Sendo assim, estes seriam derivados do interior do Cráton Amazônico em conformidade com os diagramas ternários de Dickinson *et al.* 1983 (Figura 6.9). O Cráton Amazônico é dividido em seis províncias geocronológicas: Província Amazônia Central (>2.6 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2.25-2.05 Ga), Ventuari-Tapajós (1.98-1.81 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1.78-1.55 Ga), Rondônia- San Ignácio (1.55-1.30 Ga) e Sunsás (1.28-0.95 Ga) (Tassinari & Macambira, 2004, Cordani *et al.* 2009). De acordo com o espectro de idades dos zircões detríticos estudados, a província geocronológica mais antiga, Província Amazônia Central, não forneceu sedimentos para os depósitos cambrianos da BI. Logo, as rochas mais novas que 2.0 Ga representam as prováveis fontes de sedimentos detríticos para esses depósitos, principalmente as de origem plutônicas e metamórficas como sugerido pelos dados de discriminação tectônica dos arenitos e CL de quartzo detrítico.

Os zircões com idades de 1.98 a 1.87 Ga seriam provenientes de rochas da Província Ventuari-Tapajós. Essa compreende essencialmente complexos granito-gnáissicos cálcio-alcalinos e rocha vulcânicas félsicas (Figura 6.13) (Tassinari & Macambira 2004, Cordani *et al.* 2009), com idades variando essencialmente de 2.0 a 1.8 Ga (Santos 2003, Santos *et al.* 2004). Contribuições de granitos pós-tectônicos, tais como os do tipo Maloquinha (1.87- 1.87 Ga; Santos *et al.* 2004), também podem ter sido fonte para estes depósitos. Os zircões com idades no intervalo 1.75 a 1.53 Ga estariam relacionados a Província Rio Negro-Juruena, constituída predominantemente de rochas granito-gnáissicas e granitoides (Figura 6.13) (Cordani & Teixeira 2007). Especificamente, essas idades estariam relacionadas a rochas

metavulcanossedimentares e granito-gnaisses do Grupo Alto Jauru (1.79 - 1.75 Ga), rochas do Orógeno Cachoeirinha (1.58-1.52 Ga) e a granitoides da Suíte Intrusiva da Serra da Providência (1.60-1.53 Ga) (Gerald *et al.* 1999, 2001; Ruiz *et al.* 2004; Cordani & Teixeira, 2007). A população de zircões com idade de 1.44-1.35 Ga seria preferencialmente oriunda da Suíte Intrusiva Santa Rita (1.44-1.38 Ga) pertencente ao Terreno Rio Alegre (Figura 6.13) (Matos *et al.* 2004, Ruiz 2005), Província Rondônia-San Ignácio. Contribuições do Complexo Granitóide Pensamiento (1.37-1.34 Ga), Terreno Paraguá (Bettencourt *et al.* 2010) (Figura 6.13), assim como das suítes anorogênicas Santo Antônio (1.40 Ga), Teotônio (1.39 Ga), e Alto Candeias (1.34 Ga) (Bettencourt *et al.* 1999, Payolla *et al.* 2002). A Província Sunsás seria a principal fonte dos zircões mais jovens (1230-1000 Ma), atribuídas as suas rochas metamórficas de baixo a médio grau e plútons granitoides associados (Figura 6.13) (Litherland *et al.* 1986, 1989, Tassinari *et al.* 2000). Potencialmente as sequências sedimentares do Grupo Aguapé (1.16 Ga; Santos *et al.* 2005) e o granito pós-tectônico Taperas (1.07 Ga; Boger *et al.* 2005) também teriam servido de fonte aos depósitos cambrianos da BI.

Idades previamente obtidas na base do Grupo Alto Paraguai têm mostrado um intervalo de idades predominantemente Paleo- a Mesoproterozoico (Figura 6.2) (Dantas *et al.* 2009, McGee *et al.* 2014, 2015), coerente com as idades U-Pb aqui adquiridas. Em geral, esses trabalhos também sugerem o Cráton Amazônico como fonte principal para esses depósitos (McGee *et al.* 2014, 2015), porém sem indicação de paleocorrentes e consequente imprecisão. Outras potenciais fontes para a base do Grupo Alto Paraguai seriam a Faixa Brasília e o Maciço Goiás para leste da posição atual da BI (Dantas *et al.* 2009), incoerentes com a direção de paleofluxo para NE e SE, e hipoteticamente o Bloco Paranapanema (McGee *et al.* 2015). Idades tonianas (≥ 0.9 Ga) também foram adquiridas nesses depósitos (Figura 6.2) (McGee *et al.* 2014, 2015), as quais podem estar relacionadas a Suíte intrusiva Guapé com idades U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ variando de 0.94 a 0.90, respectivamente (Gerald *et al.* 2001, Ruiz *et al.* 2005). A idade U-Pb de 635 Ma, embora discordante, e a de 615 Ma tem sido atribuídas como idades de máxima deposição para base do Grupo Alto Paraguai (Figura 6.2) (McGee *et al.* 2015). Contudo, o atual cenário cambriano proposto para esses depósitos (Santos *et al.* 2017, 2018), aliado a atual ausência de fontes ediacaranas no Cráton Amazônico tornam essas idades anômalas.

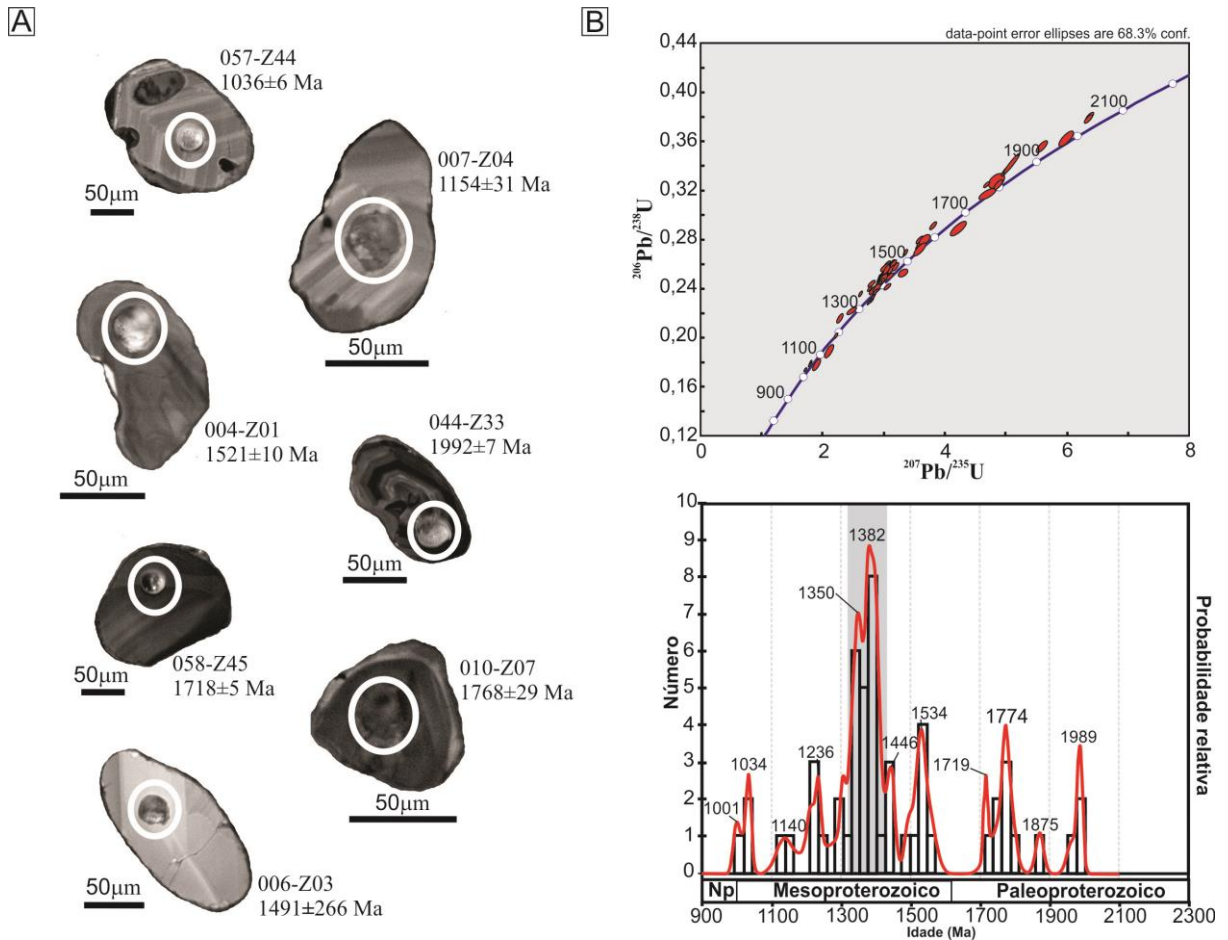


Figura 6.12- (A) Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão detrítico. (B) Diagrama da concórdia U-Pb e histograma de frequência com curva de probabilidade de idades destacando contribuições principalmente Mesoproterozoica (área cinza) para a base do Grupo Alto Paraguai.

Tabela 6.2- Resultados obtidos pelo método U-Pb em monocristais de zircão por ICP-MS com *laser ablation* dos arenitos dos depósitos de planície de maré, porção central da BI.

Amostra	Th/U ^a	f_{206}^b (%)	Razões Isotópicas						Estimativa de Idade (Ma)							
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ(%)	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	Conc. ^d (%)
027-Z21	0.57	0.015	0.073	0.48	0.173	0.74	1.730	0.88	0.815	1001	9.70	1029	7.04	1020	5.67	103
046-Z35	0.33	0.018	0.073	0.58	0.178	1.08	1.805	1.22	0.871	1028	11.75	1057	10.49	1047	7.99	103
057-Z44	0.28	0.004	0.074	0.34	0.178	0.61	1.806	0.70	0.841	1036	6.90	1053	5.96	1048	4.59	102
005-Z02	0.41	1.150	0.077	1.04	0.215	1.23	2.295	1.62	0.752	1133	20.60	1255	14.15	1211	11.40	111
007-Z04	0.31	0.093	0.078	1.61	0.177	1.75	1.914	2.37	0.731	1154	31.89	1052	16.96	1086	15.83	91
034-Z26	0.47	0.015	0.078	2.72	0.240	1.01	2.595	2.90	0.332	1156	53.97	1388	12.57	1299	21.26	120
037-Z29	0.27	0.005	0.081	0.56	0.200	0.83	2.230	1.00	0.811	1214	10.93	1177	8.94	1190	7.00	97
035-Z27	0.24	0.012	0.081	1.80	0.221	0.91	2.480	2.02	0.672	1231	35.42	1287	10.63	1266	14.63	105
068-Z53	0.26	0.004	0.082	0.38	0.234	0.62	2.637	0.73	0.819	1236	7.45	1358	7.64	1311	5.38	110
043-Z32	0.46	0.064	0.082	1.80	0.188	1.82	2.119	2.56	0.705	1237	35.32	1112	18.56	1155	17.66	90
055-Z42	0.37	0.011	0.083	1.97	0.244	0.77	2.789	2.11	0.570	1264	38.43	1410	9.72	1353	15.78	112
039-Z31	0.45	0.018	0.084	1.14	0.243	0.69	2.816	1.33	0.700	1294	22.13	1402	8.72	1360	9.97	108
063-Z48	0.54	0.005	0.085	0.40	0.239	0.60	2.788	0.72	0.793	1306	7.73	1382	7.50	1352	5.40	106
047-Z36	0.24	0.893	0.085	0.64	0.142	1.80	1.672	1.92	0.941	1319	12.29	859	14.57	998	12.15	65
076-Z59	0.21	0.008	0.086	0.53	0.250	0.69	2.954	0.87	0.757	1330	10.21	1439	8.85	1396	6.57	108
065-Z50	0.34	0.010	0.086	0.66	0.252	0.73	3.001	0.98	0.858	1344	12.76	1451	9.49	1408	7.50	108
017-Z12	0.23	0.022	0.086	1.00	0.257	1.18	3.061	1.55	0.754	1347	19.23	1475	15.61	1423	11.85	109
026-Z20	0.26	0.009	0.087	0.44	0.244	0.93	2.914	1.03	0.895	1350	8.44	1409	11.77	1385	7.77	104
056-Z43	0.65	0.011	0.087	0.61	0.249	0.76	2.970	0.97	0.753	1350	11.71	1433	9.79	1400	7.40	106
008-Z05	0.47	0.026	0.087	1.04	0.238	1.19	2.840	1.58	0.740	1354	20.06	1374	14.67	1366	11.84	101
024-Z18	0.42	0.024	0.087	0.87	0.247	0.80	2.957	1.18	0.642	1355	16.85	1424	10.17	1397	8.97	105
020-Z15	0.56	0.035	0.087	2.13	0.256	0.98	3.071	2.34	0.649	1358	41.01	1472	12.87	1426	17.94	108
049-Z38	0.49	0.002	0.087	1.09	0.255	0.97	3.077	1.46	0.831	1371	20.98	1465	12.68	1427	11.17	107
069-Z54	0.28	0.026	0.088	1.96	0.246	1.20	2.974	2.30	0.750	1378	37.71	1416	15.27	1401	17.48	103
066-Z51	0.48	0.005	0.088	0.39	0.260	0.71	3.143	0.81	0.852	1378	7.59	1488	9.45	1443	6.27	108
018-Z13	0.85	0.032	0.088	1.04	0.241	1.29	2.915	1.66	0.769	1379	20.00	1390	16.14	1386	12.54	101
016-Z11	0.57	0.023	0.088	1.78	0.248	1.06	3.001	2.07	0.733	1381	34.22	1426	13.56	1408	15.78	103
032-Z24	0.46	0.023	0.088	0.97	0.246	0.91	2.979	1.33	0.664	1381	18.58	1416	11.63	1402	10.12	103
054-Z41	0.28	0.011	0.088	0.44	0.244	0.60	2.964	0.74	0.761	1381	8.42	1410	7.61	1398	5.64	102
059-Z46	0.39	0.101	0.088	0.70	0.237	0.72	2.878	1.01	0.840	1386	13.53	1370	8.93	1376	7.61	99
023-Z17	0.14	0.679	0.089	0.53	0.137	1.33	1.669	1.44	0.925	1396	10.15	825	10.34	997	9.09	59
028-Z22	0.38	0.021	0.089	0.67	0.259	0.85	3.161	1.09	0.763	1397	12.87	1483	11.29	1448	8.37	106
053-Z40	0.48	0.006	0.089	0.44	0.253	0.91	3.095	1.01	0.888	1397	8.49	1455	11.80	1432	7.74	104
025-Z19	0.48	0.170	0.089	0.88	0.231	1.45	2.828	1.69	0.945	1398	16.83	1340	17.49	1363	12.68	96
036-Z28	0.37	0.038	0.089	0.65	0.254	0.73	3.109	0.98	0.712	1400	12.55	1459	9.58	1435	7.56	104
052-Z39	0.30	0.034	0.089	0.47	0.230	0.66	2.823	0.81	0.778	1405	9.05	1334	7.98	1362	6.10	95
045-Z34	0.95	0.005	0.090	1.04	0.249	0.73	3.100	1.27	0.755	1434	19.80	1432	9.34	1433	9.73	100
014-Z09	0.27	0.019	0.091	0.73	0.257	0.95	3.209	1.20	0.775	1439	13.96	1473	12.52	1459	9.29	102
067-Z52	0.29	0.008	0.091	0.45	0.268	0.61	3.367	0.76	0.762	1447	8.52	1532	8.34	1497	5.93	106
006-Z03	0.39	0.265	0.093	14.09	0.227	6.42	2.920	15.48	0.673	1491	266.73	1321	76.62	1387	117.11	89
074-Z57	0.34	0.008	0.093	0.57	0.279	0.63	3.597	0.85	0.688	1495	10.88	1588	8.84	1549	6.76	106

004-Z01	0.20	0.011	0.095	0.54	0.274	0.87	3.578	1.02	0.835	1521	10.12	1562	12.06	1545	8.11	103
075-Z58	0.56	0.021	0.095	1.16	0.278	0.83	3.638	1.43	0.770	1527	21.87	1581	11.60	1558	11.35	104
077-Z60	0.28	0.006	0.095	0.48	0.290	0.61	3.815	0.77	0.736	1535	9.00	1643	8.79	1596	6.21	107
078-Z61	0.35	0.697	0.096	1.26	0.252	0.87	3.328	1.54	0.542	1544	23.53	1448	11.39	1488	11.94	94
033-Z25	0.35	0.023	0.096	1.28	0.279	0.92	3.692	1.57	0.560	1545	24.02	1588	12.94	1570	12.58	103
038-Z30	0.49	0.068	0.096	1.02	0.271	1.34	3.602	1.68	0.786	1554	19.23	1547	18.39	1550	13.39	100
009-Z06	0.23	8.847	0.102	1.14	0.063	1.25	0.886	1.79	0.730	1665	20.92	393	5.24	644	8.48	24
058-Z45	0.60	0.002	0.105	0.32	0.324	0.54	4.694	0.63	0.816	1718	5.84	1808	8.58	1766	5.27	105
029-Z23	0.50	0.031	0.107	1.48	0.288	1.30	4.233	1.97	0.844	1743	27.11	1631	18.80	1681	16.20	94
019-Z14	0.40	0.037	0.108	1.44	0.327	1.27	4.863	1.91	0.650	1761	26.24	1826	20.14	1796	16.12	104
010-Z07	0.42	0.025	0.108	1.61	0.316	0.93	4.709	1.86	0.700	1768	29.38	1770	14.40	1769	15.57	100
073-Z56	0.45	0.008	0.108	0.53	0.336	0.87	5.024	1.02	0.836	1771	9.74	1870	14.08	1823	8.62	106
062-Z47	0.40	0.021	0.109	0.48	0.342	1.58	5.116	1.65	0.955	1776	8.80	1895	25.89	1839	14.01	107
013-Z08	0.87	0.027	0.109	0.97	0.255	1.21	3.854	1.56	0.771	1791	17.69	1466	15.93	1604	12.54	82
072-Z55	0.32	0.010	0.110	0.66	0.324	0.77	4.895	1.01	0.728	1793	12.06	1809	12.12	1801	8.55	101
022-Z16	0.77	0.101	0.111	1.98	0.379	1.44	5.817	2.45	0.578	1823	36.01	2069	25.50	1949	21.25	114
048-Z37	0.48	0.006	0.115	0.65	0.355	0.90	5.605	1.11	0.791	1873	11.70	1957	15.11	1917	9.53	104
015-Z10	0.66	0.021	0.121	0.80	0.361	1.08	6.002	1.34	0.789	1966	14.33	1986	18.40	1976	11.69	101
064-Z49	0.81	0.006	0.122	0.40	0.380	0.59	6.391	0.71	0.783	1986	7.09	2075	10.45	2031	6.24	104
044-Z33	1.09	0.004	0.122	0.42	0.377	0.61	6.366	0.74	0.779	1992	7.52	2063	10.77	2028	6.52	104

* Proporções e idades foram corrigidas para Pb comum de acordo com Stacey & Kramers (1975)

** Somente as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram consideradas.

a Razão Th/U calculadas com base no padrão GJ-1;

b $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;

c Rho= quociente dos erros das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

d Grau de concordância: $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ (Horstwood *et al.* 2016)

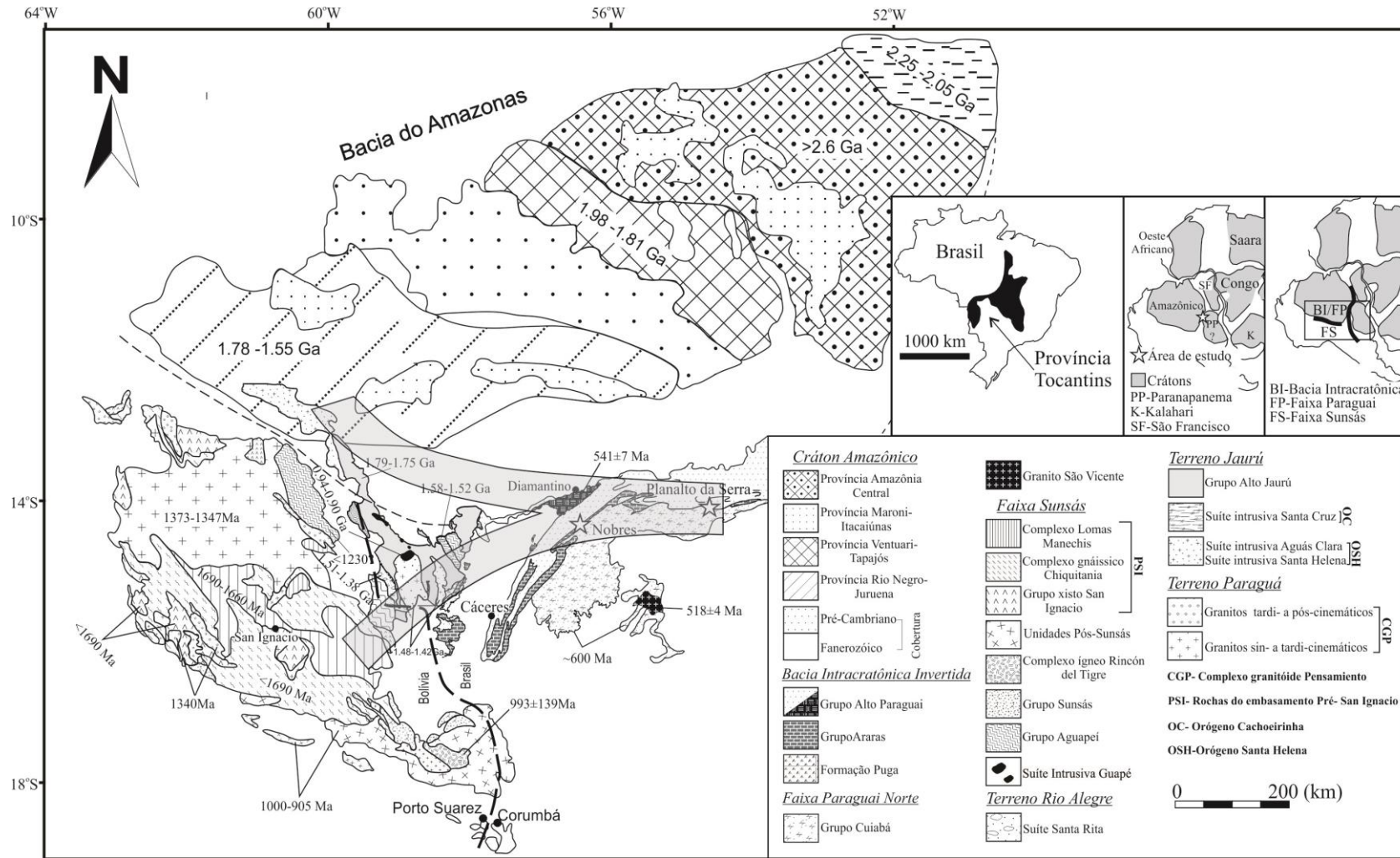


Figura 6.13- Mapa geológico simplificado do SW do Cráton Amazônico indicando as potenciais áreas fontes para os depósitos cambrianos do Grupo Alto Paraguai. A direção do paleotransporte é indicada pelas faixas cinza.

6.5 Evolução tectono-sedimentar

No segmento norte da Faixa Paraguai, o tectonismo compressional resultante das colisões convergentes durante a orogenia Brasileiro-Panafricano (900-640) foram registrados pelas rochas metamórficas do Grupo Cuiabá (Cordani *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2018). Subsequentemente, um regime tectônico extensional foi estabelecido proporcionando a implantação da BI no sudeste do Cráton Amazônico (Santos 2016, Nogueira *et al.* 2018). As rochas metamórficas do Grupo Cuiabá seriam o embasamento desta BI, sobrepostas por rochas pós-colisionais e não metamorfizadas dos depósitos glaciogênicos marinoanos Puga, das sequências carbonáticas ediacaranas Araras e siliciclásticas cambro-ordovicianas Alto Paraguai (Figura 6.2).

Após 80 Ma de exposição parcial da plataforma Araras presumidamente relacionada a soerguimentos epirogenéticos, um período de resfriamento teria levado a subsidência térmica e criação de considerável espaço de acomodação durante o Cambriano (Nogueira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2018). Durante as transgressões cambrianas, sedimentos estritamente siliciclásticos eram provenientes de terrenos Paleo- a Mesoproterozoicos de origem plutônica e metamórfica soerguidas no SE do Cráton Amazônico durante a tectônica compressional (Figura 6.14A). Rios entrelaçados que varriam o interior desse Cráton desaguavam em direção a NE e SE da atual posição da BI, no mar epírico Cambriano, alimentando os depósitos da Formação Raizama. Concomitante a essa sedimentação inicial ocorria a intrusão de corpos graníticos de 528 Ma em resposta a tectônica extensional (Nogueira *et al.* 2018), provavelmente relacionada a progressiva abertura do oceano Iapetus (~600 Ma; Merdith *et al.* 2017) (Figura 6.14A).

No Cambriano tardio, uma regressão do nível do mar desencadeou a progradação dos rios entrelaçados resultando no retrabalhamento dos depósitos da Formação Raizama (Santos *et al.* 2018). Tais eventos marcam o início da deposição da Formação Sepotuba, contudo, as paleocorrentes (SE) e as idades (Paleo- Mesoproterozoico) mostram que as áreas fontes ainda estavam associadas ao Cráton Amazônico (Figura 6.14B). No final do Cambriano tardio, o último pulso transgressivo no mar raso Cambriano foi marcado pelos depósitos de plataforma marinha influenciado por onda e maré da Formação Sepotuba, porém com a permanência das áreas fontes para NW (Bandeira *et al.* 2012).

Dados geoquímicos tem indicado um soerguimento tectônico dos cinturões orogênicos a leste da BI, Cráton São Francisco, que levaram a restrições dos marés epíricos no Ediacarano tardio (Paula-Santos *et al.* 2017). Desde esse período, conexões entre as bacias

marinhas rasas do núcleo do Gondwana Oeste foram sugeridas pelo registro de *Cloudina* sp. (Warren *et al.* 2014, Arrouy *et al.* 2016, Paula-Santos *et al.* 2017), e posteriormente indicada pela presença de elementos da Icnofácies *Skolithos* durante o Cambriano (Santos *et al.* 2017). Essa conexão teria cessado após o início do fechamento do Oceano Iapetus (~500 Ma, Cawood 2005). A partir de então, teria se iniciado uma lenta retração das massas de águas confinadas nas áreas cratônicas (Figura 6.14C), proporcionando a influência de sedimentos provenientes do oeste do Cráton São Francisco (Suíte Intrusiva Serra Negra - 462-576 Ma; Valente *et al.* 2004) nos depósitos lacustres ordovicianos da Formação Diamantino (Bandeira *et al.* 2012, Santos *et al.* 2018).

6.6 CONCLUSÃO

Os arenitos da base do Grupo Alto Paraguai foram classificados na maioria como subárcoseos, seguidos por quartzo-arenitos, sublitoarenitos, e raras grauvacas quartzosas, distribuídos nos depósitos de *shoreface* dominado por tempestade, planície de maré complexa, e fluvial entrelaçado distal. Esses são compostos predominantemente por grãos detríticos de quartzo-monocristalinos com extinção ausente a levemente ondulante. As características dos grãos detríticos de quartzo em CL colorida sugerem que estes são derivados de fontes metamórficas e ígneas. Além disso, as direções de paleofluxo e idades U-Pb em zircão detrítico, somada a prévias idades obtidas na sucessão siliciclástica, indicam que essas fontes se encontravam exclusivamente no interior do Cráton Amazônico, com idades Paleo- a Neoproterozoicas. Idades tonianas previamente obtidas estão associadas a complexos intrusivos pós-tectônicos da Província Sunsás, enquanto as neoproterozoicas são consideradas anômalas embora indicadas como de máxima deposição para esses depósitos cambrianos. Comparações entre os dados aqui exibidos e dados prévios do topo do Grupo Alto Paraguai mostram que somente no Ordoviciano existe a mudança de área fonte do Cráton Amazônico para a Faixa Brasília, a leste da atual posição da BI, em soerguimento desde o Ediacarano-Cambriano. Sendo assim, embora considerada como fonte potencial para os depósitos do Grupo Alto Paraguai, presumidamente a Faixa Paraguai Norte não se encontrava exposta durante o Cambriano-Ordoviciano.

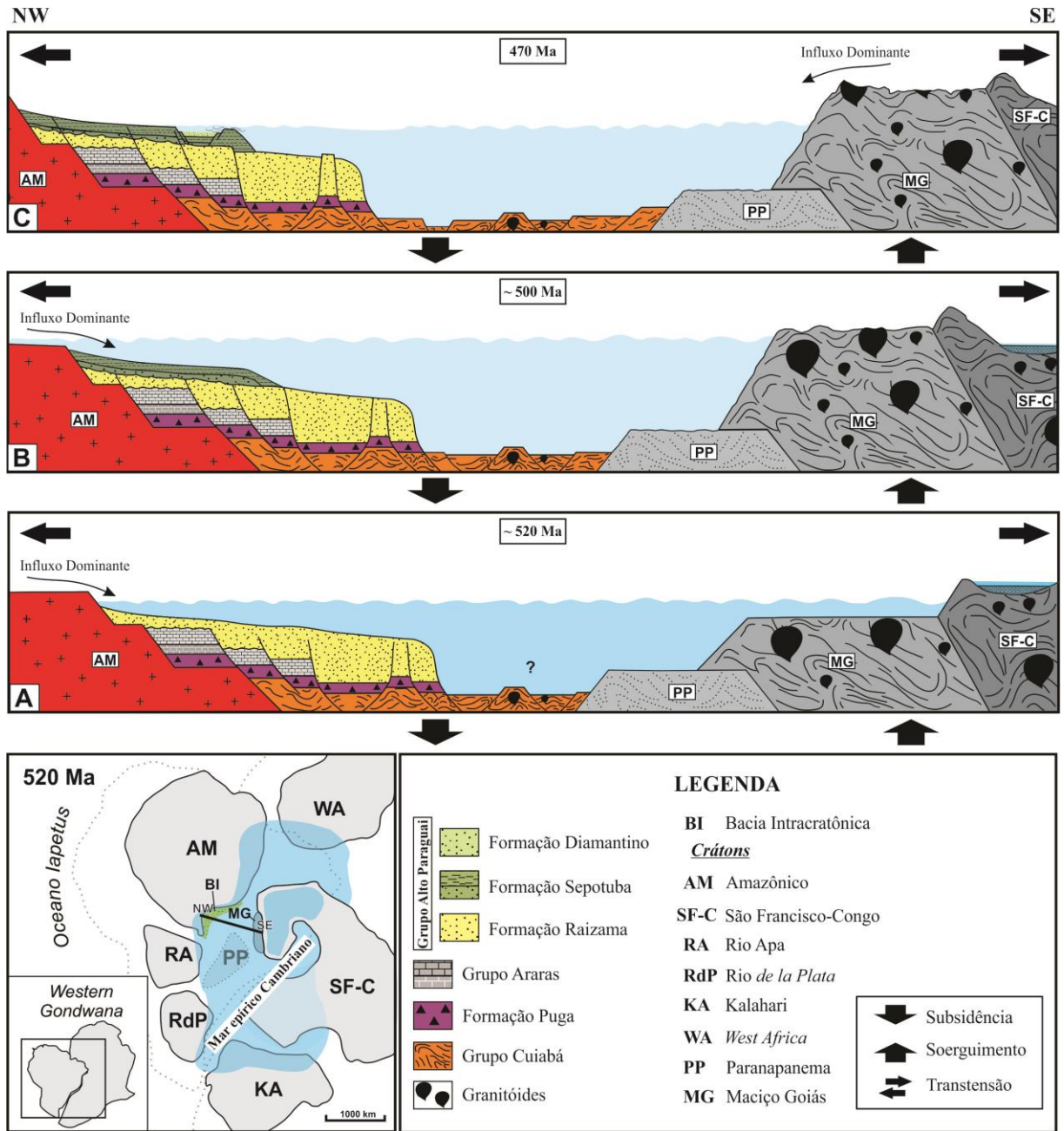


Figura 6.13- Modelo tectônico esquemático durante a deposição das sequências siliclásticas cambro-ordovicianas da bacia intracratônica invertida do sudeste do Cráton Amazônico (Baseado em Bandeira *et al.* 2012, Cordani *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2018, Paula-Santos *et al.* 2017, Santos 2016). (A) Deposição da Formação Raizama durante o progressivo quadro extensional resultando em subsidência e consequente criação de espaço de acomodação, enquanto a sudeste da BI ocorria soerguimentos. (B) Continuada dinâmica transtensional aliada ao aumento da lâmina d'água e deposição do membro superior da Formação Sepotuba, registro do último pulso transgressivo na BI. (C) Início da implantação dos depósitos lacustres da Formação Diamantino controlados pela tectônica extensional, marcando a lenta retração do mar epírico Cambriano, e influência dos sedimentos provenientes da Faixa Brasília.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao apoio financeiro fornecido pelo INCT-GEOCIAM (CNPq/MCT/FAPESPA-573733/2008-2) e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (141866/2015-2). Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (UFPA) pelo apoio institucional. Ao Msc. Alexandre Castelo pelo apoio na confecção das figuras. Ao Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFPA-LABMEV. Ao Laboratório de Catodoluminescência da UFPA-LABCATODO pelas análises, com auxílio da Msc. Raiza Rennê. Ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB) pelas análises de U-Pb em zircão detrítico, com auxílio do técnico Érico Zacchi.

CAPÍTULO 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As análises de fácies, estratigráfica, e paleontológica, combinadas ao estudo de proveniência sedimentar, contribuíram para o entendimento paleoambiental e paleográfico dos depósitos siliciclásticos da base do Grupo Alto Paraguai nas porções central e nordeste da bacia intracratônica invertida no sudeste do Cráton Amazônico durante o Cambriano.

Os depósitos cambrianos representam um sistema deposicional flúvio-costeiro agrupado em 3 associações de fácies compreendidas por *Shoreface* dominado por tempestades (Membro Inferior da Formação Raizama), Planície de maré complexa (Membro Superior da Formação Raizama), e rios entrelaçados distais (Membro Inferior da Formação Sepotuba). Os depósitos de *Shoreface* dominado por tempestades, subdivididos em depósitos de: (a) Transição *Offshore*, compreendido por camadas de pelitos laminados intercaladas por camadas de arenitos com laminação/estratificação plano-paralela organizados em ciclos granocrescentes ascendentes restritos a porção nordeste da bacia; (b) *Shoreface* inferior a médio, caracterizado por camadas de pelitos laminados intercalando camadas de subarcóseos e grauvacas quartzosas com estratificação cruzada *hummocky* de pequeno porte e laminação planar a cruzada de baixo-ângulo, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes que aumentam de espessura em direção a porção nordeste da bacia; e (c) *Shoreface* superior, consistindo em camadas de subarcóseos com estratificação cruzada *swaley* e estratificação plano-paralela, marcando o final dos ciclos granocrescentes ascendentes. A presença de organismos infaunais típicos da Icnofácies *Skolithos* (*Skolithos linearis*, *Diplocraterion parallelum*, e *Arenicolites* isp.) nos depósitos de *shoreface* inferior-médio sugerem idade cambriana, ou mais nova para a secessão estudada. Além disso, estes traços fósseis reforçam a ideia de que houve uma conexão entre as bacias do núcleo do Gondwana Oeste por um mar epírico Cambriano, embora a emergência intracontinental possa ter atuado como uma barreira efetiva.

Os depósitos de planície de maré complexa são formados por dois subambientes: (a) Submaré, caracterizado por camadas de sublitoarenito com estratificações cruzada tangencial com *foresets* recobertos por silito/arenito muito fino (*tidal bundles*) e cruzada acanalada, estes restritos a porção central da bacia; (b) Intermaré, compostos por camadas de subarcóseos, quartzo-arenitos, sulitoarenitos e grauvacas quartzosas com laminação planar a cruzada de baixo-ângulo, acamamento de marcas onduladas a megamarcas onduladas por onda, estratificação cruzada tangencial com ou sem *foresets* recobertos por silito/arenito muito fino, estratificação cruzada sigmoidal, moldes de gretas de contração, e também

conglomerados maciços a estratificados, intercalados por camadas de pelitos laminados ou com acamamento heterolítico *flaser-wavy* e lenticular, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes que mostram aumento de espessura na porção leste da bacia. Por fim, os depósitos de rios entrelaçados distais consistem em camadas de quartzo-arenitos com estratificação cruzada tabular a tangencial, estratificação cruzada acanalada, laminação plano-paralela a cruzada de baixo-ângulo, e conglomerado maciço. Baseado nas paleocorrentes com direção preferencial para NE-SE, o modelo paleogeográfico formulado indica que os depósitos cambrianos da plataforma teriam se desenvolvido ao longo de uma paleocosta com direção SW-NE, enquanto as porções mais profundas do mar epírico Cambriano se encontravam a SE-NE da posição atual do sudeste do Cráton Amazônico, o que justificaria o aumento da espessura dos ciclos para NE da bacia intracratônica. Além disso, os sedimentos de plataforma do Grupo Alto Paraguai foram derivados de fontes metamórficas e ígneas de idades paleo- a neoproterozoicas do Cráton Amazônico. Somente no Ordoviciano existe a mudança de área fonte do Cráton Amazônico para a Faixa Brasília.

As duas sequências deposicionais do Grupo Alto Paraguai sucederam um período de erosão de 80 Ma que expôs os depósitos de plataforma carbonática do Grupo Araras do Ediacarano Inferior e os depósitos glaciais da Formação Puga do Criogeniano Superior. Esta discordância regional está associada a soerguimentos ligados a tectônica pós-colisional do Gondwana Oeste. Este hiato erosivo vai de encontro com possíveis registros de glaciação do Ediacarano Médio a Superior na região do sudeste do Cráton Amazônico. O período de soerguimento persistiu até o Cambriano Inferior, quando ocorreu progressiva subsidência termal concomitante com aumento do nível do mar num contexto paleogeográfico de mar epírico. Depósitos de *shoreface* dominado por tempestade e de planície de maré constituíram um trato de sistemas de mar baixo a transgressivo com parasequências prográdantes. Posteriormente, a progradação de rios entrelaçados durante trato de sistemas de mar baixo caracterizam a segunda sequência deposicional. A conexão oceânica do Iapetus foi paulatinamente confinando o mar epírico Cambriano substituído por fase lacustre precedendo a fase extensional que levou a instalação de bacias intracratônicas tipo *sag* pós-cambriana no Gondwana Ocidental.

REFERÊNCIAS

- Abrantes Jr. F.R., Nogueira A.C.R., Soares J.L. 2016. Permian paleogeography of west-central Pangea: Reconstruction using sabkha-type gypsum-bearing deposits of Parnaíba Basin, Northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **341**: 175-188.
- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 140 p.
- Alkmim F.F., Marshak S., Fonseca M.A. 2001. Assembly Western Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, **29**: 319-322.
- Almeida F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **215**:1-54.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **241**: 1-36.
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do cráton Guaporé. In: SBG, 28^o *International Brazilian Congress*, **4**: 11-17.
- Almeida F.F.M., Mantovani M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **7**: 451-458.
- Almeida F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgar Blücher Ltda., São Paulo, p. 265-281.
- 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*. Abstract and field trip. IGCP-UNESCO/UFMT, 260, p. 31-44.
- Alvarenga C.J.S., Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**: 85-105.
- 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**: 236-241.
- An W., Hu X., Garzanti, E. 2017. Sandstone provenance and tectonic evolution of the Xiukang Mélange from Neotethyan subduction to India–Asia collision (Yarlung-Zangbo suture, south Tibet). *Gondwana Research*, **41**: 222-234.
- Arrouy M.J., Warren L.V., Quaglio F., Poire D.G., Simões M.G., Rosa M.B., Peral L.E.G., 2016. Ediacaran discs from South America: probable soft-bodied macrofossils unlock the paleogeography of the Clymene Ocean. *Scientific Report* **6**: 30590.
- Augustsson C., Bahlburg H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:15-26.

Augustsson, C., Reker, A. 2012. Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance indicators revisited. *Journal of Sedimentary Research*, **82**: 559-570

Babcock L.E., Peng S.-C., Brett C.E., Zhu M.-Y., Ahlberg P., Bevis M., Robison, R.A. 2015. Global climate, sea-level cycles, and biotic events in the Cambrian Period. *Palaeoworld*, **24**: 5-15.

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. *Gondwana Research*, **23**: 988-997.

Bahia R.B.C., Martins-Neto M.A., Barbosa M.S., Pedreira A.J. 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia do Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 639-649.

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.

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: Brasil. Ministerio das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD.21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, **26**).

Basilici G., Luca P.H.V., Oliveira E.P. 2012. A depositional model for a wave-dominated open-coast tidal flat, based on analyses of the Cambrian–Ordovician Lagarto and Palmares formations, northeastern Brazil. *Sedimentology*, **59**: 1613-1639.

Basu A.S., Young W., Suttner L.J., James W.C., Mack G.H. 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**: 873–883.

Bernet M. & Bassett K. 2005. Provenance analysis by single-quartz-grain SEM-CL/ optical microscopy. *Journal of Sedimentary Research*, **75**: 492-500.

Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil-I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **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. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 28–46.

- Boger S.D., Raetz M., Giles D., Etchart E., Fanning C.M. 2005. U–Pb age from the Sunsás region of eastern Bolivia, evidence for allochthonous origin of the Paragua Block. *Precambrian Research* **139**: 121–146.
- Boggs S., Krinsley D.H. 2006. Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, p. 165.
- Bonhomme M.G., Cordani U.G., Kawashita K., Macedo M.H.F., Thomas Filho A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, **18**: 103-118.
- 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.
- Buatois L.A., Narbonne G.M., Mángano M.G., Carmona N.B., Myrow P. 2014. Ediacaran matground ecology persisted into the earliest Cambrian. *Nature Communications*, **5**: 35-44.
- 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). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99-114.
- Castelneau F. 1850. *Expedition dans les parties centrales del' Amérique du Sud*. Histoire Du Voyage Tomo II. Librairie Editeur, Paris, 485 p.
- Cawood P. A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, **69**: 249-279.
- Christidis G.E. 2011. Industrial clays. In: Christidis G.E.(Ed). *Advances in the characterization of industrial minerals*. London, EMU Notes in Mineralogy, v. 9, Chapter 9, 341 – 414.
- Conway Morris S., 2000. The Cambrian “explosion”: slow-fuse or megatonnage? *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **97**: 4426–4429.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher, R.D. Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez-Catalán, J.R. (eds.). *4-D Framework of Continental Crust*. Denver, USA: *Geological Society of America*, **200**: 297–320.
- 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*. American Association of Petroleum Geology, p. 93-117. (Studies in Geology, **6**).
- Cordani U.G., Thomaz Filho A., Brito Neves B.B., Kawashita K. 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geologie*, **471**: 253-280.

Cordani U. G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M. S., Trindade R. I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**: 396–407.

Cordani U.G., Pimentel M. M., Araújo C.E.G., Basei M.A.S., Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in Central South America?. *American Journal of Science*, **313**: 517-539.

Dalziel I.W.D. 2014. Cambrian transgression and radiation linked to an Iapetus-Pacific oceanic connection?. *Geology*, **42**: 979-982.

Dantas E.L., de Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Pimentel M.M. 2009. Using Nd isotopes to understand the provenance of sedimentary rocks from a continental margin to a foreland basin in the Neoproterozoic Paraguay Belt, Central Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 1–12.

Dapples E. C. 1979. Diagenesis in sandstones. In: Larsen G. & Chilingar G. V. (eds). *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. New York, Elsevier, p. 31-97.

Dardenne M. A. 1980. *Relatório da viagem ao Mato Grosso*. Goiânia: Projeto Radam Brasil, Relatório Interno RADAMBRASIL 377-G. 7p.

Del'Arco J.O., Tarapanoff I., Pereira L.G.M., Souza S.L., Luz D.S. 1981. Geologia do Pré-Cambriano na Folha SE-21-Corumbá. In: 1° SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia, *Anais...* p. 154-176.

De Ros L.F., Moraes M.A.S. 1984. Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: 33° SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais SBG*, v. 2., p. 894-904.

De Ros L.F, Cesero P. 1986. Argila em arenitos – bases para a interpretação petrogenética. In: 24° Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia, **4**:1663-1671.

Dickinson W.R., Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**: 2-31.

Dickinson W.R., Beard I.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, **93**: 222–235.

Droser ML, Jensen S, Gehling JG. 2004. Development of early palaeozoic ichnofabrics: evidence from shallow marine siliciclastics. In: McIlroy D. (Ed.). *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis*. London, Special Publications, 228, p. 383–396.

Evans J.W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, **50**: 85-104.

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*. Washington, District of Columbia, USA, [s.n], p. 277-303. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53)

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).

- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S., Pinho F.E.C. 2008. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. *Geologia USP*, **8**(2): 65-74.
- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S. 2011. The Serra Azul Formation, the Paraguay Belt, Brazil. *In: Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G. (Eds.). The geological record of Neoproterozoic Glaciations*. London, The Geological Society, p. 499–502.
- Folk R. L., 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **21**: 127–130
- 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.
- Gärtner A., Linnemann U., Sagawe A., Hofmann M., Ullrich B., Kleber A. 2013. € Morphology of zircon crystal grains in sediments: Characteristics, classifications, definitions. *Geology Saxonica*, **59**: 65-73
- 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**: 213-218.
- 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 Amazonian Craton, Brazil. *In: 2° South American Symposium on Isotope Geology*, 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. *Precambrian Research*, **111**:91-128.
- Ghazi S., Mountney N.P. 2011. Petrography and provenance of the Early Permian Fluvial Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, **233**: 88-110.
- Götze J., Plotze M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz-a review. *Mineralogy and Petrology* **71**: 225–250.
- Guimarães G., Almeida L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório Final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872).
- Hasui Y., Almeida F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **19**(1): 1-26.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Costa J.B.S. 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**:7-31
- Hennies W.T. 1966. *Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso*. Thesis. POLI/USP, University of São Paulo, Brazil, 65p.

- Hoffman P.F., Schrag D.P. 2002. The snowball earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**: 129-155.
- Hoffman P.F., Li Z.X. 2009. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **277**: 158-172.
- Hooker J.N., Laubach, S.E. 2007. The geologic history of quartz grains, as revealed by color SEM-CL. Gulf Coast Association of Geological Societies. *Transactions*, **57**: 375–386.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. 2016. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th) Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**(3): 311-332.
- Ingram R.L. 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geology Society Bulletin*, **65**: 937-938.
- Jerram D. A. 2001. Visual comparators for degree of grain-size sorting in two and three dimensions. *Computer Geoscience*, **27**: 485–492.
- Khan Z.A., 1991. Mineralogy and petrology of Karharbari and Barakar Sandstone (Lower Permian) of East Bokaro basin, Bihar, India. *Journal of Sedimentary Geology*, **33**: 111–128
- 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?. *Gondwana Research*, **23**: 558-573.
- Landing E., Geyer G., Brasier M.D., Bowring S.A., 2013. Cambrian evolutionary radiation: context, correlation, and chronostratigraphy – overcoming deficiencies of the first appearance datum (FAD) concept. *Earth-Science Reviews*, **123**: 133–172.
- Litherland M., Annels R.N., Appleton J.D., Berrange J.P., Bloomfield K., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Mitchell W.I., O'Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield overseas. *Memoir British Geological Survey*, v. 9, 153 p
- Litherland, M., Annels, R.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.N.J., Mitchell, W.I., Webb, B.C., 1989. The proterozoic of eastern Bolivia and its relationships to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, **43**: 157–174.
- Ludwig K.R. 2003. *User's manual for Isoplot/Ex version 3.00* – a geochronology toolkit for microsoft excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4, 70 p.
- 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*. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p. (Relatório Final).
- Mángano M.G., Buatois L.A. 2007. Trace fossil evolutionary paleoecology. In: Miller W. III. (Eds.). *Trace fossils concepts, problems, prospects*. 1^a ed, [S.l], Elsevier B.V., p.391-403.

- Mángano M.G., Buatois L.A. 2014. Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran-Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks. *Proceedings of the Royal Society*, **281**: 2014-2038.
- Mángano M.G., Buatois L.A. 2016. The cambrian explosion. In: Mángano M.G., Buatois L.A. (Eds.). *The trace-fossil record of major evolutionary changes*, v. 1: Precambrian and paleozoic, topics in geobiology, **39**: 72-126.
- Marshall D.J., Mariano A.N. 1988. *Cathodoluminescence of geological materials*. Boston, Unwin Hyman, 146p.
- Maruyama S., Santosh M. 2008. Models on Snowball Earth and Cambrian explosion: a synopsis. *Gondwana Research*, **14**: 22–32.
- Matos J.B., Schorscher J.H.D., Geraldes M.C., Sousa M.Z.A., Ruiz A.S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP, Série Científica*, **4**: 75–90.
- Matter A., Ramseyer K., 1985. Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. In: Zuffa G.G. (Ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, p. 191–211. (NATO ASI Series, 148).
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F. 2012. G'day Gondwana – birth of a supercontinent: U/Pb ages for the post-orogenic São Vicente granite, Mato Grosso, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 316-322.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F., Jourdan, F. 2014. Investigating mid-Ediacaran glaciation and final Gondwana amalgamation using coupled sedimentology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ detrital muscovite provenance front the Paraguay Belt, Brazil. *Sedimentology*, **62**: 130-154.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F., Payne J. 2015. Age and provenance of the Cryogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the Northern Paraguay Belt, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **127**: 76-86.
- McGee B., Babinski M., Trindade R., Collins A.S. 2017. Tracing final Gondwana assembly age and provenance of key stratigraphic units in the Southern Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **307**: 1-33.
- McBride E.F. 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. In: Zuffa G.G. (Ed.). *Provenance of arenite*. Reidel, Dordrecht, the Netherlands.
- McBride E.F. 1989. Quartz cement in sandstones: a review. *Earth-Science Reviews*, **26**: 69-112.
- Meert J.G., Lieberman B.S. 2008. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. *Gondwana Research*, **14**: 5–21.
- Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Müller R.D. 2017. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. *Gondwana Research*, **50**: 84-134.

- Moraes M.A.S., De Ros L. 1992. Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo basin, northeastern Brazil. In: Houseknecht D.W. & Pittman E.D. (Eds.). *Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstone*, p. 197-208. (Society of Sedimentary Geologists, Special Publication 47).
- 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*. Thesis. University of São Paulo, Brazil, 173 p.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Fairchild, T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (Southwestern Amazon Craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, **31**: 613-616.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 623-640.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**: 168-190.
- Nogueira A.C.R., Romero G.R., Sanchez E.S., Domingos F.H.G., Bandeira J., Santos I. M., Pinheiro R.V., Soares J.L., Lafon J.M., Santos H.P., Afonso J., Rudnitzki, I.D. 2018. *The Cryogenian–Ediacaran boundary in the Southern Amazon Craton*. AGU Books (submitted).
- Oliveira C.E.S., Pe-Piper G., Piper D.J.W., Zhang Y., Corney R. 2017. Integrated methodology for determining provenance of detrital quartz using optical petrographic microscopy and cathodoluminescence (CL) properties. *Marine and Petroleum Geology*, **88**: 41-53.
- Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Babinski M., Trindade R.I.F., Guacaneme C. 2017. Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco basin through isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, **42**: 280-305.
- Payolla B.L., Bettencourt J.S., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Fetter A.H., Van Schmus W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondonia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U–Pb and Sm–Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, **119**: 141–169.
- Pemberton S.G., Frey R.W. 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation, Upper Cretaceous, Seebe, Alberta. In: Stott D.F. & Glass D.J. (Eds.). *The Mesozoic of Middle North America, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **9**: 281-304.
- Perny B., Eberhardt P., Ramseyer K., Mullis J., Pankrath R. 1992. Microdistribution of Al, Li and Na in alpha quartz: Possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence. *American Mineralogist*, **77**: 534-544.

- Pettijhon F.J., Potter P.E., Siever R. 1987. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York, 553p.
- Ramseyer K., Mullis J. 2000. Geologic application of cathodoluminescence of silicates. *In: Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (Eds.). Cathodoluminescence in geosciences*. Berlin, Springer-Verlag, p. 177-191.
- Richter D.K., Götze T., Götze J., Neuser R.D. 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology: *Mineralogy and Petrology*, **79**: 127–166.
- 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. *International Geologic Review*, **55**:1-19.
- Rudnitzki, I.D. 2015. *Paleoambiente e quimioestratigrafia da Porção Superior do Grupo Araras, Neoproterozoico da Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso*. Thesis. Federal University of Pará, Brazil, 145p
- Rudnitzki I.D., Romero G.R., Hidalgo R., Nogueira A.C.R. 2016. High frequency peritidal cycles of the upper Araras Group: Implications for disappearance of the Neoproterozoic carbonate platform Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **65**: 67-78.
- Ruiz, A.S., Geraldés, 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*. Ph.D. Thesis, São Paulo State University
- Ruiz A.S., Simões L.S.A., Costa P.C.C., Matos J.B., Araújo L.M.B., Godoy A.M., Souza M.Z.A. 2005. Enxame de Diques Máficos (Suíte Intrusiva Rancho de Prata) no SW do Cráton Amazônico: indícios de colapso extensional no orógeno Sunsás? *In: SBG, 3º Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, Anais... v.1, p. 1–5.*
- 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. (Eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil; texto, mapas & SIG = Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps & GIS. Brasília, DF, CPRM, part 2, cap. 4, p. 169 – 226.*
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: Constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **131**: 73–109.
- Santos J.O.S., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., Salinas R.M. 2005. The age of the deposition of the Aguapeí Group, Western Amazon Craton, based on U–Pb study on diagenetic xenotime and detrital zircon. *In: Latin American Congress, Quito, Equador, Extended abstracts*, p. 1–4

Santos H.P., Bandeira J., Nogueira A.C.R., Abrantes Junior F.R. 2014b. Depósitos flúvio-costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. *Geologia USP, Série Científica*, **14**: 19-38.

Santos H.P., Mángano M.G., Soares J.L., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Rudnitzki, I.D. 2017. Ichnologic evidence of a Cambrian age in the southern Amazon Craton: Implications for the onset of the Western Gondwana history. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**: 482-488.

Santos H.P., Nogueira A.C.R., Bandeira J., Santos I.M., Pinheiro R.V., Soares J.L. 2018. Cambrian depositional sequences in an intracratonic basin, southeastern Amazon Craton. *Sedimentology*, (submitted).

Santos I. M. 2016. *Estratigrafia e tectônica da Faixa Paraguai Norte: implicações evolutivas Neoproterozóicas no Sudeste do Cráton Amazônico*. M.S. Thesis. Federal University of Pará, Brazil, 154 p.

Santos M.G.M, Almeida R.P., Godinho L.P.S., Marconato A., Moutney N.P. 2014a. Distinct styles of fluvial deposition in a Cambrian rift basin. *Sedimentology*, **61**: 881-914.

Santosh M., Maruyama S., Yusuke Sawaki, Meert, J.G. 2014. The Cambrian Explosion: Plume-driven birth of the second ecosystem on Earth. *Gondwana Research*, **25**: 945-965.

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*. [S.l.], Society of Economists, p. 209-225. (Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **26**).

Seilacher, A. 1967. The bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**: 413-428.

Seilacher, A. 1999. Biomat-related lifestyles in the Precambrian. *Palaios*, **14**: 86-93.

Seilacher A. 2007. Earliest trace fossils. In: Seilacher A. (Ed.). *Trace fossil analysis*. [S.l.], Springer, p. 173-186.

Seilacher A. & Pflüger F. 1994. From biomats to agricultural revolution. In: Krubeyn W.E., Paterson D.M., Stal L.J. (Eds). *Biostrabilization of sediments*. Bibliotheks und Informatiossystem der Carl von Ossietzky. Universität Oldenburg, p. 97-105.

Seilacher A., Buatois L.A., Mángano M.G. 2005. Trace fossil in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and enrionmental shift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **227**: 323-356.

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. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 595-606.

Silva Jr. J.B.C. 2011. *Sedimentação siliciclástica e Proveniência do Grupo Alto Paraguai (Neoproterozóico-Cambriano), Borda Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso*. Thesis. Federal University of Pará, Brazil, 126p.

- Shu D., Isozaki Y., Zhang X., Han J., Maruyama S. 2014. Birth and early evolution of metazoans. *Gondwana Research*, **25**: 884–895.
- Smyth H.R., Hall R., Nichols G.J. 2008. Significant volcanic contribution to some quartz-rich sandstones, Eastjava, Indonesia. *Journal of Sedimentary Research*, **78**: 335-356.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26(2)**: 207-221.
- Taylor A.M., Goldring R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of Geological Society of London*, **150**: 141-148.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldles M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazon Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, Brazil: 31st International Geological Congress, p. 41–95.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V. et al. (Eds.). *Geologia do continente Sul Americano: uma evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca. p. 471-488.
- Tohver E., D’Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**: 193-222.
- Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C.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.
- Tohver E., Trindade R.I.F. 2014. Comment on “was there an ediacaran clymene ocean in Central South America?” By U. G. Cordani and others. *American Journal of Science*, **314**: 805–813.
- Torsvik T.H. & Cocks L.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24**: 999-1030.
- Tortosa A., Palomares M., Arribas J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.). *Developments in sedimentary provenance studies*. [S.l., s.n], p. 47–54. (Special Publication, Geological Society of London, **157**).
- 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**: 361-377.
- Trindade R.I.F., Font E., D’Agrella-Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, **15**: 441–446.
- Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *Journal of South American Earth Sciences*, **11(6)**: 587-597.

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

Tucker, M. 2003. *Sedimentary rocks in the field: the geological field guide series*. 3^a ed. John Wiley & Sons Ltd. 234 p.

Uriz N.J., Cingolani C.A., Basei M.A.S., Blanco G., Abre P., N.S. Portillo, Siccardi A. 2016. Provenance and paleogeography of the Devonian Durazno Group, Southern Parana Basin in Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, **66**: 248-267.

Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Leite S.R., Lopes R.C., Oliveira I.W.B., Oliveira C.C., Sachs L.L.B., Silva V.A., Batista I.H. 2004. Folha SD.21-Cuiabá. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S, Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, sistema de informações geográficas*. Brasília,DF, CPRM. 1 CD-ROM. (Programa Geologia do Brasil).

Veevers J.J. 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, **68**: 1-132.

Vieira A. J. 1965. *Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso*. Petrobrás/DEBSP. Relatório Técnico, 303, 58p.

Walker R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R. G. & James N. P. (Eds). *Facies models - response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 1-14.

Walderhaug O., Rykkje J. 2000. Some examples of the effect of crystallographic orientation of the cathodoluminescence colors of quartz. *Journal of Sedimentary Research*, **70**(3): 545–548.

Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simoes M.G., Poiré D.G., Strikis N.M., Anelli L.E., Strikis P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil *Cloudina* reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, **42**: 391-394.

Wilson M.D., Pittman E.D. 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 3-31.

Wizevic M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall A.D. & Tyler N. (Eds). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM., p. 22-24.

Zhang X., Shu D., Han J., Zhang Z., Lu J., Fu D. 2014. Triggers for the Cambrian explosion: Hypotheses and problems. *Gondwana Research*, **25**: 896-909.

Zecchin M., Catuneanu O. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, **39**: 1-25.

Zecchin M., Catuneanu O., Caffau M. 2017. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves V: Criteria to discriminate between stratigraphic sequences and sedimentological cycles. *Marine and Petroleum Geology*, **85**: 259–271.

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

Zuffa G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa G.G. (ed.). *Provenance of arenites*. [S.l., s.n], p. 165–189. (NATO Advance Study Series, 148).



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



PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de HUDSON PEREIRA SANTOS

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **HUDSON PEREIRA SANTOS** orientando do Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), composta pelos professores doutores Eric Tohver (USP), Lucieth Cruz Vieira (UnB), Guilherme Raffaeli Romero (UFPA), Jean Michel Lafon (UFPA), e após apresentação da sua tese intitulada **“O CAMBRIANO NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO: PALEOAMBIENTE, PROVENIÊNCIA E IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS PARA O GONDWANA OESTE”**, emite o seguinte parecer:

O candidato realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de artigos e atende todas as exigências para uma tese de doutorado. A descoberta do registro Cambriano no Grupo Alto Paraguai constitui uma contribuição inédita e relevante para o entendimento da evolução da bacia do sul do Craton Amazônico e o seu posicionamento em escala global.

A banca examinadora, por unanimidade, considerou que o conteúdo da tese e o desempenho do candidato justificou a aprovação da tese de doutorado com distinção.

Belém, 15 de junho de 2018.

Prof. Dr. Afonso César R. Nogueira (Orientador – UFPA)

Prof. Dr. Eric Tohver (USP)

Prof.ª Dr.ª Lucieth Cruz Vieira (UnB)

Prof. Dr. Guilherme Raffaeli Romero (UFPA)

Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)