



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 584

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DOS DEPÓSITOS
CRETÁCEOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA DO
AMAZONAS, REGIÃO DE PONTA DO CURUÁ, PRAINHA-PA**

Dissertação apresentada por:

RAIZA RENNE LEITÃO DOS SANTOS

Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares (UFPA)

**BELÉM-PARÁ
2020**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará**
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S237p Santos, Raiza Renne Leitão dos

Proveniência sedimentar dos depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas, região de Ponta do Curuá, Prainha-PA / Raiza Renne Leitão dos Santos. — 2020.

xvi, 59 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Sedimentologia. 2. Período Cretáceo. 3. Proveniência Sedimentar. 4. Formação Alter do Chão. 5. Bacia do Amazonas. I. Título.

CDD 551.30098115



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR DOS DEPÓSITOS
CRETÁCEOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA DO
AMAZONAS, REGIÃO DE PONTA DO CURUÁ, PRAINHA-PA**

Dissertação apresentada por

RAIZA RENNE LEITÃO DOS SANTOS

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA, Linha de Pesquisa ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES**

Data de Aprovação: 03/08/2020

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Joelson Lima Soares – Orientador

Orientador - UFPA

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

Membro - UFPA

Prof. Dr. Renato Sol Paiva de Medeiros

Membro - UFAM

*Trabalho dedicado ao meu amado filho Pedro dos Santos da
Costa e a memória da minha querida Odete Silveira.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus acima de todas as coisas.

A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pela infraestrutura e suporte financeiro necessários à realização deste trabalho.

Ao apoio financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Ao Grupo de Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) do Instituto de Geociências (IG-UFPA), em especial aos amigos Alexandre Castelo, Isabella Miranda, Jr Moura, Meireanny Gonçalves e Roberto Araújo, pela companhia e auxílio durante esses anos de convivência.

Ao meu orientador Prof. Dr. Joelson Lima Soares pela oportunidade, apoio, incentivo e principalmente paciência durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Dr. Isaac Salém Bezerra pelas contribuições dadas a esta dissertação.

Ao técnico Everaldo Lira da Cunha do Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados pelo auxílio no tratamento das amostras estudadas.

A técnica Joelma de Jesus Lobo e a equipe da Oficina de Laminação pela ajuda na confecção de lâminas de minerais pesados e seções polidas.

A equipe do Laboratório de Microanálises pelo auxílio na obtenção de imagens no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Ao técnico Aldemir de Melo Sotero do Laboratório de Caracterização Mineral (LMC) Setor Raios-x e Setor de Análises, pelo apoio na obtenção de dados de difração de raios-x.

Ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB), na figura da Prof.^a Dr.^a Lucieth Cruz Vieira pelas análises de U-Pb LA-SF-ICP-MS em zircão detrítico.

Ao meu esposo, Geólogo Fernando Fernandes (totalmente Anti - Geologia Sedimentar!), por todo o companheirismo, amor e paciência dedicados ao nosso relacionamento. Agradeço também aos meus cunhados Ana Carolina Carioca e Felipe Carioca, a minha sogra Maria José (querida “Mazé”) e aos queridos amigos Jully Afonso e Mauricio

Costa, que foram, e continuam sendo, de vital importância no momento de maior provação pelo qual já passei. Que nossa amizade dure para sempre.

Finalmente, agradeço a todos aqueles que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão deste trabalho. Muitíssimo obrigada!!!

“A ciência nunca resolve um problema sem
criar pelo menos outros dez.”

George Bernard Shaw

RESUMO

Depósitos da Formação Alter do Chão são encontrados ao longo da margem direita do rio Amazonas e estão bem registrados na localidade de Ponta do Curuá, município de Prainha, região oeste do Estado do Pará. Os afloramentos são caracterizados por espessas camadas de arenitos finos a grossos intercalados a siltitos e argilitos, além de conglomerados subordinados. A análise de fácies realizada nestes afloramentos permitiu a individualização de 8 fácies sedimentares, agrupadas em três associações de fácies (AF), configurando um sistema deposicional fluvial meandrante de alta sinuosidade e carga mista. A AF1 compreende as fácies com granulometria ligeiramente mais grossas da sucessão estudada e foi interpretada como o preenchimento do canal fluvial, sendo caracterizada por conglomerados maciços a estratificados, arenitos maciços, arenitos com estratificações cruzadas acanalada e tabular, arenitos com laminações convolutas e com laminações cruzadas cavalgantes. A AF2 foi interpretada como depósitos de preenchimento de canal abandonado, e corresponde a espessos pacotes de argilitos/siltitos laminados que esporadicamente estão associadas a delgadas camadas e lentes de arenitos muito finos formando acamamentos *wavy-linsen*. Restos de folhas e de troncos, bem preservados estão presentes nesta associação. A AF3 corresponde aos depósitos de inundação, composta por argilitos/siltitos maciços a laminados, arenitos maciços, e arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e sigmoidais com padrão de empilhamento granodecrescente ascendente. O estudo de minerais pesados nos arenitos desta formação mostrou uma assembleia com predominância de minerais ultra estáveis como zircão, turmalina, rutilo e anatásio, além de minerais menos frequentes como cianita, estaurolita, silimanita, andalusita e granada. Fontes metassedimentares são sugeridas devido a presença de minerais metamórficos ricos em alumínio. Ao passo que, rutilo e turmalina estão presentes tanto em rochas ígneas quanto metamórficas, sendo mais comuns nestas últimas. Minerais bem arredondados sugerem procedência a partir de depósitos sedimentares, da mesma forma que minerais subédricos e euédricos sugerem sedimentos de primeiro ciclo. A alta estabilidade desta assembleia é atestada pela elevada maturidade composicional exibida por estes arenitos, com valores do índice ZTR variando de 69% a 99%. Estes valores elevados indicam que os minerais quimicamente instáveis foram eliminados ao longo do tempo geológico, provavelmente devido a ação de fluidos intraestratais que circulam no espaço poroso durante processos intempéricos e diagenéticos. Todavia, a assembleia mineral analisada é mais compatível a condições de exposição a intenso intemperismo químico. Os efeitos da dissolução intraestratal na área é diretamente proporcional ao aumento do índice ZTR, sendo atestado pela presença de texturas de corrosão na superfície dos minerais que foram analisadas a partir de imagens de MEV. Sendo

assim, a assembleia mineralógica refletiria os efeitos do intenso intemperismo químico, sob clima tropical úmido, imposto aos depósitos da Formação Alter do Chão que estaria associado ao evento de lateritização responsável pela gênese de depósitos de bauxita no Paleógeno. Recentemente, as características de luminescência (LC) de grãos de quartzo têm sido utilizadas como indicadores de proveniência, principalmente em rochas afetadas por intemperismo ou ricas em quartzo. Neste trabalho, sinais de luminescência foram adquiridos por catodoluminescência policromática visando estabelecer a relação entre os sinais luminescentes e a gênese deste mineral. Os grãos estudados apresentam LC vermelha, azul, violeta e marrom, com diferentes intensidades: os tons em marrom avermelhado, geralmente são atribuídos a rochas metamórficas; a luminescência azul escuro é uma característica observada em quartzo de origem plutônica; grãos com LC intensa como azul, vermelho e violeta de alto brilho, são quartzos vulcânicos. Análises geocronológicas realizadas em zircões detríticos pelo método U-Pb permitiram determinar que as principais fontes para a Formação Alter do Chão exibem idades paleoproterozoicas, subdivididas em dois grupos: (1) 1771 a 1906 Ma; e (2) 1957 a 2037 Ma, além de pequena contribuição arqueana (neo- e meso-arqueano) com idades entre 2529 e 2977 Ma. Os dados do primeiro grupo, 1771 e 1906 Ma, foram correlacionados a idades de proveniência de rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, que ocorrem na borda oriental do Cráton Amazônico. Idades em torno de 1957 e 2037 Ma são condizentes com rochas da Província Maroni-Itacaiúnas, localizada na borda leste da bacia. Sendo possível citar rochas associadas ao magmatismo orogênico tardi a pós-colisional como as Suítes Intrusivas Igarapé Careta (2065 ± 33 Ma), Parintins (2030 ± 3 Ma) e granitoides indiferenciáveis paleoproterozoicos com ocorrência no Bloco Amapá e no Domínio Carecuru, além de rochas relacionadas ao magmatismo pós-orogênico como o Granodiorito Sant'Ana (1986 ± 5 Ma) do Domínio Bacajá. As contribuições arqueanas podem ser associadas a rochas da Província Amazônia Central ou ainda a núcleos arqueanos distribuídos na região.

Palavras-chave: Sedimentologia. Período Cretáceo. Proveniência Sedimentar. Formação Alter do Chão. Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

Deposits of the Alter do Chão Formation are found along the right bank of the Amazon River and are well registered in the locality of Ponta do Curuá, municipality of Prainha, the western region of the State of Pará. The outcrops are characterized by thick layers of fine to coarse sandstones interbedded with siltstones and claystones, and subordinate subordinate conglomerates. The facies analysis carried out in these outcrops allowed the individualization of 8 sedimentary facies, grouped in three facies associations (AF), configuring a high sinuosity and mixed load fluvial meandering depositional system. AF1 comprises facies with a thicker granulometry of the studied succession and was interpreted as the filling of the fluvial channel, characterized by massive to stratified conglomerates, massive sandstones, sandstones with trough and tabular cross-bedding, sandstones with convoluted laminations and climbing cross-laminations. AF2 was interpreted as abandoned channel filling deposits and corresponds to thick layers of massive to laminated mudstones that are sporadically associated with thin layers and very thin sandstone lenses forming wavy-linsen bedding. Well-preserved leaves and trunks are present in this association. AF3 corresponds to the flood deposits, composed of massive to laminate mudstones, massive sandstones, and sandstones with trough, tabular and sigmoidal cross-stratifications. The study of heavy minerals in the sandstones of this formation showed an assembly with a predominance of ultra-stable minerals such as zircon, tourmaline, rutile and anatase, and less frequent minerals such as kyanite, staurolite, sillimanite, andalusite, and garnet. Metasedimentary sources are suggested due to the presence of aluminum-rich metamorphic minerals. Whereas, rutile and tourmaline are present in both igneous and metamorphic rocks, being more common in the latter. Well-rounded minerals suggest an origin from sedimentary deposits, in the same way that subhedral and euhedral minerals suggest first cycle sediments. The high stability of this assembly is attested by the high compositional maturity exhibited by these sandstones, with values of the ZTR index ranging from 69% to 99%. These high values indicate that chemically unstable minerals have been eliminated over geological time, probably due to the action of interstitial fluids that circulate in the porous during weathering and diagenetic processes. However, the analyzed mineral assembly is more compatible with conditions of exposure to intense chemical weathering. The effects of intrastate dissolution in the area is directly proportional to the increase in the ZTR index, being attested by the presence of corrosion textures on the surface of the minerals that were analyzed from SEM images. Thus, the mineralogical assembly would reflect the effects of the intense chemical weathering, under a humid tropical climate, imposed on the deposits of the Alter do Chão Formation that would be associated with the lateritization event responsible for the genesis of

bauxite deposits during the Paleogene. Recently, the luminescence (LC) characteristics of quartz grains have been used as provenance indicators, mainly in rocks affected by weathering or rich in quartz. In this work, luminescence signals were acquired by polychromatic cathodoluminescence to establish the relationship between luminescent signals and the genesis of this mineral. The studied grains present red, blue, violet and brown colors, with different intensities: the reddish-brown tones, are generally attributed to metamorphic rocks; dark blue luminescence is a characteristic observed in quartz of plutonic origin; grains with intense LC such as blue, red and violet of high bright, are volcanic quartz. Geochronological analyzes carried out on detrital zircons using the U-Pb method allowed to determine that the main sources for the Alter do Chão Formation are Paleoproterozoic ages, subdivided into two groups: (1) 1771 to 1906 Ma; and (2) 1957 to 2037 Ma, in addition to a small Archean contribution (Neo- and Meso-Archean) aged between 2529 and 2977 Ma. The data from the first group, 1771 and 1906 Ma, were correlated with the age of provenance of metasedimentary rocks from the Araguaia Belt, which occurs on the eastern edge of the Amazon Craton. Ages around 1957 and 2037 Ma are consistent with rocks from the Maroni-Itacaiúnas Province, located on the eastern edge of the basin. It is possible to mention rocks associated with late to post-collisional orogenic magmatism such as the Igarapé Careta Intrusive Suites (2065 ± 33 Ma), Parintins (2030 ± 3 Ma) and paleoproterozoic indistinguishable granitoids occurring in the Amapá Block and Carecuru Domain, in addition to rocks related to post-orogenic magmatism such as the Granodiorito Sant'Ana (1986 ± 5 Ma) of the Bacajá Domain. Archean contributions can be associated with rocks from the Central Amazon Province or even to Archean nuclei distributed in the region.

Keywords: Sedimentology. Cretaceous Period. Sedimentary Provenance, Alter do Chão Formation, Amazon Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Amazonas, com destaque para a área de estudo na região de Ponta do Curuá, Prainha (PA). Fonte: CPRM (2010).....2
- Figura 2 – Propostas de compartimentação em Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Fonte: Segundo (A) Tassinari & Macambira (1999) e Santos (2003).....7
- Figura 3 – Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Fonte: Segundo Cunha *et al.* (2007).....9
- Figura 4 – Perfis estratigráficos da Formação Alter do Chão estudados na região de Ponta do Curuá.....14
- Figura 5 – Aspectos faciológicos da AF1. (A) Camadas de arenitos médios a grossos associadas a *lags* conglomeráticos. (B) e (C) Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada. (D) Fácies conglomerado maciço e estratificado..... 16
- Figura 6 – Fácies sedimentares da associação AF1. (A) e (B) Arenitos finos a grossos com estratificação cruzada tabular. (C) Arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes. (D) Arenito estratificado exibindo granodecrescência ascendente. (E) e (F) Clastos pelíticos retrabalhados que ocorrem associados às fácies arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares.....17
- Figura 7 – Características gerais dos depósitos da associação AF2. (A) Argilitos/Siltitos maciços a laminados associados arenitos finos a muito finos que preenchem feições de canalização. (B-E) Restos de matéria orgânica bem preservados, como folhas e fragmentos de troncos.....18
- Figura 8 – Fácies sedimentares da associação AF3. (A) Arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal atribuídos aos depósitos de rompimento de dique marginal. (B) Contato discordante/erosivo entre as associações AF3 (camada de pelito maciço roxa a avermelhada na base do afloramento) e AF1 (camada esbranquiçada de arenitos estratificados no topo do afloramento). (C) Argilitos/siltitos da planície de inundação, notar deformação localmente. (D) Bioturbações simples verticais que ocorrem na porção superior dos argilitos/siltitos.....20
- Figura 9 – Fotomicrografias dos principais grupos de minerais pesados identificados nos arenitos da Formação Alter do Chão. Os minerais estão agrupados conforme seus aspectos morfológicos e texturais. Na associação AF1 zircões e rutilos são mais arredondados, turmalinas, cianitas e estaurolitas mostram-se fragmentadas e com feições corrosivas mais evidentes. No entanto, os minerais (com exceção de algumas turmalinas e estaurolitas) descritos na associação AF2 tendem a preservar formas euédricas a subédricas e poucas feições de corrosão.....24

Figura 10 – Fotomicrografias em microscópio eletrônico de varredura (MEV). (A) Grão sub-arredondado de quartzo, com destaque para os planos de fraturas conchoidais na superfície do mineral. (B) Detalhe de marcas de impactos irregulares em grão de rutilo. (C) Grão de zircão apresentando marcas de percussão com formas irregulares, bordas de abrasão, além de microfraturas na superfície deste mineral. (D) Grão subédrico de turmalina, mostrado marcas de impactos e fratura perpendicular ao eixo “c”. (E) Zircão subédrico com estrias paralelas entre si, e feições de corrosão. (F) Grão de zircão exibindo arestas arredondadas na porção superior e angulosas na parte inferior, além de microtexturas semelhante a placas soerguidas (*upturned plates*) em sua superfície.....26

Figura 11 – Fotomicrografias em microscópio eletrônico de varredura (MEV). (A) Grão sub-arredondado de turmalina, com destaque para a intensa corrosão presente em sua superfície e cavidades de corrosão desenvolvidas em zonas de fraturas. (B) No detalhe, irregularidades causadas pelos efeitos da corrosão no grão de turmalina. (C) Cavidades de dissolução em cianita. (D) Grão subédrico de cianita caracterizado pelo avanço da dissolução preferencialmente nos planos de clivagem, formando superfícies semelhantes a degraus. (E) Feições de corrosão na superfície de um grão de estaurolita. (F) Superfície de estaurolita com cavidades ampliadas por dissolução.....27

Figura 12 – Fotomicrografias mostrando os principais aspectos luminescentes reconhecidos em grãos de quartzo dos arenitos da Formação Alter do Chão..... 29

Figura 13 – Histogramas exibindo a frequência relativa das idades dos zircões detríticos nas amostras da Formação Alter do Chão. Diagrama de concórdia mostrando os dados de todos os zircões analisados.....32

LISTAS DE TABELAS

Tabela 1 – Descrição e interpretação das fácies sedimentares da Formação Alter do Chão.....	13
Tabela 2 – Distribuição dos minerais pesados e variação do índice ZTR nos arenitos da Formação Alter do Chão, no intervalo granulométrico de 0,125-0,062 mm. Zircão (Zir), Turmalina (Tur), Rutilo (Rut), Cianita (Cia), Estaurolita (Est), Granada (Gra), Sillimanita (Sil), Andalusita (And), Anatásio (Ana).....	21
Tabela 3 – Distribuição dos minerais pesados e variação do índice ZTR nos arenitos da Formação Alter do Chão, no intervalo granulométrico de 0,250-0,125mm. Zircão (Zir), Turmalina (Tur), Rutilo (Rut), Cianita (Cia), Estaurolita (Est), Granada (Gra), Sillimanita (Sil), Andalusita (And), Anatásio (Ana).....	22

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVO.....	3
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
1.3.1 Análise de fácies	3
1.3.2 Análise de minerais pesados	3
1.3.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	4
1.3.4 Difração de raios-x	4
1.3.5 Datação em zircão detritico	4
1.3.6 Catodoluminescência em quartzo	5
CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO	6
2.1 BACIA DO AMAZONAS.....	6
2.1.1 Embasamento e preenchimento sedimentar	6
2.1.2 Formação Alter do Chão	10
CAPÍTULO 3 RESULTADOS	12
3.1 FÁCIES DEPOSICIONAIS.....	12
3.1.1 Associação de fácies (AF)	15
3.1.1.1 <i>Depósitos de preenchimento de canal (AF1)</i>	15
3.1.1.2 <i>Depósitos de preenchimento de canal abandonado (AF2)</i>	17
3.1.1.3 <i>Depósitos de inundação (AF3)</i>	19
3.2 ASSEMBLEIA DE MINERAIS PESADOS.....	21

3.2.1 Aspectos morfológicos e texturais	22
3.3 CATODOLUMINESCÊNCIA EM GRÃOS DE QUARTZO.....	28
3.4 GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO DETRÍTICO.....	30
3.5 DISCUSSÃO.....	33
3.5.1 Ambiente deposicional	33
3.5.2 Proveniência	34
3.5.2.1 <i>Considerações paleogeográficas</i>	34
3.5.2.2 <i>Áreas fonte</i>	35
3.5.3 Intemperismo e lateritização	38
3.5.4 Dissolução intraestratal, índice ZTR e textural superficial	40
CAPÍTULO 4 CONCLUSÕES	43
REFERÊNCIAS	45
APÊNDICE A	58

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A passagem do Triássico para o Cretáceo é marcada pela fragmentação do Gondwana Ocidental, causando a separação entre os continentes Sul-Americano e Africano durante o Neocretáceo e consequente abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Na Bacia do Amazonas os efeitos desta fragmentação foram registrados através de magmatismo básico de caráter intrusivo (diques e soleiras de diabásio) (Thomas-Filho *et al.* 2008), seguidos de esforços compressivos relacionados ao Diastrofismo Juruá e posterior relaxamento tectônico que possibilitou a sedimentação do Grupo Javari representado pelas formações Alter do Chão e Solimões (Cunha *et al.* 1994, 2007, Eiras *et al.* 1994).

A Formação Alter do Chão é caracterizada por rochas essencialmente siliciclásticas depositadas em ambientes fluviais, flúvio-deltaico e lacustre (Dino *et al.* 1999, Mendes *et al.* 2012, Mendes 2015, Wanderley Filho 1991). Entretanto, com base em dados sedimentológicos e paleontológicos Rossetti & Netto (2006) propuseram influência marinha em afloramentos localizados na porção oeste da bacia. A idade cretácea foi proposta a partir de estudos paleontológicos e palinológicos realizados em subsuperfície (Daemon 1975, Daemon & Contreiras 1971, Dino *et al.* 1999, Price 1960,). Caputo (2011) sugere idade cenozoica para a Formação Alter do Chão com base em dados palinológicos ainda não publicados. Todavia, o desenvolvimento de perfis lateríticos bauxíticos maduros, com origem atribuída ao Paleógeno (Costa 1991, Horbe 2014, Truckenbrodt *et al.* 1982), nesta formação corrobora com o seu posicionamento no Cretáceo. Bezerra (2018) descreve angiospermas que indicam idade entre o Cretáceo Médio e Superior para a Formação Alter do Chão.

Os estudos sedimentológicos, estratigráficos, paleontológicos e palinológicos anteriormente realizados na Formação Alter do Chão foram importantes para a compreensão do quadro geológico e paleogeográfico desta unidade no contexto geral da Bacia do Amazonas. Contudo, persiste o questionamento acerca das principais áreas-fontes e sua relação com o desenvolvimento de uma drenagem amazônica transcontinental baseada em dados geocronológicos e sedimentológicos (Mapes 2009, Mapes *et al.* 2006, Mendes 2015). Estudos, ainda iniciais, tem indicado proveniência sedimentar de rochas do cráton Amazonas com idades entre o Arqueano e o Paleoproterozoico, enquanto dados de paleocorrente indicam um fluxo predominante de leste para oeste (Mapes 2009, Mapes *et al.* 2006, Mendes 2015, Mendes *et al.* 2012).

A Formação Alter do Chão apresenta ampla distribuição geográfica, sendo registrada em subsuperfície na Bacia do Solimões (Eiras *et al.* 1994, Eiras & Wanderley Filho 2006), e ao longo das margens dos rios Amazonas e Negro na Bacia do Amazonas (Cunha *et al.* 1994, Wanderley Filho *et al.* 2005) de maneira descontínua e com boas exposições nas proximidades de Manaus, Santarém e Óbidos (Abinader 2008, Mendes *et al.* 2012). No presente trabalho foram estudados afloramentos situados na porção central da Bacia do Amazonas, localidade de Ponta do Curuá, município de Prainha - PA (Fig. 1). Estudos faciológicos, associados a análises em minerais pesados, catodoluminescência em grãos de quartzo, bem como dados geocronológicos em zircões detríticos foram utilizados para investigar a proveniência sedimentar na área de estudo, bem como comparar os dados obtidos com os publicados anteriormente, além de discutir os efeitos diagenéticos e/ou intempéricos que podem ter afetado a assembleia de minerais pesados.

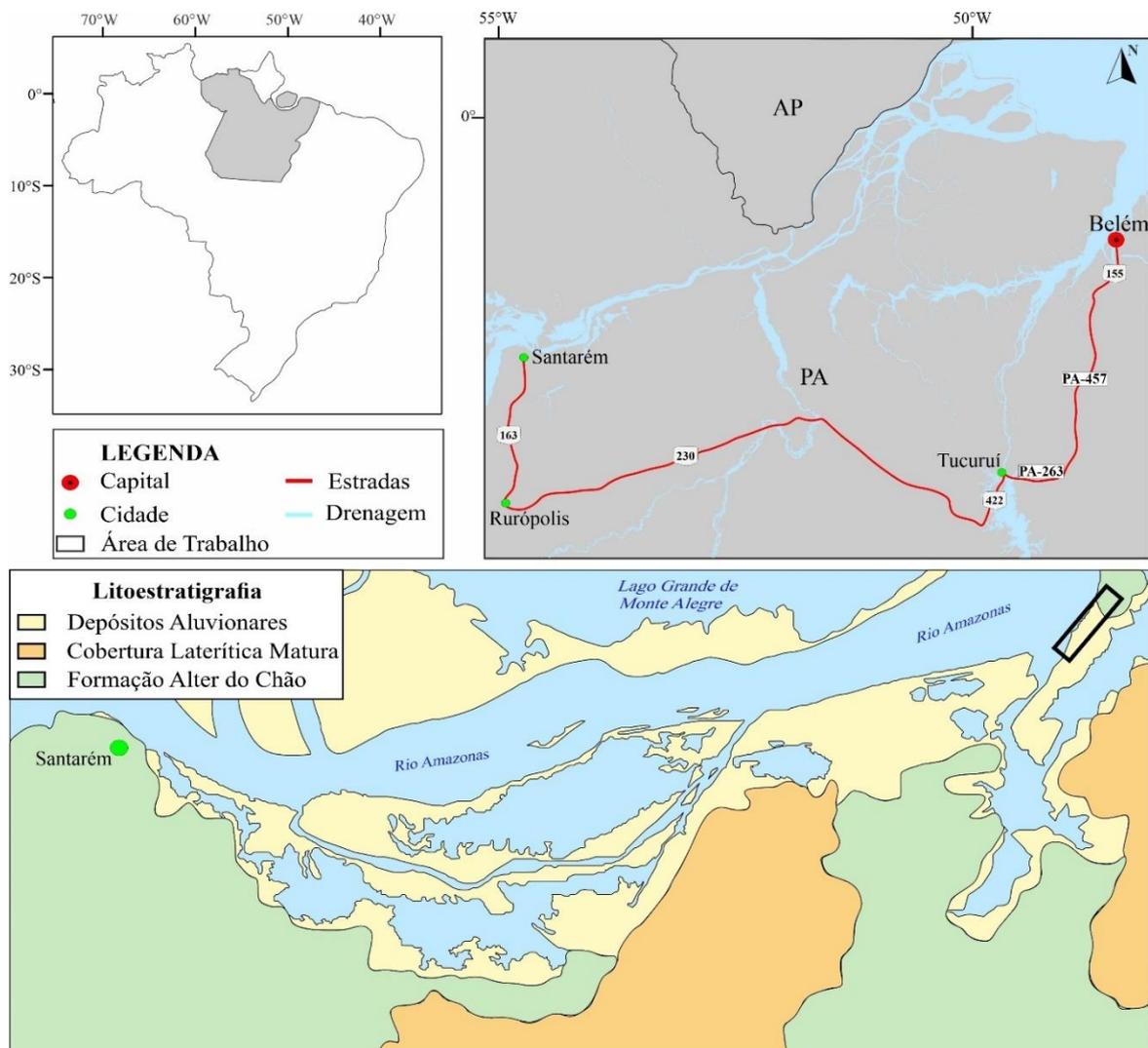


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Amazonas, com destaque para a área de estudo na região de Ponta do Curuá, Prainha (PA). Fonte: CPRM (2010).

1.2 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho foi determinar a proveniência sedimentar dos depósitos da Formação Alter do Chão na área da Ponta do Curuá, Prainha, região oeste do Estado do Pará. Para tanto, os objetivos específicos foram: interpretar os paleoambientes da Formação Alter do Chão a partir da caracterização de fácies sedimentares e de suas respectivas associações; caracterizar a assembleia de minerais pesados, visando identificar os principais grupos de rochas da área-fonte; e determinar a idade das possíveis áreas fonte desta formação, com base em dados geocronológicos.

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

1.3.1 Análise de fácies

A análise de fácies foi realizada em afloramentos lateralmente extensos por centenas de metros na margem direita do rio Amazonas. Estes afloramentos correspondem a barrancos de rochas sedimentares siliciclásticas que podem alcançar 20 metros de espessura. Nesta análise foi aplicado o modelamento de fácies proposto por Walker (1992). O método envolve uma síntese de informações sobre os ambientes deposicionais, consistindo em: (i) descrição das fácies sedimentares caracterizando parâmetros composicionais, geométricos, texturais, estruturais, fossilíferos, e padrões de paleocorrentes; (ii) o reconhecimento e interpretação dos processos sedimentares responsáveis pela origem de cada fácies estudada; e (iii) o estabelecimento de associações que caracterizem os possíveis ambientes sedimentares. O código das fácies seguiu a proposta de Miall (1977), no qual as fácies descritas são apresentadas com a primeira letra maiúscula indicando a litologia da rocha e a letra posterior por minúscula indicando a estrutura sedimentar mais importante. A partir dos dados de campo foram confeccionados perfis estratigráficos e seções geológicas (Wizevic 1991, Arnot *et al.* 1997). Os pontos visitados foram georreferenciadas utilizando o GPS (*Global Positioning System*) determinando as coordenadas geográficas. Estas coordenadas foram plotadas e analisadas em um mapa de localização da área de estudo (Fig. 1), fundamentada em imagens do GoogleEarth® que foram georreferenciadas no ArcGIS.

1.3.2 Análise de minerais pesados

Os minerais pesados são aqueles com densidade superior a $2,85 \text{ g/cm}^3$, e comumente representam menos de 1% dos constituintes de arenitos. Porém, podem formar paragêneses tão específicas que permitem uma correspondência com a natureza da rocha-fonte sendo amplamente utilizados em estudos de proveniência sedimentar (Morton & Hallsworth 1994).

Para esta análise selecionou-se as frações areia fina (0, 250-0, 125 mm) e muito fina (0, 125-0, 063 mm) de 33 amostras de arenitos. As amostras foram tratadas com ácido clorídrico para a remoção de óxi-hidróxidos de ferro da superfície dos grãos; adicionadas em bromofórmio (CHBr_3) para a concentração dos minerais pesados; e após separação magnética, montadas em lâminas de vidro com *etalan*; descritas e quantificadas (contagem de 100 grãos) em microscópio petrográfico.

1.3.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura foi realizada em microscópio LEOZEISS, modelo 1430 no Laboratório de Microanálises (MEV-Microssonda) da UFPA. Foram selecionados cerca de 40 a 50 grãos de cada mineral, sendo dispostos em fita dupla-face fixadas em suportes de alumínio, metalizados com ouro, encaminhados para imageamento por elétrons secundários e análises químicas semiquantitativas com o detector de energia dispersiva (EDS). As imagens permitiram identificar as principais texturas superficiais dos minerais pesados.

1.3.4 Difração de raios-x

A difração de raios-X foi utilizada para auxiliar a identificação da composição mineralógica dos arenitos. Foram realizadas microanálises em concentrados de minerais pesados de 33 amostras, pelo “método do pó” no Laboratório de Caracterização Mineral (LCM) da UFPA. O procedimento foi realizado em difratômetro X'PERT PRO MPD (PW 3040/60) da PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (θ/θ) e tubo de raios-x cerâmico de anôdo de Cu ($K\alpha_1$ 1,540598 Å), o detector utilizado é do tipo RTMS, X'celerator. Os dados foram obtidos com o *software* X'Pert Data Collector, versão 2.1a, e tratados com o *software* X'Pert HighScore.

1.3.5 Datação em zircão detrítico

A datação em zircão detrítico permitiu determinar o espectro de idades das prováveis rochas fontes para os arenitos da área de estudo. No presente trabalho utilizou-se zircões das frações 0,250–0,125 mm e 0,125-0,063 mm de três amostras, eles foram concentrados com bromofórmio e posteriormente agrupados em lâmina de vidro para a confecção de seções polidas. A partir disto, foi realizado o imageamento em MEV por elétrons retroespalhados e a análise pelo método U-Pb, utilizando espectrômetro de massa de plasma induzido com multi-coletores e abrasão a laser (LAMC-ICP-MS) Thermo Finningan, modelo Neptune com laser

New Wave UP213 no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB).

1.3.6 Catodoluminescência em quartzo

A catodoluminescência (CL) vem sendo aplicada em quartzo na tentativa de estabelecer a relação entre as cores obtidas por CL com a sua origem. As características da CL dependem de variações de pressão, temperatura, ambiente geoquímico e de eventos subsequentes durante o desenvolvimento do quartzo (Götze *et al.* 2001, Augustsson & Bahlburg 2003). Admitindo-se que as propriedades de CL do quartzo nas rochas sedimentares permaneceram inalteradas a partir da fonte original, o sinal de CL pode ser usado como indicador de proveniência. Os espectros de CL foram medidos em grãos selecionados aleatoriamente, totalizando cerca de 100 para cada uma das 33 lâminas polidas analisadas. O equipamento utilizado foi um CITL Cathodoluminescence Mk5-2 no Laboratório de Catodoluminescência do Grupo de Análises de Bacias da Amazônia (GSED) da UFPA. As imagens foram capturadas com câmera Leica DFC310 FX acoplada ao microscópio Leica DM4500 P Led e tratadas com o *software* LAS V4.4. O sistema operou com voltagem de 20 Kv e corrente a 150 μ A, em vácuo entre 0,003 a 0,05 Pa.

CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 BACIA DO AMAZONAS

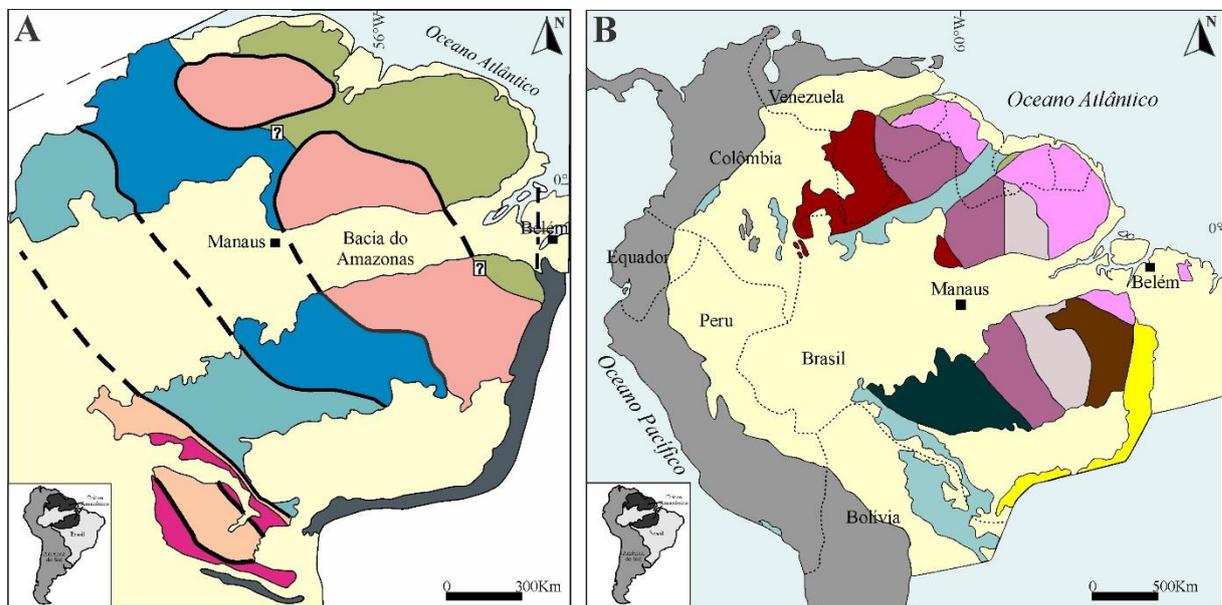
A Bacia do Amazonas está localizada na região norte do Brasil e abrange uma área de aproximadamente 500.000 km², com uma configuração alongada no sentido ENE-WSW, a bacia é limitada pelo escudo das Guianas ao norte e do Brasil Central ao sul, e pelos arcos de Gurupá a leste e de Purus a oeste, estes últimos a separam das bacias do Marajó e do Solimões, respectivamente (Cunha *et al.* 1994, 2007). Segundo Wanderley Filho *et al.* (2005), o embasamento da região da bacia evoluiu a partir de dois eventos principais: o primeiro, e mais antigo, deu origem a terrenos granito-*greenstones* e cinturões metamórficos de alto grau; o segundo caracteriza-se pela implantação de sítios deposicionais no Mesoproterozoico. As estruturas estabelecidas durante os eventos exerceram forte controle na arquitetura geral durante o Paleozoico, e nas estruturas geradas no Mesozoico e Cenozoico.

Falhas de transferência, no sentido NW-SE, seccionam a bacia e deslocam o depocentro de quase todas as suas unidades. Dentre as grandes feições destacam-se os arcos de Gurupá e de Purus, sob este último há um espesso pacote sedimentar disposto sobre rochas proterozoicas da Formação Prosperança (Wanderley Filho *et al.* 2005). Esta unidade, juntamente com a Formação Acari, corresponde a episódios anteriores à efetiva implantação da sinéclise. Conforme Cunha *et al.* (2007), a gênese da bacia é atribuída à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasileiro. O *rifte* precursor desta bacia resultaria de uma zona de alívio formada durante o desenvolvimento da Faixa Móvel Araguaia-Tocantins. Por conseguinte, esta zona propagou-se de leste para oeste em função da reativação de antigas zonas de fraqueza pré-cambrianas. Cessado o evento distensivo, processos de subsidência térmica afetaram a região e favoreceram a origem de uma sinéclise intracontinental.

2.1.1 Embasamento e preenchimento sedimentar

O embasamento da bacia é caracterizado por rochas cristalinas do Cráton Amazônico, que é formado pelo Escudo das Guianas, ao norte, e Escudo Brasil Central ao sul das bacias do Amazonas e Solimões, e configura uma extensa placa continental composta por províncias com idades arqueanas a mesoproterozóicas (Brito Neves & Cordani 1991) inseridas no contexto geológico da Plataforma Sul-Americana (Almeida & Hasui 1984). Vários trabalhos buscaram descrever o cenário evolutivo do Cráton Amazônico (Cordani *et al.* 1979, Cordani *et al.* 2009, Cordani & Brito Neves 1982, Cordani e Teixeira 2007, Schobbenhaus *et al.* 1984,

Tassinari *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Teixeira *et al.* 1989,). Atualmente, existem dois modelos de compartimentação de províncias tectono-geocronológicas (Fig. 2) amplamente discutidos na literatura acadêmica: (1) Tassinari & Macambira (1999, 2004) e (2) Santos *et al.* (2000, 2004, 2008). Estes modelos foram baseados em padrões geocronológicos, associações litológicas, *trends* estruturais, assinaturas geofísicas e evolução geodinâmica particular, e embora diverjam quanto aos limites das províncias tectônicas, concordam que a evolução do Cráton Amazônico resulte de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozóicos, em torno de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano (Vasquez *et al.* 2008a).



PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

 Amazônia Central (>2,3 Ga)	 Carajás (3,0 - 2,5 Ga)
 Maroni - Itacaiúnas (2,2 - 1,95 Ga)	 Amazônia Central (Supostamente Arqueana)
 Ventuari - Tapajós (1,95 - 1,0 Ga)	 Transamazonas (2,26 - 2,01 Ga)
 Rio Negro - Juruena (1,8 - 1,55 Ga)	 Tapajós - Parima (2,03 - 1,88 Ga)
 Rondoniana - San Ignácio (1,5 - 1,3 Ga)	 Rio Negro (1,82 - 1,52 Ga)
 Sunsás (1,25 - 1,0 Ga)	 Rondoniana - Juruena (1,82 - 1,54 Ga)
	 Sunsás e K'Mudku (1,45 - 1,10 Ga)

Figura 2 – Propostas de compartimentação em Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Fonte: Segundo (A) Tassinari & Macambira (1999) e (B) Santos (2003).

O preenchimento sedimentar e ígneo da bacia perfaz cerca de 6.000 m de espessura, e é composto por rochas distribuídas desde o Ordoviciano ao Cenozoico que representam a ampla variedade de ambientes sedimentares ao longo de sua evolução (Matsuda *et al.* 2010). Cunha *et al.* (2007) propõem duas megassequências de primeira ordem para explicar o arcabouço estratigráfico: (a) Paleozoica, dividida em quatro sequências de segunda ordem

separadas entre si por discordâncias de caráter regional: Ordovício-Devoniana, Devoniano-Tournaisiana, Neoviseana e Pensilvaniano-Permiana; e (b) Mesozoico-Cenozoica (Fig. 3).

A sequência Ordoviciano-Devoniana registra o estágio inicial de deposição e é composta por formações do Grupo Trombetas: Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu, limitadas ao topo por discordância atribuída a Orogenia Caledoniana. Na sequência Devoniano-Tournaisiana foram depositadas as unidades dos grupos Urupadi (formações Maecuru e Ererê) e Curuá (formações Barreirinha, Curiri e Oriximiná), com o topo limitado por discordância decorrente da Orogenia Acadiana. A sequência Neoviseana é representada por rochas da Formação Faro, ela foi submetida a extenso processo erosivo causado pela Orogenia Eo-Herciniana. A sequência Pensilvaniano-Permiana é caracterizada por formações do Grupo Tapajós: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

Posterior à deposição desta sequência, tem-se a Orogenia Allegheniana resultante da colisão entre os continentes Laurásia e Gondwana. Este evento ocasionou fraturamentos no Cráton das Guianas, culminando em soerguimentos e erosões na Bacia do Amazonas. Movimentos distensivos de direção E-W foram reativados, favorecendo eventos magmáticos de caráter básico formando enxames de diques e soleiras com orientação N-S (Cunha *et al.* 1994, 2007, Zalán 2004). Esforços compressivos ENE-WSW e WNW-ESSE desencadeados com a abertura do Atlântico Equatorial e da zona de subducção andina foram projetados no continente (Campos & Teixeira 1988, Zalán 2004), causando uma deformação que afetou a Plataforma Sul-Americana durante a Reativação Wealdeniana conhecida como Diastrofismo Juruá (Almeida 1972).

Finalizados os esforços, mecanismos de subsidência passaram a atuar e os ciclos deposicionais da megassequência Mesozoico-Cenozoica foram implantados. Os novos ciclos correspondem às sequências Cretácea e Cenozoica do Grupo Javari (Eiras *et al.* 1994), que por sua vez agrupa as rochas siliciclásticas das formações Alter do Chão e Solimões. A sequência Cenozoica inclui ainda os depósitos arenosos da Formação Novo Remanso (Rozo *et al.* 2005). No extremo leste da bacia ocorrem sedimentos arenosos e argilosos, em menor proporção, datados do Paleógeno (Paleoceno/Eoceno) e com características diferentes da Formação Solimões (Mioceno/Plioceno) (Cunha *et al.* 2007).

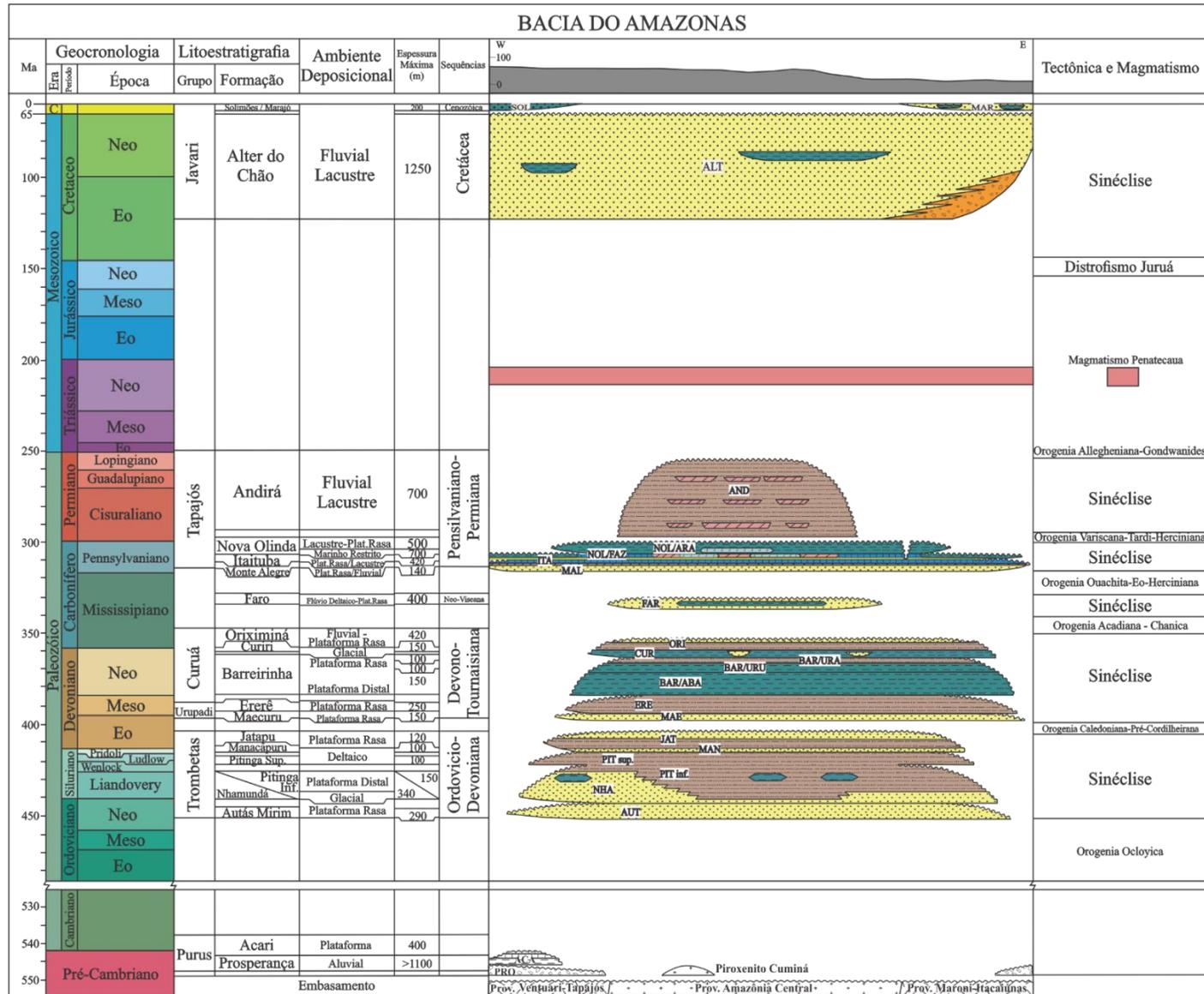


Figura 3 – Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Fonte: Segundo Cunha *et al.* (2007).

2.1.2 Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão possui ampla ocorrência geográfica estando presente nas bacias do Amazonas e Solimões. Na Bacia do Solimões, a formação é reconhecida em subsuperfície em contato discordante com a sequência paleozoica e é recoberta pela Formação Solimões (Eiras *et al.* 1994, Eiras & Wanderley Filho 2006). Na Bacia do Amazonas, ela ocorre ao longo das margens dos rios Amazonas e Negro (Cunha *et al.* 1994, Wanderley Filho *et al.* 2005) de maneira descontínua e com boas exposições nas proximidades de Manaus, Santarém e Óbidos (Abinader 2008, Mendes *et al.* 2012). Historicamente conferida a Kistler (1954), trata-se de uma unidade com características essencialmente siliciclásticas e atribuídas a ambientes fluviais, flúvio-deltaico e lacustre (Dino *et al.* 1999). Rossetti & Netto (2006) sugerem um possível paleoambiente deltaico, dominado por ondas, que progradou para a bacia, no sentido leste ou sudeste, conectado a um ambiente marinho. Tal modelo não é defendido pela maioria dos pesquisadores desta formação. A seção-tipo da formação foi descrita em um poço com cerca de 400 m, perfurado na margem direita do rio Tapajós próximo à Vila de Alter do Chão. A espessura máxima, 1.250 m, foi registrada em um poço próximo a Almeirim, porém espessuras de 200 a 400 m são as mais comuns (Franzinelli & Igreja 2011).

A ampla representatividade desta formação na porção superior da Bacia do Amazonas tem estimulado questionamentos sobre seus aspectos paleoambientais, paleogeográficos e geocronológicos. Alguns trabalhos consideram idades cretáceas a cenozoica para a unidade, logo, a distribuição temporal dos seus depósitos ainda requer uma definição mais detalhada. A idade cretácea foi inicialmente referida por Price (1960), que descreveu um dente de dinossauro *Theropoda* recuperado do intervalo de 193 a 196 m do poço Petrobras NO-1-AZ na região de Nova Olinda (AM). Baseados em dados palinológicos Daemon & Contreiras (1971) e Daemon (1975) refinaram esta informação, atribuindo idades Eocenomaniano/Maastrichtiano e Mesoalbiana/Turoniana.

Estudos estratigráficos e palinológicos realizados por Dino *et al.* (1999), propõem a divisão da Formação Alter do Chão em duas sequências com idades distintas: superior (Cenomaniano) e inferior (Aptiano). Entretanto, o palinólogo Eglemar Lima citado em Caputo (2011), reconheceu uma espessa seção terciária (537 m) em um furo de sondagem distante cerca de 80 km do testemunho (MA-1) estudado por Daemon & Contreiras (1971). A distância entre os poços foi considerada relativamente curta, sugerindo que no poço MA-1 também havia uma significativa seção terciária não detectada. A partir de revisão em estudos já publicados, especialmente Dino *et al.* (1999), Caputo (2011) propôs mudanças na

estratigrafia da sequência Mesozoico-Cenozoica da bacia. Para este autor a idade da Formação Alter do Chão é Cenozoica e a seção cretácea constitui outra formação, denominada de Jazida da Fazendinha.

A proposta de uma idade exclusivamente cenozoica para a Formação Alter do Chão tem sido questionável, principalmente, devido a presença de horizontes bauxíticos associados a esta formação. Os horizontes bauxíticos são características diagnósticas das lateritas maduras da região amazônica, estas lateritas exibem perfis profundos e com alto grau de evolução, tendo gênese relacionada ao evento de laterização ocorrido no Eoceno-Oligoceno (Costa 1984, 1991, Truckenbrodt *et al.* 1982, 1991). Horbe (2014), baseada em dados paleomagnéticos, datou este evento de lateritização entre 28 e 50 Ma. Recentemente, Bezerra (2018) descreve fósseis de angiospermas no topo da Formação Alter do Chão, próxima ao contato com depósitos cenozoicos. Estes fósseis são impressões e contra-impressões de folhas e outros restos vegetais com características das famílias Euphorbiaceae, Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae e Anarcadiaceae que indicam idade entre o Cretáceo Médio e Superior para estes depósitos.

CAPÍTULO 3 RESULTADOS

3.1 FÁCIES DEPOSICIONAIS

Algumas das melhores exposições da Formação Alter do Chão correspondem a barrancos situados na margem direita do rio Amazonas, como na área de Ponta do Curuá, município de Prainha, região oeste do estado do Pará. A sucessão de rochas descritas na área é representada por espessos pacotes de arenitos finos a grossos intercalados com siltitos e argilitos, além de conglomerados subordinados. Estes depósitos são predominantemente esbranquiçados, porém com porções mosqueadas típicas de processos intempéricos. Estes afloramentos exibem boa continuidade lateral e alturas da ordem de 20 m, formando uma seção de aproximadamente 8,5 Km limitada no topo por paleossolo laterítico e recoberta por depósitos miocênicos da Formação Novo Remanso.

Os depósitos desta formação são compostos por ciclos centimétricos a métricos com granodecrescência ascendente, caracterizados por oito fácies sedimentares (Tabela 1) distribuídas em 13 perfis estratigráficos (Fig. 04) que correspondem a conglomerados maciços a estratificados (Cme), arenitos maciços (Am), arenitos com estratificações cruzadas tabular (Atb), acanalada (Aa) e sigmoidal (Asg), arenitos com laminações convolutas (Ac) e com laminações cruzadas cavalgantes (Act), além de argilitos/siltitos maciços a laminados (Asl). As fácies foram agrupadas em três associações de fácies (AF): AF1, relacionada a depósitos de preenchimento de canal; AF2 interpretada como o preenchimento de canais abandonados e; AF3 atribuída a depósitos de inundação.

Tabela 1 – Descrição e interpretação das fácies sedimentares da Formação Alter do Chão.

Fácies	Descrição	Processo
Conglomerado maciço a estratificado (Cme)	Camadas centimétricas a métricas de conglomerados maciços a estratificados, com arcabouço aberto marcado pela presença de seixos polimíticos com orientação subparalela, imersos em matriz areno-argilosa. Ocorrem com geometria tabular e como <i>lags</i> na base dos <i>sets</i> dos arenitos da fácies Aa.	Deposição sob condições de alta energia de correntes subaquosas em barras longitudinais de canais fluviais.
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Camadas centimétricas a métricas de arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada, lateralmente contínuas e coloração esbranquiçada, amarelada e/ou avermelhada. Ocorrem com geometrias tabulares e canalizadas, sendo recorrente a presença de seixos e clastos pelíticos nos <i>foresets</i> desta fácies. As paleocorrentes indicam paleofluxos para SW.	Migração de formas de leito 3D em regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação cruzada tabular (Atb)	Camadas centimétricas a métricas de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada tabular, cor esbranquiçada e/ou amarelada, e geometria tabular. Nesta fácies foi observada a presença de segregação granulométrica. Nos <i>foresets</i> ocorrem lâminas de argilitos/siltitos. Clastos pelíticos retrabalhados, de tamanhos variados, estão distribuídos aleatoriamente nos <i>sets</i> . As paleocorrentes indicam paleofluxos para SW.	Migração de formas de leito 2D em regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg)	Camadas centimétricas a métricas de arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal, e coloração avermelhada. Está fácies forma corpos com geometria de lobos, apresentando sentido de paleocorrentes para SW.	Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional associada à rápida desaceleração. Deposição relacionada a correntes efêmeras em áreas onde a elevada taxa de suspensão favorece a preservação dos <i>topsets</i> .
Arenito com laminação cruzada cavalgante (Alc)	Camadas centimétricas de arenitos finos a médios com laminação cruzada cavalgante, e coloração esbranquiçada. Esta fácies compõe a porção superior de camadas de arenitos Aa, Atb e Asg.	Migração de pequenas formas de leito parasíticas, sob influência de correntes de tração associada a suspensão em regime de fluxo inferior.
Arenito com laminação convoluta (Ac)	Camadas centimétricas de arenitos finos com laminações convolutas, coloração avermelhada e geometria tabular.	Deformação plástica por liquefação de camadas sedimentares inconsolidadas.
Arenito maciço (Am)	Camadas centimétricas a métricas de arenitos finos a médios com acamamento maciço, coloração esbranquiçada e/ou amarelada ou esbranquiçada, e geometria tabular.	Deposição subaquosa de formas de leito, estruturas primárias podem ser obliteradas por efeito de intemperismo ou pela ausência de contraste granulométrico.
Argilito/Silito laminado (ASI)	Camadas centimétricas a métricas de argilitos/siltitos laminados, lateralmente contínuos, e cores esbranquiçadas, cinzas e/ou roxos. Apresenta geometria predominantemente tabular, porém porções lenticulares também estão presentes. Foram descritos restos vegetais, como folhas e troncos nas camadas mais escuras, além de marcas de raízes na porção superior destas fácies.	Deposição por decantação em condições de baixa energia.

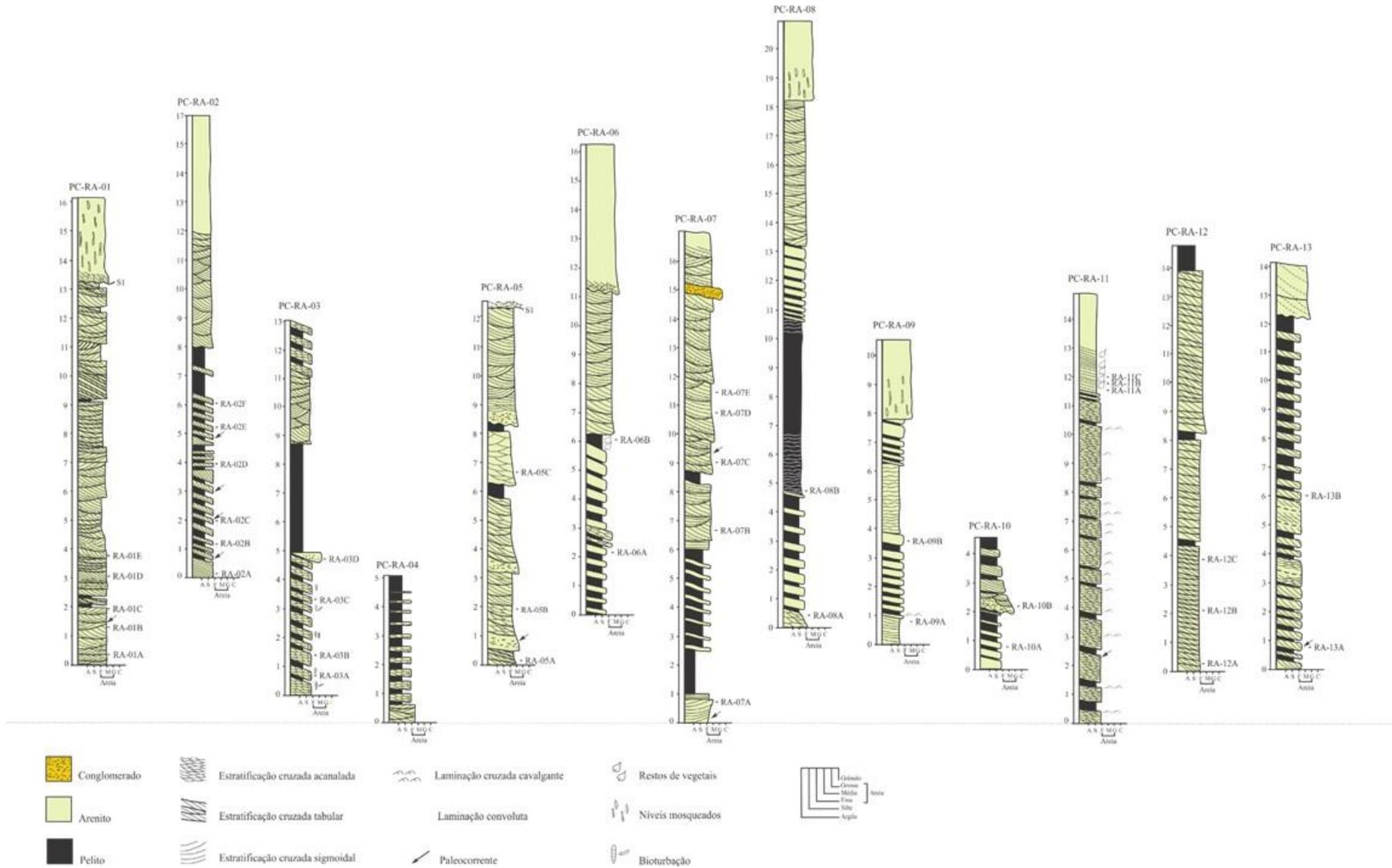


Figura 4 – Perfis estratigráficos da Formação Alter do Chão estudados na região de Ponta do Curuá.

3.1.1 Associação de fácies (AF)

3.1.1.1 Depósitos de preenchimento de canal (AF1)

A AF1 compreende as rochas com granulometria ligeiramente mais grossa da sucessão estudada, sendo composta por depósitos lateralmente contínuos por algumas dezenas de metros, com espessura média de aproximadamente 7 m e geometria tabular, por vezes canalizada. As fácies que constituem os depósitos de preenchimento de canal estão organizadas em ciclos bem definidos de granodecrescência ascendente e são representadas pelas litofácies conglomerados maciços e estratificados, arenitos grossos a médios maciços, estratificados e laminados (Figs. 5 e 6). Esta associação é caracterizada por barras areno-conglomeráticas e barras de acreção lateral, estes depósitos remetem a deposição em condições de moderada a alta energia.

As barras areno-conglomeráticas são recorrentes nos afloramentos da área de estudo, a base destes depósitos é composta por fácies conglomeráticas (Cme) que apresentam formas canalizadas e caráter erosivo sobre as fácies pelíticas dos depósitos de inundação. Geralmente, os conglomerados ocorrem como *lags* residuais na base dos *sets* dos arenitos com estratificação cruzada acanalada, porém camadas tabulares de até 1 m de espessura também estão presentes. A litofácies conglomerado maciço e estratificado representa o início de ciclos de granodecrescência ascendente que passam gradualmente para arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, sendo recobertos por pelitos dos depósitos de planície de inundação. Estes arenitos geralmente são ferruginosos e possuem seixos quartzosos parcialmente orientados e clastos de argila arredondados. As porções intermediária e superior dos depósitos destas barras arenosas longitudinais apresentam geometria tabular, e são caracterizadas pela alternância entre as fácies de arenitos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas.

Assim com as barras areno-conglomeráticas, os depósitos de acreção lateral também podem sobrepor-se a fácies de argilito/siltito laminado ou ainda ocorrer sobre outras barras laterais. Estas barras apresentam geometria tabular e são caracterizadas por *sets* inclinados de arenitos maciços e com estratificação cruzada tabular e acanalada intercalados a lâminas de argilitos/siltitos maciços. Na base destes depósitos é recorrente a presença de blocos pelíticos, além de clastos de argila retrabalhados do tamanho de seixos dispersos nas camadas de arenitos. Na porção superior podem ocorrer arenitos com laminações cruzadas cavalgantes, além de camadas pelíticas com geometria lenticular, de coloração roxa a cinza escuro. Estas camadas podem apresentar caráter maciço ou laminado, nesta porção foram descritos pequenos corpos lenticulares de arenitos com estratificação cruzada acanalada.

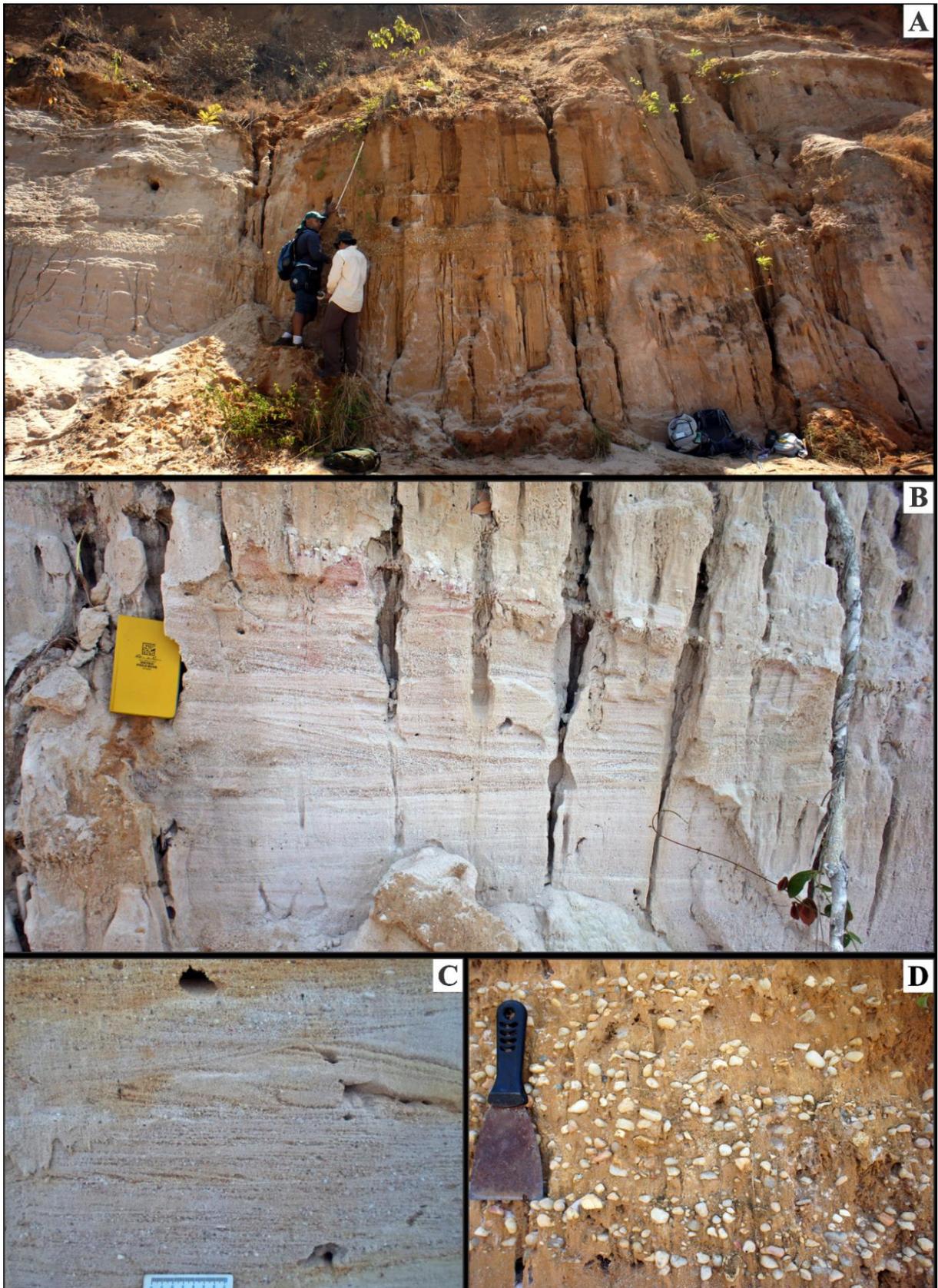


Figura 5 – Aspectos faciológicos da AF1. (A) Camadas de arenitos médios a grossos associadas a *lags* conglomeráticos. (B) e (C) Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada. (D) Fácies conglomerado maciço e estratificado.

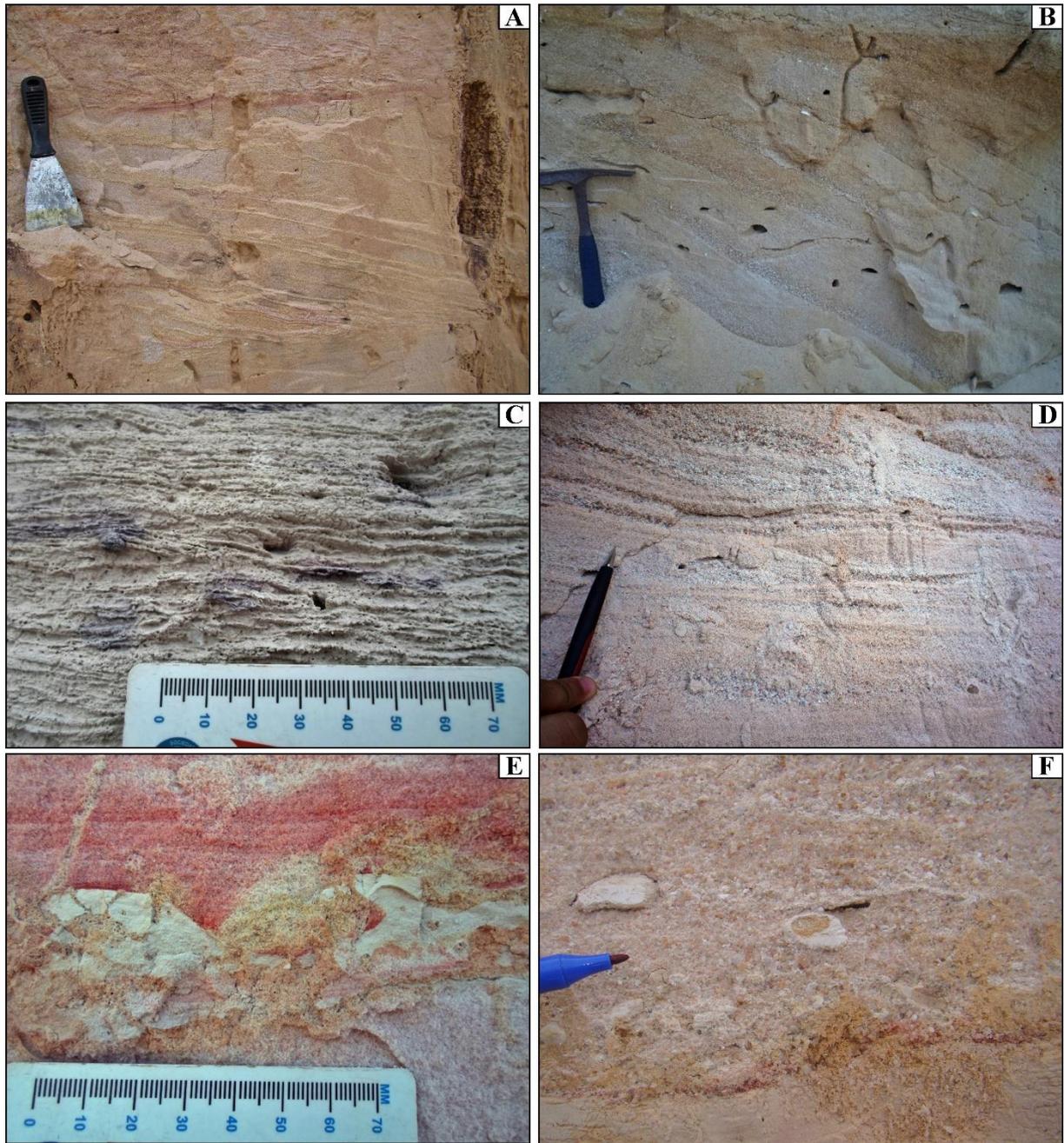


Figura 6 – Fácies sedimentares da associação AF1. (A) e (B) Arenitos finos a grossos com estratificação cruzada tabular. (C) Arenitos finos com laminações cruzadas cavalgantes. (D) Arenito estratificado exibindo granodecrescência ascendente. (E) e (F) Clastos pelíticos retrabalhados que ocorrem associados às fácies arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares.

3.1.1.2 Depósitos de preenchimento de canal abandonado (AF2)

A AF2 consiste em espessos pacotes de argilitos/siltitos maciços a laminados que esporadicamente estão associadas a delgadas camadas e lentes de arenitos muito finos formando acamamentos *wavy-linsen* (Fig. 7). Esta associação apresenta formas tabulares e canalizadas, com espessura de até 6 m e coloração variando desde cinza claro a roxo com aspecto mosqueado. As características desta associação indicam que sua deposição ocorreu por acreção vertical em águas confinadas e sob condições de baixa energia. A presença de

matéria orgânica, como folhas e restos de troncos, bem preservada nestes depósitos indicam um ambiente redutor provavelmente relacionadas a áreas pantanosas ou lagos de meandro (Reineck & Singh 1980). Bezerra (2018) classifica estes fósseis de angiospermas como pertencentes às famílias Euphorbiaceae, Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae e Anarcadiaceae.

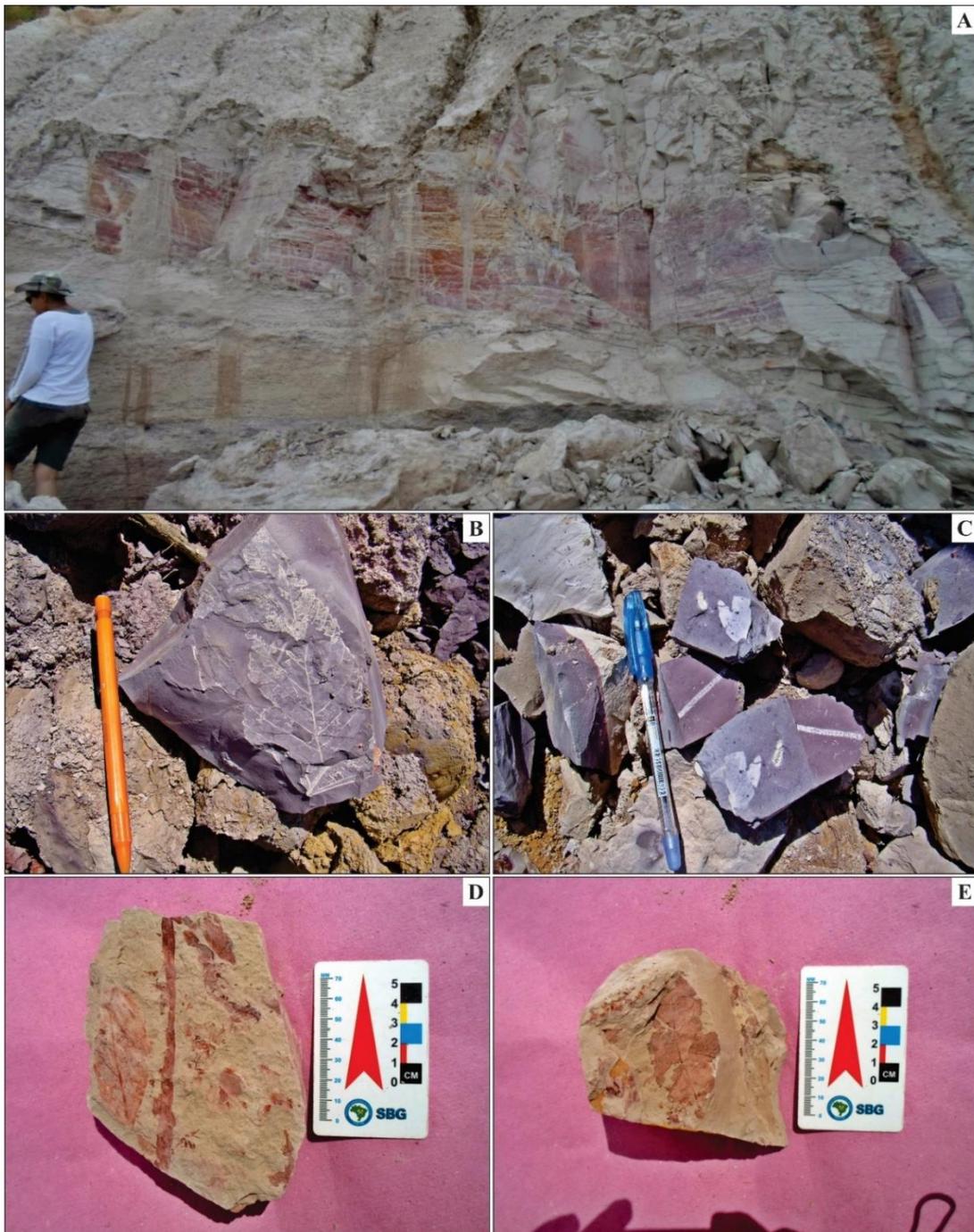


Figura 7 – Características gerais dos depósitos da associação AF2. (A) Argilitos/Siltitos maciços a laminados associados arenitos finos a muito finos que preenchem feições de canalização. (B-E) Restos de matéria orgânica bem preservados, como folhas e fragmentos de troncos.

3.1.1.3 Depósitos de inundação (AF3)

Os depósitos da AF3 correspondem às porções de granulometria mais fina dos depósitos estudados, eles formam espessos pacotes com até 4 m e possuem continuidade lateral por algumas dezenas de metros. A geometria tabular é predominante, porém corpos arenosos com formas lobadas também estão presentes (Fig. 8). Os argilitos/siltitos maciços e laminados são predominantes nesta associação, subordinadamente ocorrem arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e sigmoidais, e arenitos maciços. As fácies desta associação compõem depósitos de planície de inundação e de rompimento de dique marginal.

Os depósitos de planície de inundação são caracterizados por camadas tabulares de argilitos e siltitos maciços, de coloração avermelhada e/ou esbranquiçada. Raras e espaçadas bioturbações caracterizadas por perfurações curtas (de até 1cm de comprimento), verticais a levemente curvadas e com preenchimentos arenosos foram identificadas no topo de algumas camadas de pelitos. Segundo Melchor *et al.* (2012), a presença de perfurações verticais simples, baixa icnodiversidade em depósitos de planície de inundação sugerem deposição em ambientes subaquosos de baixa energia que passam periodicamente por exposição subaérea. Os depósitos de rompimento de dique marginal ocorrem intercalados a planície de inundação, e estão representados por arenitos maciços ou com estratificação cruzada acanalada, tabular e sigmoidal. Este subambiente é caracterizado pela presença de ciclos de granocrescência ascendentes, marcados pela passagem de fácies silto-arenosas para arenitos finos. Por vezes os depósitos de planície compreendem a porção superior dos perfis estudados ou podem ser recobertas de forma discordante/erosiva pelos depósitos da AF1 como resultado da migração lateral dos canais meandrantés.

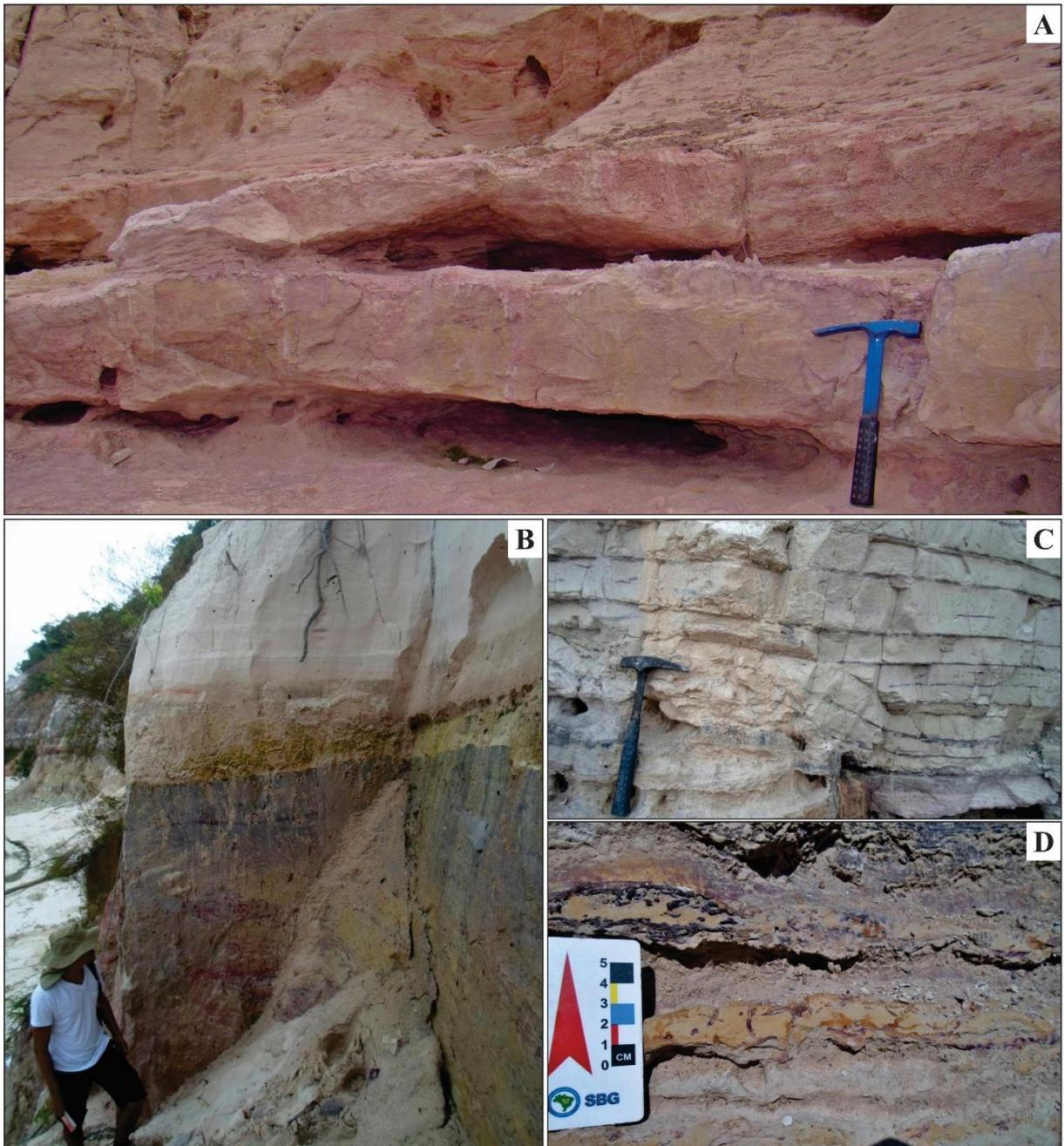


Figura 8 – Fácies sedimentares da associação AF3. (A) Arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal atribuídos aos depósitos de rompimento de dique marginal. (B) Contato discordante/erosivo entre as associações AF3 (camada de pelito maciço roxa a avermelhada na base do afloramento) e AF1 (camada esbranquiçadas de arenitos estratificados no topo do afloramento). (C) Argilitos/siltitos da planície de inundação, notar deformação localmente. (D) Bioturbações simples verticais que ocorrem na porção superior dos argilitos/siltitos.

3.2 ASSEMBLEIA DE MINERAIS PESADOS

Os minerais pesados predominantes nos arenitos estudados são zircão, turmalina e rutilo, e em menor proporção ocorrem cianita, estauroлита, silimanita, granada, andalusita e anatásio. A assembleia mineral identificada apresenta ampla variedade morfológica e textural, além representar uma elevada maturidade composicional com valores de índice ZTR (Zircão+Turmalina+Rutilo) variando de 69% a 99% marcando a predominância de minerais estáveis. A variação deste índice, assim como a distribuição dos minerais nos perfis estratigráficos nesta unidade é mostrada nas tabelas 2 e 3.

Tabela 2 – Distribuição dos minerais pesados e variação do índice ZTR nos arenitos da Formação Alter do Chão, no intervalo granulométrico de 0,125-0,062 mm. Zircão (Zir), Turmalina (Tur), Rutilo (Rut), Cianita (Cia), Estauroлита (Est), Granada (Gra), Sillimanita (Sil), Andalusita (And), Anatásio (Ana).

Perfil/Amostra	Zir.	Tur.	Rut.	Cia.	Est.	Gra.	Sil.	And.	Ana.	Índice ZTR	Grãos contados
Perfil 01	RA-01 A	86	7	3	1	3	-	-	-	96	100
	RA-01 B	81	9	5	-	5	-	-	-	95	100
	RA-01 C	68	11	9	5	7	-	-	-	88	100
	RA-01D	63	13	11	3	10	-	-	-	87	100
Perfil 02	RA-02 A	65	5	23	2	5	-	-	-	93	100
	RA-02 B	67	10	12	3	7	1	-	-	89	100
	RA-02 C	78	3	9	5	5	-	-	-	90	100
Perfil 03	RA-03 C	71	5	12	7	4	-	1	-	88	100
Perfil 04	RA-04 A	71	6	15	1	6	-	1	-	92	100
	RA-04 C	83	2	12	1	-	-	2	-	97	100
	RA-04 D	94	1	1	2	1	-	1	-	96	100
Perfil 05	RA-05 A	72	4	10	7	5	-	2	-	86	100
	RA-05 C	71	8	12	5	3	-	1	-	91	100
	RA-05 D	79	1	13	6	-	-	1	-	93	100
Perfil 06	RA-06 D	81	1	11	1	1	-	5	-	93	100
Perfil 07	RA-07 A	72	4	17	2	3	1	1	-	93	100
	RA-07 C	89	1	9	-	-	1	-	-	99	100
	RA-07 D	69	8	13	6	1	-	2	1	90	100
Perfil 08	RA-08 A	66	7	14	7	3	-	2	-	87	100
Perfil 09	RA-09 A	84	1	3	10	2	-	-	-	88	100
	RA-09 B	79	1	14	4	2	-	-	-	94	100
Perfil 10	RA-10 A	69	6	12	7	3	-	3	-	87	100
	RA-10 B	65	3	16	8	4	-	2	1	84	100
Perfil 12	RA-12 A	61	2	17	10	7	-	3	-	80	100
	RA-12 B	60	7	15	9	5	-	2	-	82	100
	RA-12 C	59	7	16	13	5	-	-	-	82	100
Perfil 13	RA-13 A	79	5	8	6	2	-	-	-	92	100
	RA-13 B	69	4	12	6	4	-	3	2	85	100

Tabela 3 – Distribuição dos minerais pesados e variação do índice ZTR nos arenitos da Formação Alter do Chão, no intervalo granulométrico de 0,250-0,125mm. Zircão (Zir), Turmalina (Tur), Rutilo (Rut), Cianita (Cia), Estauroilita (Est), Granada (Gra), Sillimanita (Sil), Andalusita (And), Anatásio (Ana).

Perfil/Amostra	Zir.	Tur.	Rut.	Cia.	Est.	Gra.	Sil.	And.	Ana.	Índice ZTR	Grãos Contados	
Perfil 01	RA-01 A	65	12	11	2	9	1	-	-	-	88	100
	RA-01 B	56	19	10	6	7	-	1	-	1	85	100
	RA-01 C	60	15	17	2	6	-	-	-	-	92	100
	RA-01 D	55	22	10	3	10	-	-	-	-	87	100
Perfil 02	RA-02 A	56	13	15	8	7	1	-	-	-	84	100
	RA-02 B	63	17	14	1	5	-	-	-	-	94	100
	RA-02 C	70	2	12	7	8	1	-	-	-	84	100
	RA-02 D	76	8	7	3	6	-	-	-	-	91	100
Perfil 03	RA-03 C	64	11	13	4	7	-	1	-	-	88	100
Perfil 04	RA-04 C	76	3	11	4	3	1	1	-	1	90	100
Perfil 05	RA-05 A	48	14	15	10	13	-	-	-	-	77	100
	RA-05 C	61	8	14	11	5	-	1	-	-	83	100
Perfil 07	RA-07 A	41	30	12	8	7	1	-	1	-	83	100
	RA-07 D	57	3	19	14	6	-	-	-	1	79	100
Perfil 09	RA-09 A	62	12	10	11	4	-	1	-	-	84	100
Perfil 10	RA-10 A	59	14	11	12	2	-	-	2	-	84	100
Perfil 12	RA-12 C	48	17	8	22	4	-	1	-	-	73	100
Perfil 13	RA-13 B	54	10	5	17	9	2	1	-	2	69	100

3.2.1 Aspectos morfológicos e texturais

O zircão é o mineral mais abundante nas amostras com proporções que variam de 41% a 94%. Foram descritos grãos curtos e alongados com formas prismáticas euédricas a subédricas com terminações bipiramidais, grãos arredondados também estão presentes. Geralmente são incolores, entretanto, tons rosados, amarelados e castanhos também foram identificados. Zircões com zoneamentos, inclusões e núcleos metamíticos são relativamente frequentes nas amostras (Fig. 9). As análises de DRX corroboram para a identificação do processo de metamitização, uma vez que atestaram a presença de danos estruturais no zircão. Foram reconhecidas texturas superficiais associadas a processos mecânicos como bordas de abrasão, estrias, marcas de percussão e fraturas conchoidais, além de texturas relacionadas a dissolução.

A turmalina apresenta ampla distribuição nos arenitos estudados com percentuais desde 1% até 30%. Os grãos exibem formas prismáticas (euédricos e subédricos), subarredondados a bem arredondados (Fig. 9). Exibem forte pleocroísmo, e cores em tons azulados, esverdeados e marrons em variadas tonalidades, inclusões de outros minerais são recorrentes neste mineral. Fraturas conchoidais, bordas de abrasão, estrias e feições de dissolução, são recorrentes. O rutilo tem uma frequência que varia entre 1% a 23%. Geralmente são grãos anédricos subangulosos a arredondados, porém formas prismáticas subédricas também estão presentes em menor proporção, além de raros grãos geminados. As cores predominantes são o

marrom e o vermelho em diferentes tonalidades, entretanto grãos com tons amarelos intensos também foram descritos (Fig. 9). Na superfície deste mineral foram identificadas feições estriadas, fraturas conchoidais, bordas de abrasão, superfícies polidas e placas soerguidas.

A distribuição da cianita varia de 1% a 22% nos arenitos estudados. Os grãos possuem hábitos prismáticos curtos e alongados, são predominantemente incolores e comumente apresentam inclusões de outros minerais. Durante a descrição petrográfica, foi possível observar a intensa corrosão presente na superfície deste mineral (Fig. 9). A frequência dos grãos de estaurolita varia de 1% a 13%. Este mineral exibe formas predominantemente irregulares com bordas serrilhadas, com raríssimos grãos subédricos (Fig. 9). Os grãos são amarelos variando entre tons pálidos e mais intensos, as texturas superficiais encontradas correspondem a fraturas conchoidais, fraturas radiais, bordas de abrasão, arestas afiadas, estrias e feições de corrosão. Minerais como silimanita, granada, andalusita e anatásio, ocorrem muito esporadicamente nos depósitos estudados e apresentaram frequências inferiores a 3%. Os grãos de silimanita são predominantemente prismáticas aciculares e subédricos, incolores e possuem algumas inclusões. As granadas são incolores e possuem formas anédricas, com marcas de fraturas conchoidais em sua superfície. A andalusita apresenta-se com formas subédricas a arredondadas, com cores moderadamente rosadas, pleocroísmo fraco a moderado, além de fraturas conchoidais e feições de corrosão. O anatásio exibe características de origem autigênica, são grãos subédricos que possuem tonalidade amareladas e azuladas.

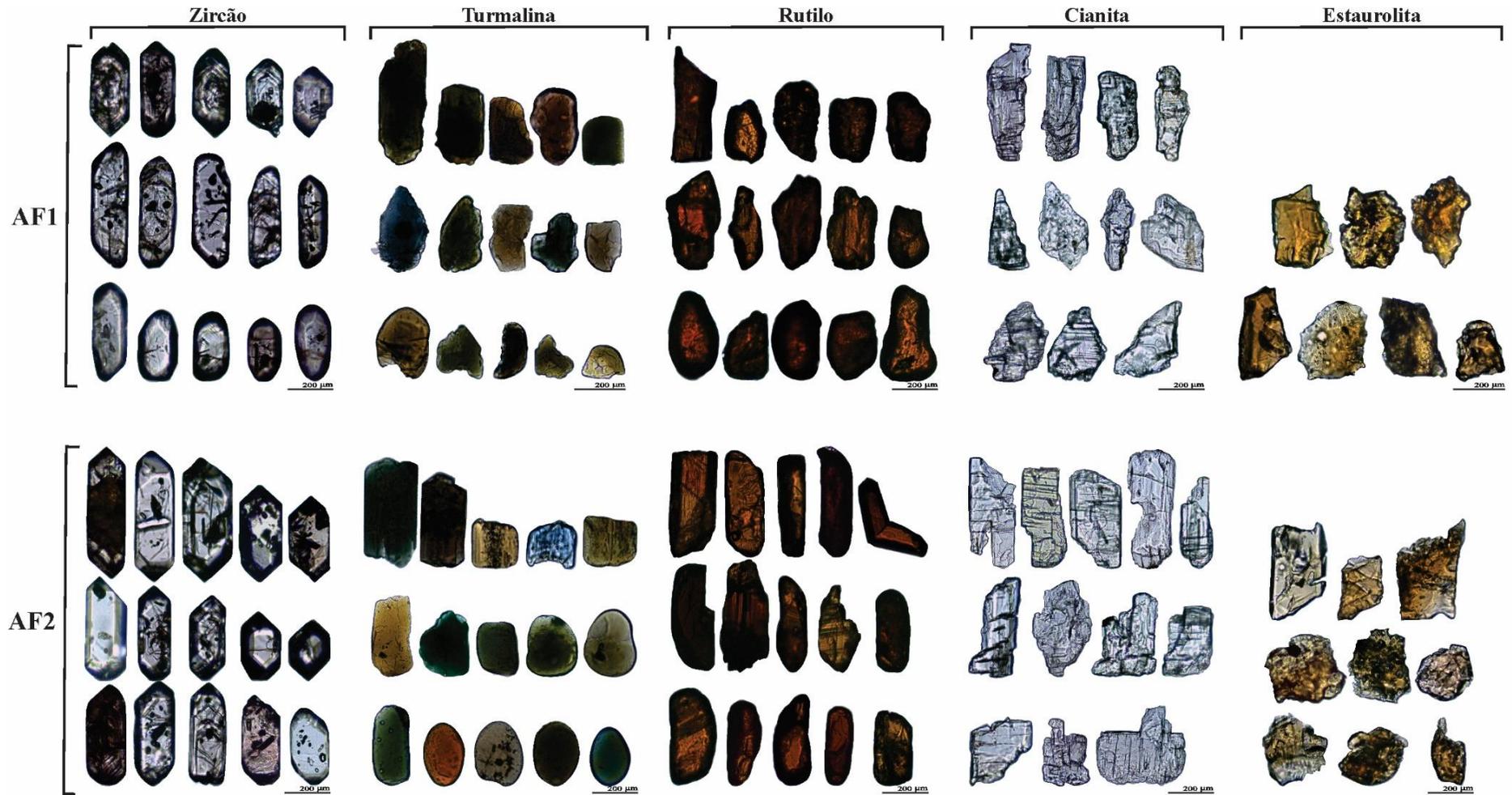


Figura 9 – Fotomicrografias dos principais grupos de minerais pesados identificados nos arenitos da Formação Alter do Chão. Os minerais estão agrupados conforme seus aspectos morfológicos e texturais. Na associação AF1 zircões e rutilos são mais arredondados, turmalinas, cianitas e estauroлитas mostram-se fragmentadas e com feições corrosivas mais evidentes. No entanto, os minerais (com exceção de algumas turmalinas e estauroлитas) descritos na associação AF2 tendem a preservar formas euédricas a subédricas e poucas feições de corrosão.

As microtexturas presentes na superfície dos grãos de zircão, turmalina, rutilo, cianita, estauroлита e quartzo, foram melhor observados a partir de análises em MEV (50 grãos de cada mineral). Segundo Moral Cardona *et al.* (2005), os aspectos superficiais observados nos grãos de quartzo geralmente são similares as encontradas nos minerais pesados. Vos *et al.* (2014) descrevem que as microtexturas em grãos de quartzo podem fornecer informações acerca dos ambientes sedimentares, assim como dos sucessivos ciclos sedimentares a que foram submetidos. Estes estudos utilizaram amostras de uma grande variedade de ambientes visando elaborar um esquema de interpretação que permita diferenciá-los entre si, além de interpretar características diagenéticas e intempéricas.

Dentre as principais feições identificadas nos minerais, predominam as relacionadas a processos mecânicos como: arestas afiadas, arestas arredondadas, bordas de abrasão, fraturas (conchoidais, radiais, paralelas), marcas de percussão “V”, placas soerguidas (*upturned plates*) e estrias. Estas microtexturas podem refletir a influência dos tipos de transporte, além da distância e tempo decorridos durante o ciclo sedimentar. As fraturas conchoidais caracterizam-se por planos de ruptura curvados produzindo uma superfície com aspecto semelhante a uma concha (Fig. 10), comum em minerais com clivagens pouco pronunciadas. Elas são produzidas em uma ampla gama de ambientes sedimentares, nos subaquosos por exemplo, onde são geradas por intensos impactos ou pressão sobre a superfície dos grãos sob condições altamente energéticas (Gobala *et al.* 2015, Margolis & Krinsley 1974, Vos *et al.* 2014).

Marcas de percussão correspondem a microincisões com diâmetro de até 5 μm e profundidade média de 0,1 μm , as formas variam desde mais ou menos triangulares a irregulares, sendo a intensidade de energia do ambiente o principal fator responsável por essa variação (Higgs 1979, Krinsley & Donahue 1968, Margolis & Krinsley 1974). As marcas ocorrem aleatoriamente nos minerais e são geradas a partir de colisões grão-a-grão em ambientes de elevada energia. Placas soerguidas são feições caracterizadas por uma série de placas finas sobre a superfície dos grãos (Fig. 10), com contornos irregulares e quebradiços (Margolis & Krinsley 1971, 1974), podendo indicar retrabalhamento eólico. Bordas de abrasão e estrias também são frequentes nos minerais analisados, a abrasão geralmente resulta do desgaste físico durante o transporte dos grãos. As estrias ocorrem como marcas paralelas e lineares na superfície dos minerais (Krinsley & Doornkamp 1973, Higgs 1979).

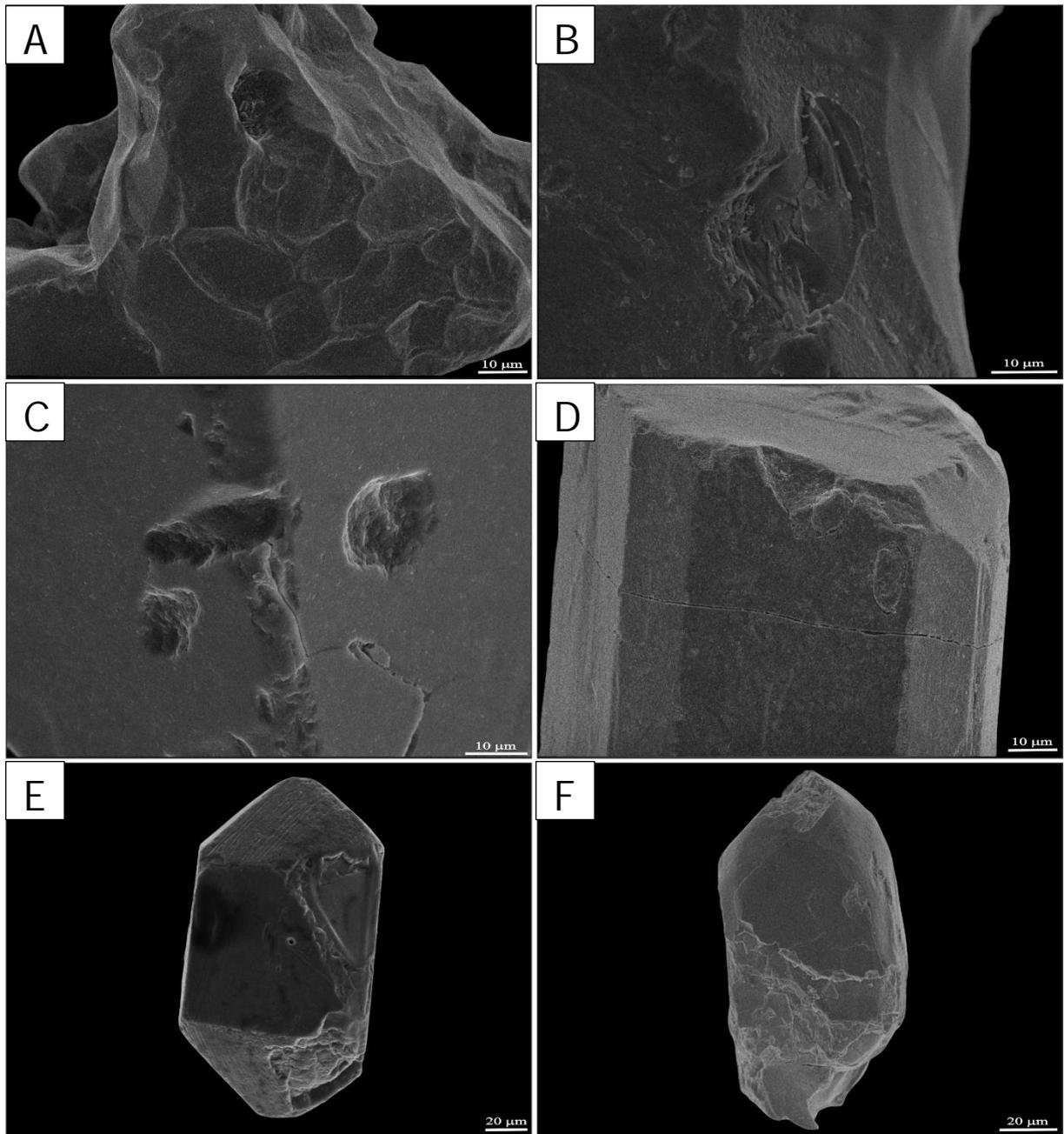


Figura 10 – Fotomicrografias em microscópio eletrônico de varredura (MEV). (A) Grão sub-arredondado de quartzo, com destaque para os planos de fraturas conchoidais na superfície do mineral. (B) Detalhe de marcas de impactos irregulares em grão de rutilo. (C) Grão de zircão apresentando marcas de percussão com formas irregulares, bordas de abrasão, além de microfraturas na superfície deste mineral. (D) Grão subédrico de turmalina, mostrando marcas de impactos e fratura perpendicular ao eixo “c”. (E) Zircão subédrico com estrias paralelas entre si, e feições de corrosão. (F) Grão de zircão exibindo arestas arredondadas na porção superior e angulosas na parte inferior, além de microtexturas semelhante a placas soerguidas (*upturned plates*) em sua superfície.

Microtexturas associadas a mecanismos químicos também foram identificadas, geralmente elas são atribuídas a processos de dissolução e precipitação resultantes de inúmeros fatores. Alguns grãos mostram-se pouco a intensamente corroídos, no quartzo, por exemplo, as cavidades de corrosão são menos frequentes e correspondem a microdepressões

com formas irregulares e distribuição aleatória a subparalela na superfície do mineral. Comumente, pequenos glóbulos resultantes da precipitação de sílica preenchem o interior destas feições (Fig. 11). As cavidades de corrosão também ocorrem em grãos de rutilo, muito raramente, turmalina e zircão. Nestes últimos, foram observadas ainda áreas de dissolução bem desenvolvidas que chegam a envolver parcialmente ou totalmente a superfície dos minerais.

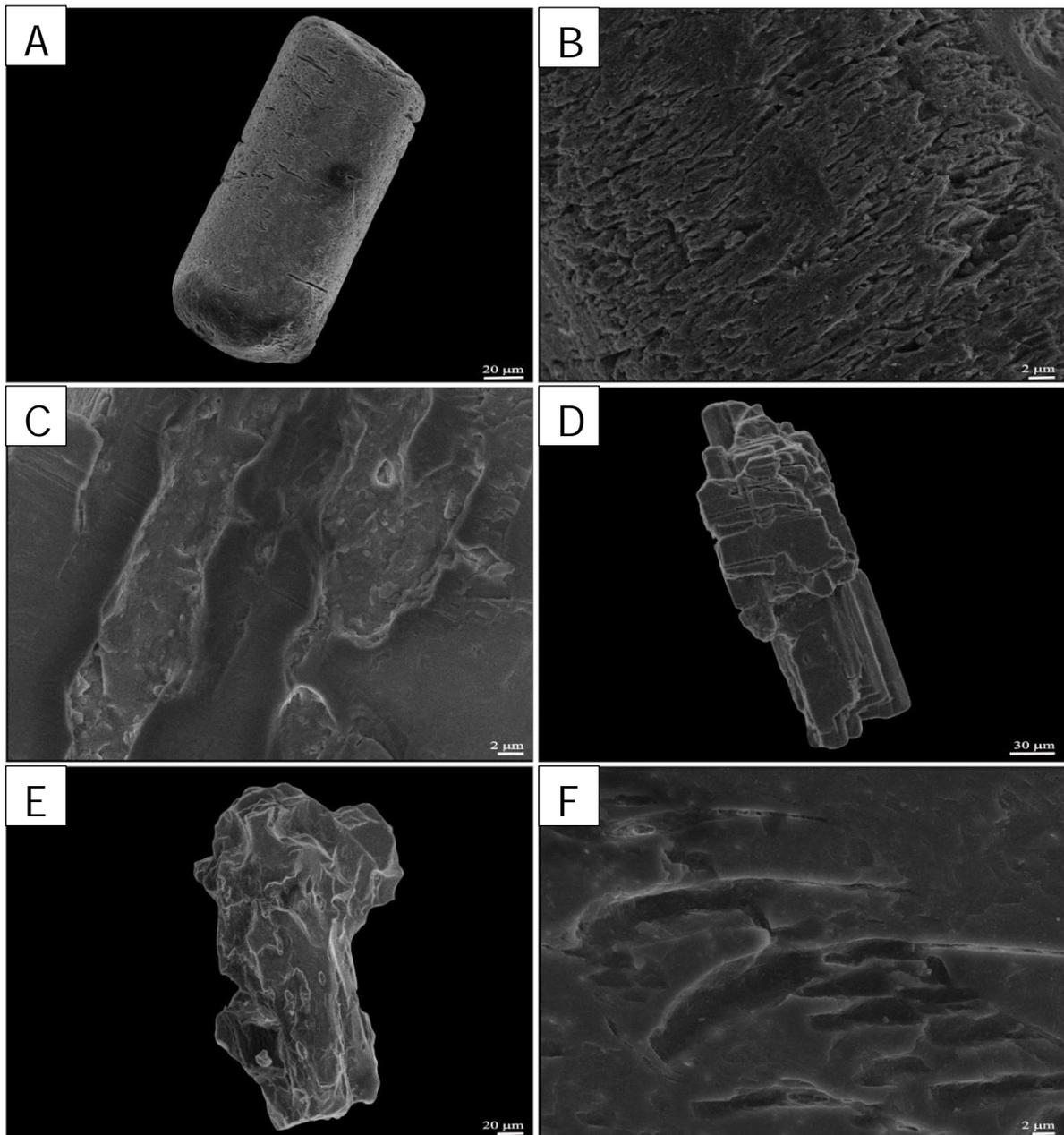


Figura 11 – Fotomicrografias em microscópio eletrônico de varredura (MEV). (A) Grão sub-arredondado de turmalina, com destaque para a intensa corrosão presente em sua superfície e cavidades de corrosão desenvolvidas em zonas de fraturas. (B) No detalhe, irregularidades causadas pelos efeitos da corrosão no grão de turmalina. (C) Cavidades de dissolução em cianita. (D) Grão subédrico de cianita caracterizado pelo avanço da dissolução preferencialmente nos planos de clivagem, formando superfícies semelhantes a degraus. (E) Feições de corrosão na superfície de um grão de estaurolita. (F) Superfície de estaurolita com cavidades ampliadas por dissolução.

Embora a estaurolita seja descrita como um mineral resistente ao intemperismo químico (Morton 1979a, 1979b, 1984, 1985, Nickel 1973, Velbel *et al.* 1996, Velbel 1999), feições de dissolução também foram identificadas e correspondem a marcas terminações serrilhadas, corrosão do tipo “crista de galo” e cavidades lenticulares orientadas (Figs. 9 e 11). Tal como a estaurolita, a cianita apresenta resistência moderada ao intemperismo químico. A relação entre o intemperismo químico progressivo e o grau de corrosão em minerais pesados foi avaliada no trabalho de Àndo *et al.* (2012), no qual os autores propõem uma classificação em cinco estágios: *unweathered*- não intemperizado, *corroded*- pouco corroído, *etched*- corrosão moderada, *deep etched*- corrosão intensa, e *skeletal*- esqueletal. Neste contexto, os minerais pesados dos arenitos da Formação Alter do Chão podem ser enquadrados nos quatro primeiros estágios: o *unweathered* ocorre com maior frequência nos grãos de zircão, turmalina e rutilo, enquanto que o *corroded*, *etched* e o *deep etched* são mais comuns nas estaurolitas e cianita.

3.3. CATODOLUMINESCÊNCIA EM GRÃOS DE QUARTZO

O quartzo é um dos minerais mais abundantes da crosta terrestre, devido a sua importância diversos trabalhos têm sido realizados visando estabelecer a relação entre as cores obtidas por catodoluminescência (CL) com a sua origem e possíveis implicações em estudos de proveniência (Augustsson & Bahlburg 2003, Bernet & Bassett 2005, Boggs *et al.* 2002, Götze *et al.* 2001, Matter & Ramseyer 1985, Zinkernagel 1978). As características da CL dependem de variações de pressão, temperatura, ambiente geoquímico e de eventos subsequentes durante o desenvolvimento dos cristais de quartzo (Augustsson & Bahlburg 2003). Deste modo, assumindo que as propriedades de CL dos grãos de quartzo nas rochas sedimentares permaneceram inalteradas a partir da fonte original, o uso do sinal de CL quando combinado com outras técnicas pode ser usado como um indicador de proveniência.

A luminescência do quartzo geralmente é fraca em temperatura ambiente, porém é altamente variável conforme diferentes condições de formação. O sinal de CL visível do quartzo consiste em várias bandas de emissão principalmente nos intervalos de comprimento de onda do azul (460-490 nm) e do vermelho (610-640 nm) (Götze *et al.* 2001). Nos arenitos da Formação Alter do Chão os espectros de CL foram medidos para grãos de quartzo selecionados aleatoriamente, totalizando 100 para cada uma das 33 lâminas polidas estudadas. Os resultados obtidos mostraram que os grãos de quartzo apresentam CL vermelho, azul, violeta e marrom, com diferentes intensidades (Fig. 12). Das amostras analisadas, cerca de

47% dos grãos foram classificados como marrom avermelhado, 31% como azul escuro, 10% como azul brilhante, 7% como vermelho brilhante e 5% como violeta.

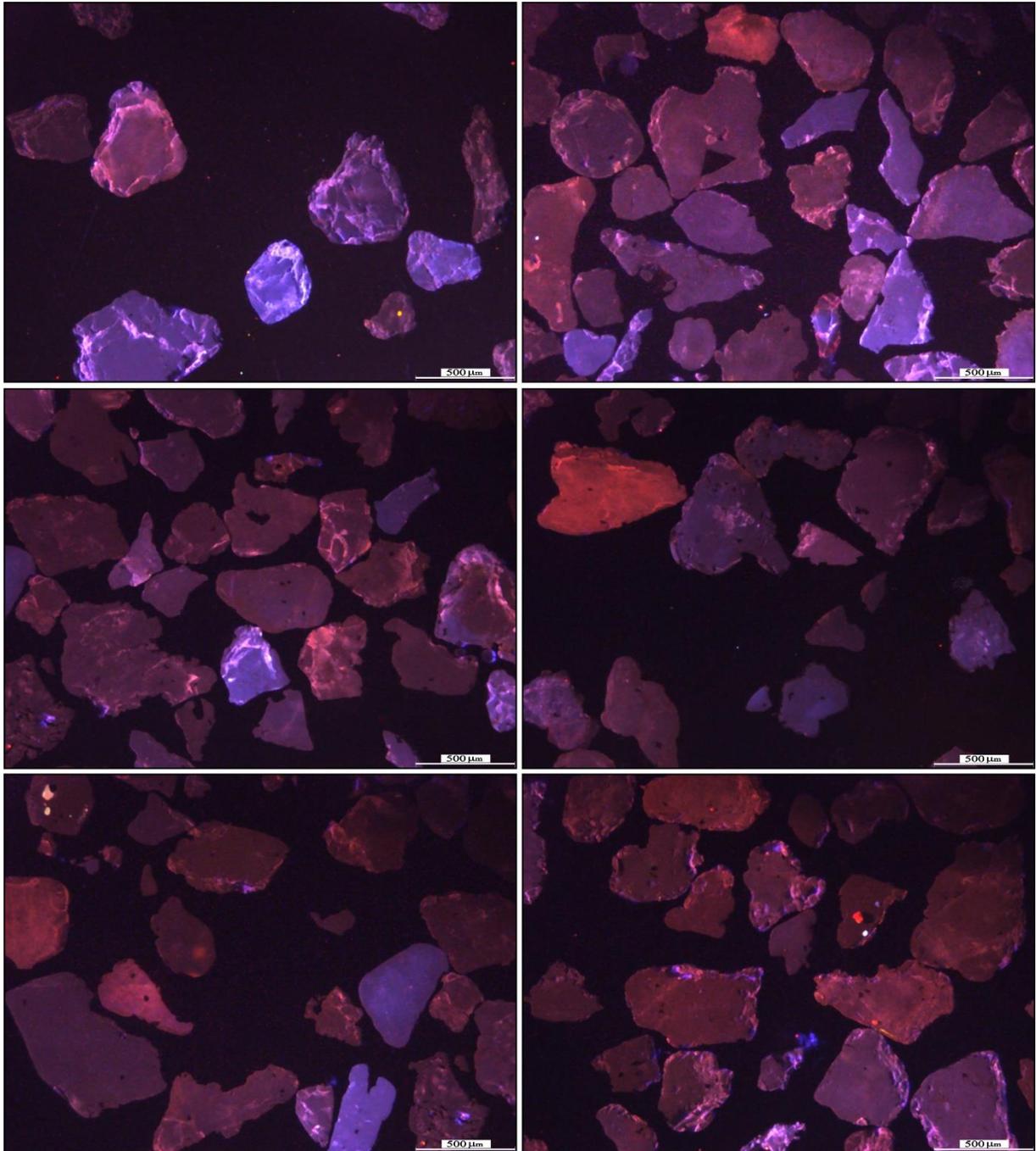


Figura 12 – Fotomicrografias mostrando os principais aspectos luminescentes reconhecidos em grãos de quartzo dos arenitos da Formação Alter do Chão.

Os grãos de quartzo com luminescência vermelha ou azul brilhante geralmente indicam cristalização em altas temperaturas e com rápido resfriamento, e costumam ocorrer em rochas vulcânicas ou afetadas por metamorfismo de contato. Por outro lado, quando as temperaturas de cristalização são mais baixas e resfriamento lento, o sinal CL é menos intenso

e os grãos normalmente aparecem em azul escuro, caracterizando rochas plutônicas (Augustsson & Bahlburg 2003, Augustsson & Reker 2012, Boggs *et al.* 2002). Conforme Zinkemagel (1978), a origem da luminescência marrom avermelhada está relacionada metamorfismo de baixo grau, enquanto o espectro violeta possui origem vulcânica. Zinkemagel (1978) destaca que existe uma intensidade crescente geral no sinal de CL com aumento da temperatura de formação, indicando luminescências de maior intensidade em quartzos vulcânicos quando comparados com os de origem metamórfica. A observação dos sinais de CL mostra que os arenitos da Formação Alter do Chão têm uma população de grãos de quartzo com múltiplas origens a partir de rochas ígneas e metamórficas, reafirmando os resultados obtidos a partir da assembleia de minerais pesados. Entretanto, Boggs *et al.* (2002) destacam que é necessário cuidado ao interpretar os resultados obtidos por catodoluminescência, pois a codominância dos espectros azul e vermelho no quartzo pode dificultar a diferenciação deste mineral em diferentes tipos rochas.

3.4. GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÃO DETRÍTICO

A datação de zircões detriticos pelo método U-Pb constitui uma importante ferramenta nos estudos de proveniência sedimentar, pois indica o limite máximo de deposição através da idade dos zircões mais jovens (Andersen 2005, Bingen *et al.* 2001, Fedo *et al.* 2003,). A elevada estabilidade física e química deste mineral permite que a idade de uma população de zircão detritico não seja afetada pelos vários processos de fracionamento durante o ciclo sedimentar, refletindo diretamente a proveniência de rochas sedimentares (Morton *et al.* 1996, Moecher & Samson 2006). A confiabilidade de idades geocronológicas de zircão detritico é baseada em uma quantidade de dados estatisticamente significativa, sendo necessária uma obtenção entre 50 e 75 idades para a caracterização das populações de zircões (Cawood & Nemchin 2000, Dodson *et al.* 1988, Fedo *et al.* 2003, Morton *et al.* 1996, Nelson 2001). Deste modo, foram analisados 450 grãos de zircões detriticos de três amostras de arenitos da Formação Alter do Chão, dentre os quais 262 forneceram resultados concordantes: 96, 95 e 71 idades para as amostras RA-02A, RA-05C e RA-13B, respectivamente. Os resultados destas análises estão reunidos no Apêndice A e representados graficamente na Figura 13.

As idades encontradas nestas análises foram representadas graficamente em diagramas de concórdia (diagrama de Wetherill 1956). Dentre os grãos selecionados, um total de 254 estão distribuídos ao longo da curva de concórdia (Figura 13) e apresentam grau de concordância de 90-110%. Os resultados obtidos indicam que as rochas-fonte dos arenitos da Formação Alter do Chão são predominantemente de idade Proterozoica, representando cerca

de 95% dos dados. Neste quadro, os zircões Mesoproterozoicos (1001-1598 Ma) correspondem a 50% dos resultados, seguidos por zircões Paleoproterozoicos (1611-2158 Ma) que contribuem com aproximadamente 34% das análises e por fim as contribuições Neoproterozoicas (551-998 Ma) que equivalem a 11% das idades. Outras populações de zircões, com menor frequência, são representadas por idades Neo- e Mesoarqueanas (2619-2962 Ma); também foram identificados grãos mais jovens com idades que vão do Cambriano ao Devoniano (362-540 Ma), a idade do zircão mais jovem pode ser interpretada como limite de máxima deposição para a Formação Alter do Chão (Anderson 2005, Cawood *et al.* 2012, Fedo *et al.* 2003, Gehrels 2014, McGee *et al.* 2014).

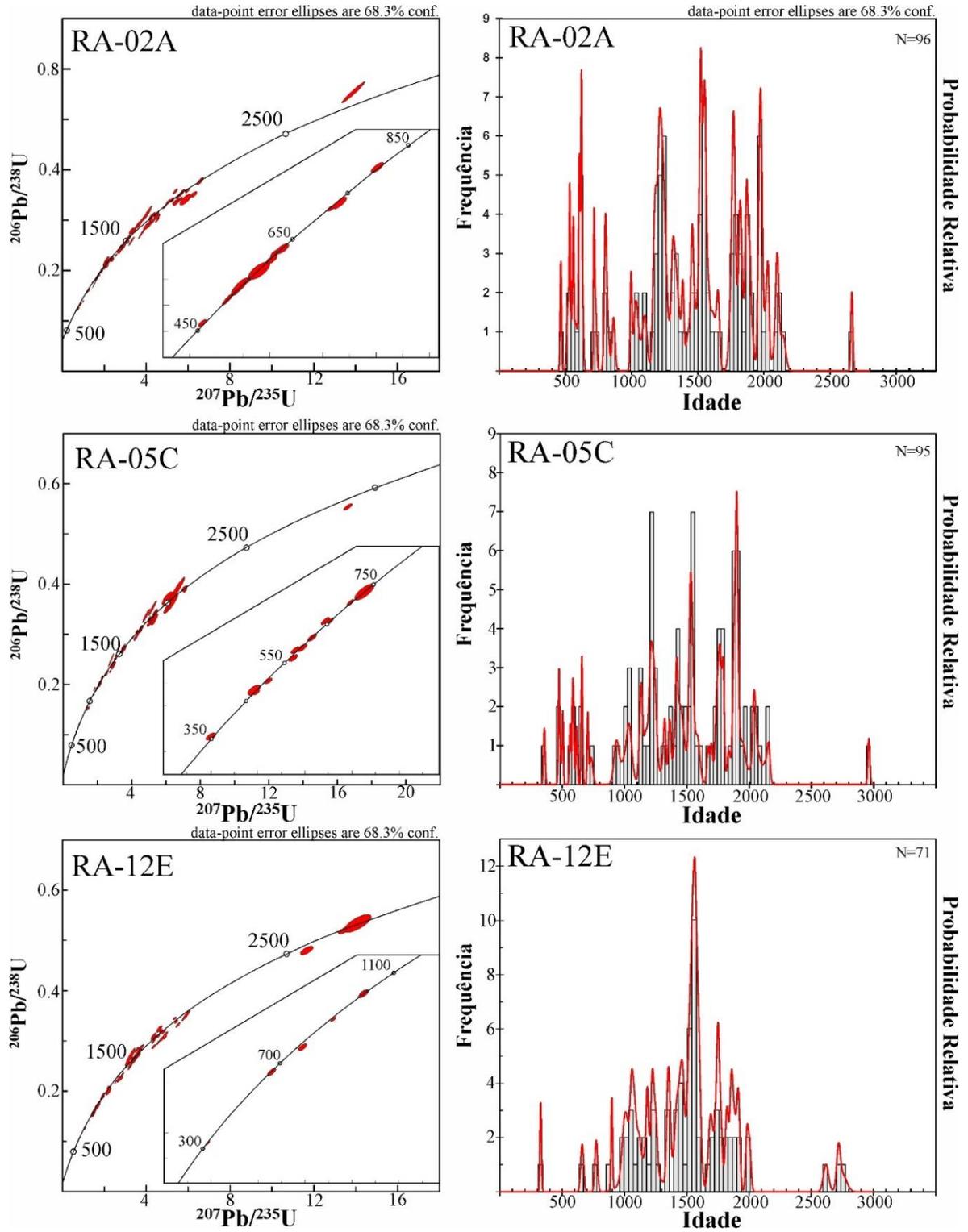


Figura 13 – Histogramas exibindo a frequência relativa das idades dos zircões detríticos nas amostras da Formação Alter do Chão. Diagrama de concórdia mostrando os dados de todos os zircões analisados.

3.5 DISCUSSÃO

3.5.1 Ambiente deposicional

A análise faciológica permitiu o reconhecimento de três associações de fácies atribuídas a depósitos de preenchimento de canal (AF1), preenchimento de canal abandonado (AF2) e de inundação (AF3). Tais características sugerem um sistema fluvial meandrante de alta sinuosidade e carga mista. As medidas de paleocorrentes em arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares apontam que as drenagens migravam para sudoeste. Situações análogas foram descritas em outros afloramentos desta formação, nos quais o fluxo oeste-sudoeste tem sido reafirmado (Abinader 2008, Mendes *et al.* 2012, Mendes 2015).

Geralmente, sistemas fluviais meandrantos são compostos por um canal ativo, meandros abandonados e uma série de outros depósitos externos ao canal (Walker & Cant 1984). Neste sentido, os depósitos fluviais da Formação Alter do Chão caracterizam-se pela presença de ciclos de granodecrescência ascendente, representados por camadas de *lag* residual na base, sobrepostos por fácies arenosas de barras longitudinais e de acreção lateral que preenchem o canal fluvial, e sucedidos por depósitos de *overbank* adjacentes ao canal. A gradação de fácies conglomeráticas para arenitos progressivamente mais finos reflete uma redução nas condições hidrodinâmicas deste paleoambiente, esta perda de energia possibilitou a migração de marcas onduladas sob alta taxa de suspensão dando origem a laminações cruzadas cavalgantes no topo destas barras.

As espessas camadas de siltitos/argilitos descritas nos afloramentos estudados podem estar relacionadas a áreas de abandono de canais, por avulsão ou estrangulamento de meandros, que foram preenchidos durante períodos de inundação. Durante o transbordamento do canal principal, fluxos de água com elevadas concentrações de sedimentos rompem o dique marginal e se espraiam formando depósitos agradacionais sobre a planície de inundação. Entretanto, sucessões granocrescentes podem ocorrer localmente e estão associadas aos depósitos de *crevasse splay*, que são progradantes em corpos de águas paradas presentes na planície de inundação. A presença de bioturbações e porções com mosqueamento nas camadas de pelito indicam que estes depósitos eram rotineiramente submetidos a exposição subárea (Melchor *et al.* 2012).

3.5.2 Proveniência

3.5.2.1 Considerações paleogeográficas

A Bacia do Amazonas está localizada na porção norte da Plataforma Sul-Americana, que por sua vez tem consolidação relacionada ao final do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano apresentando complexa evolução bem retratada no caráter policíclico do embasamento. Os registros geológicos ocorridos do Paleoarqueno (3,5 Ga) ao Eo-Ordoviciano (0,50-0,48 Ga) resultariam de orogenias em escala global que condicionaram fusão/aglutinação de supercontinentes, e de seus subsequentes eventos de tafrogênese e fissão (Schobbenhaus & Brito Neves 2003). Após estes eventos, houve o período de estabilização no qual foram estabelecidas importantes bacias sedimentares intracratônicas brasileiras.

Posteriormente, durante o Neocretáceo, houve a individualização da Plataforma Sul-Americana devido ao processo de fragmentação do Gondwana culminando na ruptura e separação entre a América do Sul e a África (Almeida & Carneiro 2004). Registros de ingressões marinhas durante este período são frequentes em diversas áreas do planeta (Vail *et al.* 1977); no interior do Brasil estes eventos ocorreram entre o Aptiano e o Albiano, e parte do Cenomaniano, limitando-se à Bacia do Parnaíba e área vizinha do Nordeste Oriental, e também na Bacia Sanfranciscana (Almeida & Carneiro 2004). O clima era relativamente quente no Cretáceo Inferior tornando-se progressivamente mais úmido no Cretáceo Superior. Na Bacia do Amazonas as condições climáticas úmidas são atestadas pela presença de bandas ferrosas lateríticas em alguns níveis arenosos da Formação Alter do Chão (Eiras *et al.* 1994, Cunha *et al.* 1994, 2007). Durante a deposição desta unidade, a drenagem principal deslocava-se no sentido de leste para oeste desaguando no Oceano Pacífico, tendo sido denominada de “Rio Sanozama” por Almeida (1974).

Conforme Almeida (1967), o Cretáceo Superior na região amazônica foi marcado pela presença de terrenos geomorfologicamente elevados, que atuaram como potenciais áreas-fontes para a Formação Alter do Chão. A origem destas áreas foi relacionada a processos erosivos e pulsos distensivos ocorridos ao longo do Cretáceo, que culminaram na origem de serras fortemente controladas por estruturas pré-cambrianas, e falhas normais e transcorrentes geradas em vários episódios tectônicos (Soares Jr. *et al.* 2011). Dentre as feições estruturais estabelecidas, destaca-se o surgimento do Arco do Gurupá (durante o Cretáceo Inferior) devido ao sistema de falhas que originaram a Bacia do Marajó (Costa *et al.* 2002). Durante o Cretáceo, o Arco de Gurupá funcionou como uma barreira que separava a sedimentação essencialmente continental da bacia do Amazonas, da sedimentação com influência marinha ocorrida na Bacia do Marajó. Segundo Soares Jr. *et al.* (2011), o desenvolvimento deste arco

expôs rochas paleozóicas da Bacia do Amazonas e do embasamento pré-cambriano, sendo apontado como principal fornecedor dos sedimentos que preencheram os depocentros da bacia. Na transição entre o Mesozoico e o Cenozoico a região do arco foi submetida à subsidência, favorecendo o início da deposição paleógena.

3.5.2.2. Áreas fonte

A natureza das rochas-fontes da Formação Alter do Chão foi demonstrada através da mineralogia dos arenitos analisados, estes foram classificados por Mendes (2015) como quartzo-arenitos que, por sua vez, tem proveniência atribuída a regiões de blocos continentais (Dickinson 1985). Os sinais de luminescência obtidos em grãos de quartzo indicam mistura de fontes ígneas e metamórficas, corroborando a hipótese de procedência a partir de áreas cratônicas. Fontes metassedimentares foram atestadas pela presença de estauroлита, cianita, sillimanita, andalusita e granada almandina, que indicam proveniência a partir de metapelitos em zonas de metamorfismo regional de médio a alto grau (Klein 2002), porém a andalusita é mais recorrente em áreas de metamorfismo de contato (Deer *et al.* 2014).

Rutilo e turmalina indicam contribuições metamórficas, entretanto estes minerais podem ocorrer com menor frequência em rochas ígneas. Nos zircões, o zoneamento concêntrico e as inclusões caracterizam fontes ígneas (Corfu *et al.* 2003), ao passo que superfícies sujas e inclusões indiferenciáveis à microscopia convencional, sugerem fontes metamórficas (Motta 2008). Adicionalmente, o alto grau de arredondamento exibido por alguns minerais pode refletir o seu caráter policíclico indicando procedência a partir de depósitos sedimentares, possivelmente rochas paleozoicas da Bacia do Amazonas que foram expostas com o soerguimento do Arco do Gurupá ou coberturas sedimentares presentes no Cráton Amazônico. Em contrapartida, minerais com formas subédricas e euédricas sugerem sedimentos de primeiro ciclo (Nascimento & Góes 2005).

De acordo com Hoorn *et al.* (2010), as atuais direções de paleocorrentes, idades de zircões detríticos, assinaturas isotópicas, características sedimentológicas, bem como a distribuição geográfica da Formação Alter do Chão sugerem fontes a partir áreas cratônicas (Escudo das Guianas ao norte, e Escudo Brasil Central ao sul). Dados geocronológicos indicaram que rochas com idades neoproterozoicas (551-998 Ma), mesoproterozoicas (1001-1598 Ma) a paleoproterozoicas (1611-2158 Ma) foram as principais fontes para a Formação Alter do Chão na área de estudo. Terrenos neoproterozoicos ocorrem em discordância angular ou por cavalgamento sobre unidades arqueanas e paleoproterozoicas na borda oriental do Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000, Gorayeb *et al.* 2008, Paixão & Gorayeb 2014), e

compreendem uma sucessão de rochas metassedimentares, em sua maioria, do Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978) pertencente ao Cinturão Araguaia (Hasui *et al.* 1984).

Fontes meso- e paleoproterozoicas estão inseridas no contexto do Cráton Amazônico, que tem sido historicamente subdivido em províncias tectono-geocronológicas conforme as propostas de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000, 2008) e desponta como principal fonte de sedimentos para sistemas fluviais durante a maior parte da história geológica da América do Sul (Hoorn *et al.* 2010). Zircões com idades de 1457 e 1103 Ma poderiam estar relacionados a rochas mesoproterozoicas da Província Sunsás e Faixa de Cisalhamento K'Mudku (1,45-1,10 Ga) (Santos *et al.* 2000, 2008), sudoeste do Cráton Amazônico e norte da Bacia do Amazonas (no Escudo das Guianas), respectivamente. Porém, a história geológica sugere que a deposição da Formação Alter do Chão ocorreu em um sistema fluvial de alta energia com direção oeste-sudoeste e que suas fontes estariam localizadas preferencialmente a nordeste e leste da área de trabalho (Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007, Mapes 2009, Mendes *et al.* 2012, Mendes 2015). Neste caso, a hipótese de uma fonte a sudoeste parece pouco provável, entretanto contribuições a norte da área não devem ser totalmente descartadas.

Áreas-fonte paleoproterozoicas podem ser atribuídas a Província Amazônia Central, cuja característica mais notável é a significativa associação de rochas vulcano-plutônicas de idade orosiriana e caráter intracontinental (Vasquez *et al.* 2008a). O espectro de idades sugere rochas com afinidades alcalina e cálcio-alcalina do Domínio Irixi-Xingu como os Granitoides Indiferenciados Tipo A (1888 ± 3 e 1887 ± 2 Ma, Paiva Junior *et al.* 2006; 1889 ± 3 Ma, Semblano *et al.* 2016), composta por sienogranitos, quartzo-sienogranitos, e restritamente monzogranito; Tipo I (1921 ± 69 Ma, Macambira & Vale 1997; 1986 ± 2 Ma e 1992 ± 3 Ma, Semblano *et al.* 2016), com monzogranitos, quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos e granodioritos; além das rochas vulcânicas (riolitos e dacitos) e vulcanoclásticas (ignimbritos dacíticos) do Grupo Irixi (1886 \pm 3 Ma, Teixeira *et al.* 2002; 1870 \pm 8 Ma, Lamarão *et al.* 2002; 1988 \pm 2 Ma, Semblano *et al.* 2016). A Suíte Intrusiva Mapuera (1873 \pm 6 Ma, Santos *et al.* 2001; 1865 \pm 15 Ma, Santos 2003; 1889 \pm 2 Ma, Valério 2006), formada por sienogranitos, monzogranitos e feldspato-alcalino granitos, e as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (1896 \pm 7 Ma, Santos *et al.* 2002; 1883 \pm 4 Ma, Valério 2006), ambos no Domínio Erepecuru-Trombetas também podem ter contribuído com material detrítico para a Formação Alter do Chão.

Adicionalmente, terrenos paleoproterozoicas da Província Transamazonas (2,26-2,01 Ga) (Santos *et al.* 2006), denominada como Província Maroni-Itacaiunas por Tassinari &

Macambira (1999, 2004), destacam-se como possíveis área-fonte. Localizada na borda leste da bacia, é caracterizada por complexos granítico-gnáissicos com núcleos granulíticos, além de sequências metavulcano-sedimentares de fácies xisto verde a anfíbolito (Tassinari 1996). Os dados geocronológicos sugerem rochas presentes no Bloco Amapá como prováveis fontes, tais como o Granito Uaiãpi (1753 Ma, Vasquez & Lafon 2001), as Suítes Intrusivas Igarapé Careta (2065 ± 33 Ma; Faraco *et al.* 2004), Parintins (2030 ± 3 Ma; Rosa-Costa *et al.* 2006) e granitoides indiferenciados, todos com ocorrência também no Domínio Carecuru. Quanto a este domínio, podemos relacionar ainda o Granito Paru (2098 ± 2 Ma, Rosa-Costa *et al.* 2006), a Suíte Intrusiva Carecuru (2150 ± 1 e 2139 ± 4 Ma, Rosa-Costa *et al.* 2006) e as sequências metavulcano-sedimentares Fazendinha e Treze de Maio (2151 ± 3 Ma, Rosa-Costa *et al.* 2002) e Serra do Cuiapucu.

No Domínio Paru temos a Suíte Intrusiva Igarapé Urucu (2074 ± 5 Ma, Rosa-Costa *et al.* 2006). No Domínio Bacajá, têm-se o Paragnaisse Ipiaçava (idade de metamorfismo 2,07 Ga, Vasquez 2006) os Granodioritos Sant'Ana (1986 ± 5 Ma; Vasquez *et al.* 2005), Oca (2160 ± 3 Ma, Vasquez 2006); Belo Monte (2154 ± 3 Ma, Macambira *et al.* 2001) e Babaquara (2102 ± 3 Ma, Vasquez *et al.* 2008b); as Suítes Intrusivas Arapari (2086 Ma e 2070 Ma, Santos 2003, Macambira *et al.* 2003, Vasquez *et al.* 2008a) e Jorge João (2077 ± 2 Ma, Vasquez *et al.* 2005); o Complexo Bacajai (2114 Ma e 2094 Ma, Faraco *et al.* 2005, Monteiro 2006); o Monzogranito Piranhaquara (2147 ± 5 Ma, Vasquez *et al.* 2008b); o Metatonalito Tapiranga (2133 ± 10 Ma, Vasquez 2006); e o Granito Canaã (2104 ± 5 Ma, Vasquez *et al.* 2005). Contribuições de terrenos arqueanos com idades entre 2619 e 2962 Ma podem ser associadas a núcleos arqueanos distribuídos na região.

Investigações de proveniência sedimentar nos arenitos da Formação Alter do Chão foram realizadas em estudos anteriores. Para a avaliação das áreas fontes desta formação, Mendes (2015) considerou parâmetros faciológicos, mineralógicos, geocronológicos e medidas de paleocorrentes. Utilizando o método U-Pb por LA-MC-ICP-MS, o autor encontrou idades entre 1730 e 2977 Ma em grãos detríticos de zircão, coletados a partir de arenitos de afloramentos nas proximidades de Santarém, Óbidos, Parintins e Manaus. Mapes (2009) obteve idades U-Pb em zircão detrítico, por LA-MC-ICP-MS, entre 1527 e 3151 Ma em arenitos coletados nos arredores de Óbidos. Entretanto, em ambos os estudos cerca de 70% das idades encontradas apontaram para fontes paleoproterozoicas localizadas a nordeste e leste, estas idades foram correlacionadas a rochas das Províncias Maroni-Itacaiunas e Amazônia Central de Tassinari & Macambira (1999, 2004). Ao passo que, os grãos mais

jovens e mais antigos foram atribuídos a corpos intrusivos e núcleos arqueanos distribuídos nas províncias citadas anteriormente.

Mapes (2009) interpreta que o espectro de idades nos zircões da Formação Alter do Chão indica fontes compatíveis com áreas cratônicas totalmente orientais, e defende que não houve contribuição da porção ocidental do Cráton Amazônico ou da região andina. A ausência de fontes andinas é corroborada por dados geoquímicos e isotópicos encontrados na discriminação de sedimentos andinos e cratônicos (McDaniel *et al.* 1997, Roddaz *et al.* 2005, 2006). Análises realizadas por Allègre *et al.* (1996) na região de Santarém e nos principais tributários do rio Amazonas mostraram que rios cratônicos apresentam menor Nd e maior razões Sr/Sr que os rios andinos, e que as razões Sm/Nd de sedimentos da Formação Alter do Chão diferem dos valores dos atuais sedimentos dos rios andinos (Hoorn *et al.* 2010).

O desenvolvimento do Arco do Gurupá durante o Eocretáceo expôs rochas paleozóicas da Bacia do Amazonas e do embasamento pré-cambriano (Soares Jr. *et al.* 2011), indicando que a região próxima a atual foz do rio Amazonas era elevada naquela época. As rochas expostas teriam sido intensamente erodidas no decorrer do Cretáceo. Costa *et al.* (2002) sugerem que os sedimentos produzidos durante essa erosão foram depositados tanto a leste do arco na Bacia do Marajó, quanto a oeste na Bacia do Amazonas onde estavam sendo gerados os depósitos da Formação Alter do Chão. Dados de traços de fissão de apatita obtidos por Harman *et al.* (1998) na borda oriental do Escudo Brasil Central estimam uma denudação entre 3-7 Km ocorrida após o Paleozoico Médio, admitindo-se como fases dominantes os períodos entre ~130 e 60 Ma, que representam respectivamente, maiores taxas de denudação na margem norte e no interior leste do escudo.

3.5.3 Intemperismo e lateritização

A assembleia mineral original das rochas da Formação Alter do Chão foi provavelmente muito modificada pela ação de processos de intemperismo químico e pelo desenvolvimento de perfis lateríticos. A atuação de intenso e prolongado intemperismo químico favorecem o desenvolvimento de terrenos lateríticos, estes são comuns ao longo do cinturão intertropical entre as latitudes 35°N e 35°S (Anand & Paine 2002). A lateritização causa a alteração química e mineralógica das rochas, dando origem a crostas com texturas variadas e ocorre devido a oscilações climáticas, topográficas, tectônicas, litológicas e temporais, podendo ser interpretada como o resultado de um longo período de exposição subaérea (Horbe *et al.* 2001). A combinação destes fatores possibilita a gênese de uma ampla diversidade de crostas lateríticas (ferruginosas, bauxíticas, fosfáticas e outros), que por serem

produtos de condição climática intertropical tornam-se úteis para as reconstruções paleoclimáticas e paleoambientais (Albuquerque & Horbe 2015).

No contexto da região amazônica, existem registros de pelo menos dois grandes ciclos de lateritização (Costa 1991, Kotschoubey *et al.* 2005, Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Tardy & Roquin 1998, Truckenbrodt *et al.* 1982): o primeiro, possivelmente iniciado no Cretáceo Superior e prosseguindo pelo Eoceno-Oligoceno, foi caracterizado por clima tropical úmido, favorecendo o desenvolvimento de bauxitas; e o segundo, durante o Pleistoceno, foi marcado por regime climático úmido e relativamente seco, possibilitando a origem de crostas lateríticas exclusivamente ferruginosas. Adicionalmente, Abinader (2008) considera que condições tectônicas e paleoclimáticas ocorridas desde o final do Cretáceo até o término do Paleógeno contribuíram para o desenvolvimento de importantes superfícies de descontinuidade entre as unidades estratigráficas da Bacia do Amazonas.

Na área de trabalho essas feições são caracterizadas pela presença de um paleossolo laterítico desenvolvido sobre os depósitos sedimentares da Formação Alter do Chão (Costa 1991, Horbe *et al.* 2001), marcando uma discordância com depósitos cenozoicos. Tal discordância tem sido registrada em outras áreas da Bacia do Amazonas (Abinader 2008, Horbe *et al.* 2009, Mendes *et al.* 2012, Mendes 2015, Rozo *et al.* 2005, Sarges 2008), podendo ser considerada um marco estratigráfico para a correlação da parte superior da Formação Alter do Chão (Horbe *et al.* 2001). Contudo, idades mais precisas dos períodos de lateritização na Amazônia ainda não foram estabelecidas, porém a origem deste paleossolo tem sido relacionada aos efeitos intempéricos do ciclo de lateritização ocorrido durante o Eoceno-Oligoceno, no qual foram geradas as lateritas mais antigas e com perfis bem evoluídos, designadas de maduras por Costa (1991).

As lateritas maduras caracterizam-se pelo desenvolvimento de horizontes bauxíticos, ausentes nas lateritas imaturas (Costa 1991). Deste modo, a ocorrência de importantes depósitos bauxíticos atribuídos a alteração de rochas da Formação Alter do Chão, como os de Juruti e Almeirim, no Estado do Pará, corroboram com a correlação entre a gênese do paleossolo e o evento de lateritização ocorrido no Eoceno-Oligoceno. Horbe *et al.* (2001), sugerem pelo menos duas fases de bauxitização sobre os depósitos desta unidade: (1) registrada em perfis lateríticos com horizontes bauxíticos bem desenvolvidos, como na região do Baixo Amazonas (Boulangé & Carvalho 1997, Lucas 1997); e (2) caracterizada por horizontes reduzidos e fragmentados, provavelmente devido a retrabalhamento durante o Mioceno. Recentemente, através de técnicas paleomagnéticas, fragmentos de crostas lateríticas representativas da evolução de eventos lateríticos na Amazônia foram datados por

Horbe (2014) que encontrou idades entre 28-50 Ma e 10 Ma para crostas bauxíticas e ferruginosas, respectivamente. Estas idades corroboram com a proposta de evolução laterítica policíclica de Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), e com os dados obtidos na Guiana Francesa e no Suriname (Aleva 1981, Tardy & Roquin 1998).

Segundo Lelong *et al.* (1976), o desenvolvimento de horizontes bauxíticos remete a condições de intensa lixiviação causadas pelo intemperismo químico. Tais condicionantes são favoráveis em regiões com clima tropical úmido, relativamente elevadas e bem drenadas, e sob uma densa cobertura de vegetação, permitindo que os efeitos de intemperismo químico prevaleçam sobre a erosão mecânica. Além disso, é necessário que haja estabilidade tectônica durante todo o período de lateritização, visto que movimentos tectônicos podem causar mudanças no relevo e conseqüentemente variações nos regimes hidrológicos superficiais e/ou subsuperficiais, fato que geralmente interrompe a lateritização e causa a destruição das lateritas anteriormente formadas (Biondi 2003).

Neste sentido, os processos de alteração atuantes sobre as rochas da Formação Alter do Chão deram-se sob estabilidade tectônica, clima equatorial e erosão mínima, onde predominou o intemperismo químico *in situ* que favoreceu a evolução de horizontes aluminosos (Horbe *et al.* 2001, 2009). Pressupõe-se que o relevo da área possuía gradiente suave, facilitando a penetração de água no solo e a conseqüente dissolução de elementos mais solúveis e o acúmulo dos menos móveis (Gutiérrez 2005). O fator biológico, como vegetação e micro-organismos, também teria influência relevante na evolução da cobertura laterítica (Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Kotschoubey *et al.* 1997). O desenvolvimento de bauxitas geralmente está associado a áreas com vasta vegetação da floresta tropical com boas condições de drenagem, enquanto que as lateritas ferruginosas são mais comuns relacionados a áreas de savana (Thomas 1994).

3.5.4 Dissolução intraestratal, índice ZTR e textural superficial

Minerais pesados são indicadores sensíveis de proveniência, no entanto, aqueles considerados quimicamente instáveis podem ser dissolvidos por fluidos intraestratais (Blatt & Sutherland 1969, Morton 1985). Como discutido anteriormente o intemperismo químico e a diagênese são os principais modificadores da composição e distribuição mineralógica nos depósitos sedimentares, sendo responsáveis pela dissolução intraestratal e gênese de minerais autigênicos (Bramlette 1941, Nascimento & Góes 2005, Pettijohn 1941, Pettijohn *et al.* 1987). Contudo, Morton (1984) propõe que a composição dos fluidos intraestratais varia conforme o ambiente diagenético, isso resulta em assembleias mineralógicas distintas. Em condições de

soterramento profundo os fluidos intraestratais geralmente são alcalinos, enquanto que em situações de exposição subárea estes fluidos são predominantemente ácidos (Andò *et al.* 2012, Lang 2000, Morton 1984).

Os arenitos da Formação Alter do Chão apresentam um arcabouço incoeso devido ao intemperismo marcante da região amazônica, o que dificulta a avaliação de possíveis aspectos diagenéticos. A abundância de minerais estáveis que, normalmente, permanecem após intemperismo e diagênese nos leva a crer que ambos os processos foram importantes na atual configuração mineralógica da rocha. Contudo, a estabilidade química dos minerais pesados desta unidade é mais compatível com condições de exposição subárea (Morton 1984). Nestes minerais foram observadas uma série de feições de dissolução, especialmente, em estaurolitas, cianitas e turmalinas considerados relativamente resistentes ao intemperismo químico (Morton 1979a, 1979b, 1984, 1985, Morton & Hallsworth 1999, Velbel *et al.* 1996, Velbel 1999). Essas feições também ocorrem, em menor proporção, nos grãos de zircão e rutilo.

Geralmente, os impactos da dissolução intraestratal nas rochas sedimentares é proporcional ao aumento da maturidade mineralógica das assembleias, que por sua vez é atestada pelo índice ZTR (Hubert 1962). Neste sentido, a presença de texturas de corrosão na superfície dos grãos tem sido a evidência mais direta de dissolução intraestratal (Edelman 1931, Edelman & Doeglas 1932, 1934, Morton 1979a, 1984, 1985). A evolução dos aspectos texturais relacionados a dissolução ocorre gradativamente durante a exposição ao intemperismo químico e está condicionada a um conjunto de fatores, sendo a estabilidade química dos minerais um dos mais importantes (Velbel 2007). Pettijohn *et al.* (1987) apontam que o desenvolvimento destas texturas está intimamente relacionado a presença de líquidos intersticiais de composição variável.

Isto é notável na Formação Alter do Chão, visto que os diferentes graus de corrosão observados podem refletir a resistência de cada mineral aos processos intempéricos. As poucas granadas identificadas mostram-se intensamente corroídas, isso se deve ao fato deste mineral ser menos estável em condições de intemperismo do que em soterramento profundo, ao passo que o inverso é verdadeiro para o grupo dos polimorfos de Al_2SiO_5 (Morton 1984). De acordo com Sindowski (1949), as granadas são bastante vulneráveis e podem ser completamente eliminadas em condições de intemperismo em climas úmidos, durante a gênese de depósitos de caulim ou mesmo após a sua deposição. Tal fato sugere uma alta taxa de dissolução nos arenitos estudados, tendo em vista a proporção reduzida, quase nula, deste mineral ao longo dos perfis.

Segundo Morton (1984), essas implicações são fundamentais para a compreensão da natureza da solução intraestratal, pois mostram que não existe uma sequência universal de estabilidade para minerais pesados, como proposto por Pettijohn (1941, 1975), e sim uma ordem de estabilidade altamente influenciada pela química dos fluidos intersticiais, particularmente o pH. Adicionalmente, a persistência de um mineral em determinado ambiente diagenético está associada a uma taxa de dissolução, que por sua vez depende da cinética das reações químicas dos fluidos no interior dos poros (como variações de pressão e temperatura, por exemplo) (Berner 1981, Morton 1984). Em suma, entende-se que a avaliação das ordens de estabilidade pode ser útil na reconstrução da sequência diagenética e paleoambiental de um arenito.

Os elevados valores do índice ZTR obtidos nas amostras estudadas revelam um grau de maturidade composicional de moderado a alto, reafirmando os efeitos da dissolução intraestratal e a consequente eliminação dos minerais instáveis. Como discutido anteriormente, a estabilidade química de um mineral determinará sua resposta ao intemperismo e, este é altamente influenciado por fatores climáticos. No contexto da Formação Alter do Chão, a composição da assembleia mineralógica identificada reflete o intemperismo químico, sob clima tropical úmido, imposto a esta unidade, podendo ser associado ao evento de lateritização responsável pela gênese de depósitos de bauxita no Paleógeno.

CAPÍTULO 4 CONCLUSÕES

A combinação de análises faciológicas, mineralógicas, texturais e geocronológicas possibilitou o estudo de proveniência sedimentar de rochas cretáceas na região de Ponta do Curuá, porção central da Bacia do Amazonas. Foram estudados afloramentos da Formação Alter do Chão com aproximadamente 20 m de espessura e continuidade lateral por centenas de metros, sendo caracterizados por depósitos essencialmente siliciclásticos que registram um paleoambiente fluvial meandrante com alta sinuosidade e carga mista. Este sistema é representado por subambientes de preenchimento de canal, preenchimento de canal abandonado e depósitos de inundação. Adicionalmente, dados de paleocorrentes a partir de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares indicam que o fluxo principal migrava no sentido SW com áreas fontes localizadas para norte e nordeste da região de estudo.

A assembleia de minerais pesados destes arenitos, em grande parte, é composta por zircão, turmalina e rutilo, com menor proporção de cianita, estauroлита, silimanita, andalusita, granada e anatásio. A presença de polimorfos de Al_2SiO_8 , bem como outros minerais ricos em alumínio indicam fontes metassedimentares a partir de pelitos aluminosos. Ao passo que, rutilo e turmalina estão presentes tanto em rochas ígneas quanto metamórficas, sendo mais comuns nestas últimas. Minerais bem arredondados sugerem procedência a partir de depósitos sedimentares, da mesma forma que minerais subédricos e euédricos sugerem sedimentos de primeiro ciclo. A abundância de minerais estáveis é reafirmada pelos altos valores exibidos pelo índice ZTR, indicando um elevado grau de maturidade composicional mostrando que os minerais mais instáveis foram eliminados durante o ciclo sedimentar.

A eliminação destes minerais pode ser atribuída a presença de fluidos intraestratais, decorrentes de processos intempéricos e diagenéticos. Entretanto, os arenitos da Formação Alter do Chão apresentam uma assembleia mineralógica mais compatível com condições de exposição subárea, onde o intemperismo químico seria mais efetivo. Os efeitos da dissolução intraestratal nestes arenitos é diretamente proporcional ao aumento do índice ZTR, e são reconhecidos pela presença de texturas de corrosão na superfície dos minerais desta formação. Deste modo, a assembleia de minerais reflete os efeitos do intenso intemperismo químico, sob clima tropical úmido, imposto da Formação Alter do Chão que seria associado ao evento de lateritização responsável pela gênese de depósitos de bauxita no Paleógeno.

Finalmente, com base em dados geocronológicos obtidos em zircões detríticos pelo método U-Pb foram estabelecidos dois grupos principais de idades: arqueanas (neo- e meso-arqueano) e paleoproterozoicas. Idades entre 1957 e 2037 Ma correspondem a 51% dos zircões analisados, sendo correlacionáveis a rochas ígneas da Província Maroni-Itacaiúnas como as Suítes Intrusivas Igarapé Careta (2065 ± 33 Ma) e Parintins (2030 ± 3 Ma), e granitoides indiferenciáveis no Bloco Amapá e no Domínio Carecuru, além do Granodiorito Sant'Ana (1986 ± 5 Ma) do Domínio Bacajá. Cerca de 43% dos zircões exibem idades entre 1771 e 1906 Ma, que podem ser relacionadas a rochas metamórficas do Cinturão Araguaia. Uma menor contribuição de terrenos arqueanos com idades entre 2529 e 2977 Ma foi associada a rochas da Província Amazônia Central ou ainda a núcleos arqueanos distribuídos na região.

REFERÊNCIAS

- Abinader H.D. 2008. *Depósitos cenozoicos da porção oeste da Bacia do Amazonas*. MS Dissertation, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 98 p.
- Abreu F.A.M. 1978. *Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 90 p.
- Albuquerque M.F.S. & Horbe A.M.C. 2015. Mineralogia, geoquímica e evolução da lateritização em Apuí, sudeste do Amazonas. *Brazilian Journal of Geology*, **45** (4): 569- 590.
- Aleva G.J.J. 1981. Essential differences between the bauxitic deposits along the southern and northern edges of the Guiana Shield, South America. *Economic Geology*, **76**: 1142-1152.
- Allègre C.J., Dupre B., Negrel P., Gaillardet J. 1996. Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo river systems: constraints about erosion processes. *Chem. Geol.*, **131**: 93–112.
- Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM., 36 p (Boletim, 241).
- Almeida F.F.M. 1972. Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. In: IUGS, 24^a Int. Geol. Congr., Montreal, *Actas...*, Section 3 – Tectonics, p. 339-346.
- Almeida F.F.M. & Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (ed.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 43-58.
- Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher, 378p.
- Almeida L.F.G. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: SBG, 38^o Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. *Anais...*, v. 7, p. 175-195.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V, Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, FINEP, p. 183-193.
- Anand R.R. & Paine M. 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **49**: 3-162.
- Andersen T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chem. Geol.*, **216**: 249–270.
- Andò S., Garzanti E., Padoan M., Limonta M. 2012. Corrosion of heavy minerals during weathering and diagenesis: a catalogue for optical analysis. *Sedimentary Geology*, **280**: 165-178.

- Arnot M.J., Lewis J.M., Good T.R. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, **67** (5): 984-987.
- 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.
- Berner R.A. 1981. Kinetics of weathering and diagenesis. *Reviews in Mineralogy*, **8**: 111-134.
- Bernet M. & Bassett K. 2005. Provenance analysis by single-quartz-grain SEM-CL/optical microscopy. *Journal of Sedimentary Research*, **75**: 492-500.
- Bezerra I.S.A.A. 2018. *O Cenozoico Superior do Centro-Oeste da Bacia do Amazonas: paleobontânica do embasamento Cretáceo e evolução do rio Amazonas*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 144 p.
- Bingen B., Davis W.J., Austrheim H. 2001. Zircon U-Pb geochronology in the Bergen Arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway. *Geological Society of America Bulletin*, **113**: 640-649.
- Biondi J.C. 2003. Sistema mineralizador laterítico (residual e/ou supergênico). In: Biondi J.C. (ed.). *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo, Oficina de Textos, p. 377-423.
- Blatt H. & Sutherland B. 1969. Intrastratal solution and non-opaque heavy minerals in shales. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**: 591-600.
- Boggs S.J., Kwon Y.-I., Goles G.G., Rusk B.G., Krinsley D., Seyedolali A. 2002. Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 408-415.
- Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melf A.J., Lucas Y. (ed.). *Brazilian bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p. 55-73.
- Bramlette M.N. 1941. The stability of minerals in sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, **11**: 32-36.
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 34-40.
- Campos J.N.P. & Teixeira L.B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. In: SBG, 35° Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais...*, v. 5, p. 2161-2172.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*, PhD Thesis, Department of Geological Science, University of California, Santa Barbara, 583 p.

- Caputo M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *In: Nascimento R.S.C., Horbe A.C., Almeida C.M. (ed.). Contribuição à geologia da Amazônia.* Manaus, SBGeo-NO, v.7, p. 7-23.
- Cawood P.A. & Nemchin A.A. 2000. Provenance record of a rift basin: U/Pb ages of detrital zircons from the Perth Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*, **134**: 209–34.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, **40**: 875-878.
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **12**: 8-88.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: 2º Congresso Geológico Chileno.* Ciudad de Arica, Chile, *Actas...*, p. 137-148.
- Cordani U.G. & Teixeira W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *In: Hatcher Junior R.D., Carlson M.P., McBride J.H. (ed.). 4-D framework of continental crust.* Geological Society of America, p. 297-320. (Memoir, 220).
- Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinentes. *Gondwana Research*, **15**: 396–407.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**: 469-500.
- Costa M.L. 1984. A dinâmica de formação de lateritas: o exemplo do NE do Pará e NW do Maranhão. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia.* Rio de Janeiro, *Anais...*, v. 10, p. 4823-4837.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **21** (2): 146-160.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Bemerguy R.L., Soares Junior A.V., Villegas J. 2002. Tectonic and paleogeography of the Marajó region, Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74** (3): 519-531.
- Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.D.E., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8**: 47-55.
- Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15** (2): 227-251.
- Daemon R.F. 1975. Contribuições à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**: 78-84.
- Daemon R.F. & Contreiras C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: SBG, 25º Congresso Brasileiro de Geologia.* São Paulo, *Anais...*, v. 3, p. 79-88.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman Y. 2014. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. Lisboa, Portugal, Calouste Gulbenkian, 5^o Edição, 727 p.

Dickinson W.R. 1985. Interpreting relations from detrital modes of sandstone. In: Zuffa G.G. (ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht-Boston, D. Reidel Publishing Company, p. 333–361.

Dino R., Silva O.B., Abrahão D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica dos estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: SBG, 5^o Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro, SP, *Resumos expandidos*. p. 557-565.

Dodson W.H., Compston W., Williams I.S., Wilson J.F. 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society*, **145**: 977-983.

Edelman C.H. 1931. Over bloedverwantschap van sedimenten in verban met het zware mineralen onderzoek. *Geologie en Mijnbouw*, **10**: 122-124.

Edelman C.H. & Doeglas D.J. 1932. Reliktstructuren detritischer Pyroxene und Amphibole. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **42**: 482-490.

Edelman C.H. & Doeglas D.J. 1934. Über Umwandlungserscheinungen an detritischem Stauolith und anderen Mineralien. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **44**: 225-234.

Eiras J.F., Becker C.R., Souza E.M., Gonzaga F.G., Silva J.G.F., Daniel L.M.F., Matsuda N.S., Feijó F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8** (1): 17-45.

Eiras J.F. & Wanderley Filho J.R. 2006. Bacias sedimentares brasileiras (Bacia do Solimões). *Phoenix*, **8**: 1-6.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Moura C.A.V., Macambira M.J.B. 2004. Idades modelo Sm-Nd e idade 207Pb-206Pb em zircão no Distrito de Ipitinga, Reserva Nacional de Cobre e seu associados - RENCA. In: SBG, 42^o Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá, MG, *Anais...*, 1 CD-ROM.

Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**: 277-303.

Franzinelli E. & Igreja H. 2011. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM - A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular encontro das águas manauara. In: Winge M., Schobbenhaus C., Souza C.R.G., Fernandes A.C.S., Berbert-Born M., Sallun Filho W., Queiroz E.T. (ed.). *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. Disponível em <http://sigep.cprm.gov.br/sitio054/sitio054.pdf>.

Gehrels G. 2014. Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **42**: 127-149.

Gobala N.K., Nagendra R., Elango L. 2015. Quartz surface microtextural studies of Cauvery River sediments, Tamil Nadu, India. *Arabian Journal of Geosciences*, **8**: 10665-10673.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas e região adjacente. In: Gorayeb P.S.S. (ed.). *Parque Martírios - Andorinhas: conhecimento, história e preservação*. Belém, EDUFPA, p. 54-75.

Götze J., Plötze M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence of quartz - a review. *Mineralogy and Petrology*, **71**: 225-250.

Gutiérrez M. 2005. *Climatic geomorphology*. Elsevier Science & Technology, 774p.

Harman R., Gallagher K., Brown R., Raza A. 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *J. Geophys. Res.*, **103**: 27091–27105.

Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins: setor setentrional. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (ed.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 137–204.

Higgs R. 1979. Quartz-grain surface features of Mesozoic–Cenozoic sands from the Labrador and western Greenland continental margins. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49** (2): 599-610.

Hoorn C., Wesselingh F.P., ter Steege H., Bermúdez M.A., Mora A., Sevink J., Sanmartín I., Sanchez-Meseguer A., Anderson C.L., Figueiredo J.P., Jaramillo C., Riff D.D., Negri F.R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution and biodiversity. *Science*, **330**: 927–931.

Horbe A.M.C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9** (1): 93-104.

Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M.A., Costa M.L., Suguio K. 2001. A laterização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo, nordeste do Amazonas. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus, SBGeo-NO, v.2, p. 148-176.

Horbe A.M.C., Girão F.E., Horbe M.A. 2009. Intemperismo e geomorfologia na região de Balbina, Nordeste do Amazonas. In: Rizzotto G.J. & Quadros M.L. (ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBGeo-NO, v.6, p. 157-164.

Hubert J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32** (3): 440-450.

Kistler P. 1954. *Historical resume of the Amazon Basin*. Belém, PETROBRAS/RENOR, (Relatório interno).

Klein C. 2002. *Mineral science*. New York, John Wiley & Sons, 646p.

Kotschoubey B. & Truckenbrodt W. 1981. Evolução poligenética das bauxites do distrito de Paragominas-Açailândia (estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **11**: 193-202.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Heironimous B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. *In*: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (ed.). *Brazilian bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p. 75-106.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Calaf J.M.C. 2005. Evolução geológica da porção meridional da província bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (nordeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste de Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **35** (2): 263-272.

Krinsley D.H. & Donahue J. 1968. Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. *Bulletin of the Geological Society of America*, **79**: 743-748.

Krinsley D.H. & Doornkamp J.C. 1973. *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge, Cambridge University Press, 91 p.

Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.

Lang L-O. 2000. Heavy mineral weathering under acidic soil conditions. *Applied Geochemistry*, **15**: 415-423.

Lelong F., Tardy Y., Grandin J.J.T., Boulangé B. 1976. Pedogenesis chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. *In*: Wolf K.H. (ed.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Amsterdam, Elsevier, p. 93-173.

Lucas Y. 1997. The bauxite of Juruti. *In*: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (ed.). *Brazilian bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p. 107-133.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará: texto explicativo*. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).

Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D.C.C., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás: evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. *In*: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*, p 818-821.

Macambira M.J.B., Silva D.C.C., Barros C.E.M., Scheller T. 2003. New isotope evidences confirming the existence of a paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajas Mineral Province. *In*: SSAGI, South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. *Short Papers*, v. 4., p. 205-206.

Mapes R.W. 2009. *Past and present provenance of the Amazon River*. PhD Thesis, University of North Carolina, Chapel Hill, 185 p.

- Mapes R.W., Nogueira A.C.R., Coleman D.S., Leguimazon Veja A.M. 2006. Evidence for continent scale drainage inversion in the Amazon Basin since the Late Cretaceous. *In: GSA, Geological Society of America Abstracts with Programs, Philadelphia. Abstract*, v. 38, p 518.
- Margolis S.V. & Krinsley D.H. 1971. Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. *Bulletin of the Geological Society of America*, **82**: 3395-3406.
- Margolis S.V. & Krinsley D.H. 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *American Journal of Science*, **274**: 449-464.
- Matsuda N.S., Winter W.B., Wanderley Filho J.R., Cacela A.S.M. 2010. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós-Estado do Pará. *Boletim de Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, **18** (1): 123-152.
- Matter A. & Ramseyer K. 1985. Cathodoluminescence microscopy as a tool for sedimentary provenance studies of sandstones. *In: Zuffa G.G. (ed.). Provenance of arenites*. Dordrecht-Boston, D. Reidel Publishing Company, p. 191-211.
- McDaniel D.K., McLennan S.M., Hanson G.N. 1997. Provenance of Amazon fan muds; constraints from Nd and Pb isotopes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **155**: 169–176.
- McGee B., Collins A.S., Trindade R.I.F., Payne J. 2014. Age and provenance of the Cyrogenian to Cambrian passive margin to foreland basin sequence of the northern Paraguay Belt, Brazil. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **127**: 76-86.
- Melchor R.N., Genise J.F., Buatois L.A., Umazano A.M. 2012. Fluvial environments. *In: Knaust D. & Bromley R.G. (ed.). Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Elsevier B.V., p. 329-378. (Developments in Sedimentology, 64).
- Mendes A.C. 2015. *Fáceis e proveniências de depósitos siliciclásticos cretáceos e neógenos da Bacia do Amazonas: implicações para a história evolutiva do Proto-Amazonas*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 117 p.
- Mendes A.C., Truckenbrodt W., Nogueira A.C.R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **42** (1): 39-57.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13**: 1-62.
- Moecher D.P. & Samson S.D. 2006. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **247**: 252-266.
- Monteiro P.C. 2006. *Investigação do limite entre os domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, Amazônia Central*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.

- Moral Cardona J.P., Gutiérrez Mas, J.M., Sánchez Béllon A., Domínguez-Bella S., Martínez López J. 2005. Surface textures of heavy-mineral grains: a new contribution to provenance studies. *Sedimentary Geology*, **174**: 223–235.
- Morton A.C. 1979a. Depth control of intrastratal solution of heavy minerals from the Palaeocene of the North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49** (1): 281-286.
- Morton A.C. 1979b. Surface features of heavy mineral grains from Palaeocene sands of the central North Sea. *Scottish Journal of Geology*, **15**: 293-300.
- Morton A.C. 1984. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, **19**: 287-308.
- Morton A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa G.G. (ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht-Boston, D. Reidel Publishing Company, p. 249–277.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **90**: 241-256.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**: 3-29.
- Morton A.C., Claoué-Long J.C., Berge C. 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *Journal of the Geology Society*, **153**: 915-929.
- Motta M.B. 2008. *Proveniência da Formação Içá e de sedimentos do rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru, Amazonas*. MS Dissertation, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 111 p.
- Nascimento M.S. & Góes A.M. 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do rio Capim, sul da sub-bacia de Cametá. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **35**: 49-58.
- Nelson D.R. 2001. An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircons. *Sedimentary Geology*, **141-142**: 37-60.
- Nickel E. 1973. Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal dissolution. *Contributions to Sedimentology*, **1**: 1-68.
- Paiva Junior, A.L., Lamarão, C.N., Fernandes, C.M.D., Pinho, S.C.C., Cruz, V.L. 2006. Petrografia e geocronologia Pb-Pb do granito Santa Rosa, região São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos expandidos*, 1 CD-ROM.
- Paixão M.A.P. & Gorayeb P.S.S. 2014. Metalogênese da Faixa Araguaia. In: Silva M.G, Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (ed.). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, p. 467-488.

- Pettijohn F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journal of Geology*, **49** (6): 610-625.
- Pettijohn F.J. 1975. *Sedimentary rocks*. New York, Harper and Row Publishers, 628p.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Seiver R. 1987. *Sand and sandstones*. Berlin, Springer-Verlag, 553p.
- Price L.I. 1960. Dentes de Therapoda num testemunho de sonda, no Estado do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **32** (1): 79-84.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, 549 p.
- Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Herail G. 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth Planet Sci Lett*, **239**: 57–78.
- Roddaz M., Viers J., Brusset S., Baby P., Boucayrand C., Herail G. 2006. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chem. Geol.*, **226**: 31–65.
- Rosa-Costa L.T., Macambira E.M.B., Vasquez M.L., Lafon J.M., Ricci P.S.F. 2002. Idades de rochas metavulcânicas félsicas do sudeste do Escudo das Guianas. *In: SBG, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Belém. Resumos*, p. 46.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**: 277-300.
- Rossetti D.F. & Netto R.G. 2006. First evidence of marine influence in the cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **27**: 513-528.
- Rozo J.M.G., Nogueira A.C.R., Horbe A.M.C., Carvalho A.S. 2005. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. *In: Horbe A.M.C. & Souza V.S. (ed.). Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus, SBGeo-NO, v.4, p. 201-207.
- 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. (ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 169-198.
- Santos J.O.S., Hartman L.A., Gaudette H., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and the U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 435-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 279-299.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton: evidence from baddeleyite and zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **15** (4): 409-429.

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** (1): 73-109.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumo expandido*, p. 156-159.

Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., McNaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165** (3): 120-152.

Sarges R.R. 2008. *Relações entre as estruturas tectônicas, sedimentação coluvial e geomorfogênese da região de Manaus. Amazonas*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121 p.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul Americana. In: Bizzi A.L., Schobbenhaus C., Vidotti M.R., Gonçalves J.H. (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, p. 5-54.

Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, MME-DNPM, 501p.

Semblano F.R.D., Pereira N.C.S., Vasquez M.L., Macambira M.J.B. 2016. Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Iriri-Xingu, Província Amazônia Central: implicações para a idade do Grupo Iriri. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **16** (3): 19-38.

Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 2010. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>

Sindowski F.K.H. 1949. Results and problems of heavy mineral analysis in Germany: a review of sedimentary-petrological papers, 1936-1948. *Journal of Sedimentary Petrology*, **19**: 3-25.

Soares Junior A.V., Hasui Y., Costa J.B.S., Machado F.B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem atlântica equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Revista Geociências*, **30** (4): 669-692.

Tardy Y. & Roquin C. 1998. *Dérive des continents paléoclimats at alterations tropicales*. Orléans, France, BRGM, 473 p.

- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 p.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (ed.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-485.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés 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. (ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st, Int. Geol. Congr., p. 41-95.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R., Macambira E.M.B. 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**: 257-275.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- Thomas M.F., 1994. *Geomorphology in the tropics*. A study of weathering and denudation in low latitudes. Chichester, Wiley, 460p.
- Thomaz-Filho A., Antonioli L., Mizusaki A.M.P. 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, **38** (2): 128-137.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Góes A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região Amazônica. In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais...*, v. 1, p. 201-209.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Schellmann W. 1991. Composition and origin of the clay cover on north Brazilian laterites. *Geologische Rundschau*, **80** (3): 591-610.
- Vail P.R., Mitchum R.M.J., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton C.E. (ed.). *Seismic stratigraphy - applications of hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, p. 49-212.
- Valério C.S. 2006. *Magmatismo Paleoproterozoico do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão*. MS Dissertation, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 112 p.

- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008a. Compartimentação tectônica. *In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (ed.). Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará.* Belém, CPRM, p. 39-112.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008b. Unidades litoestratigráficas. *In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (ed.). Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: sistema de informações geográficas: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará.* Belém, CPRM, p. 113-215.
- Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico.* PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.
- Vasquez M.L. & Lafon J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas? Estados do Amapá e Pará. *In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Resumos expandidos,* p. 961-964.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da Região Irixi-Xingu, Pará - novos dados geológicos e geocronológicos. *In: Horbe A.M.C. & Souza V.S. (ed.). Contribuições à geologia da Amazônia.* Manaus, SBGeo-NO, v.4, p. 16-31.
- Velbel M.A. 1999. Bond strength and the relative weathering rates of simple orthosilicates. *American Journal of Science*, **299**: 679-696.
- Velbel M.A. 2007. Surface textures and dissolution processes of heavy minerals in the sedimentary cycle: examples from pyroxenes and amphiboles. *In: Mange M.A. & Wright D.T. (ed.). Heavy minerals in use.* Amsterdam, Elsevier, p. 113-150. (Developments in Sedimentology Series, 58).
- Velbel M.A., Basso C.L., Zieg M.J. 1996. The natural weathering of staurolite: crystal-surface textures, relative stability, and the rate-determining step. *American Journal of Science*, **296**: 453-472.
- Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): from sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, **128**: 93-104.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G. & James N.P. (ed.). Facies models – response to sea level change.* Ontario, Geological Association of Canadá, p. 1-14.
- Walker R.G. & Cant D.J. 1984. Sand fluvial systems. *In: Walker R.G. (ed.). Facies models.* Ontario, Geological Association of Canada, p. 71-90.
- Wanderley Filho J.R. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento.* MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 125 p.

Wanderley Filho J.R., Melo J.H.G., Fonseca V.M.M., Machado D.M.C. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Amazonas. *Phoenix*, **7** (82): 01-07.

Wetherill G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transactions of the American Geophysical Union*, **37**: 320-326.

Wizevic M.C. 1991. Photomosaic of outcrops: useful photomographic techniques. *In*: Miall A.D. & Tyler N. (ed.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Oklahoma, Society for Sedimentary Geology, SEPM, p. 22-24. (Special Publication, 3).

Zalán P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (ed.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 595-612.

Zinkernagel U. 1978. *Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology*. Califórnia, Schweizerbart, 69p. (Contributions to Sedimentology, 8).

APÊNDICE A

Dados da datação de zircão detríticos dos arenitos da Formação Alter Chão pelo método U-Pb.

Razão isotópica					Idade estimada					
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$
Formação Alter do Chão - Alter do Chão										
4.966	1.035	0.333	0.802	0.877	1771	12	1814	9	1851	13
4.704	1.910	0.314	0.873	0.661	1775	31	1768	16	1762	13
4.334	1.164	0.289	0.878	0.732	1778	14	1700	10	1637	13
4.637	0.893	0.308	0.724	0.782	1783	10	1756	7	1733	11
4.363	1.437	0.290	1.013	0.690	1787	18	1705	12	1639	15
4.814	2.098	0.319	1.627	0.770	1788	24	1787	18	1787	25
4.769	1.089	0.312	0.776	0.681	1813	14	1779	9	1751	12
5.166	0.907	0.334	0.784	0.845	1834	8	1847	8	1859	13
4.929	0.736	0.318	0.591	0.753	1840	8	1807	6	1779	9
5.134	1.184	0.327	0.978	0.812	1861	12	1842	10	1825	16
5.176	1.643	0.329	1.311	0.789	1865	18	1849	14	1835	21
5.596	1.544	0.354	1.290	0.828	1873	15	1916	13	1955	22
5.610	1.852	0.355	1.520	0.920	1874	19	1918	16	1959	26
5.674	3.228	0.358	2.014	0.619	1877	45	1927	28	1975	34
5.202	1.162	0.328	0.957	0.808	1878	12	1853	10	1831	15
5.213	0.924	0.328	0.750	0.784	1881	10	1855	8	1831	12
5.733	1.049	0.361	0.944	0.890	1882	8	1936	9	1988	16
5.138	0.907	0.323	0.672	0.835	1884	11	1842	8	1805	11
5.214	1.064	0.328	0.900	0.901	1887	10	1855	9	1827	14
4.969	1.410	0.312	1.311	0.926	1887	9	1814	12	1751	20
6.067	1.052	0.381	0.895	0.835	1888	10	1986	9	2080	16
5.844	0.961	0.367	0.808	0.821	1889	9	1953	8	2014	14
5.589	1.337	0.351	1.160	0.860	1890	12	1914	12	1937	19
5.660	1.053	0.355	0.942	0.885	1890	8	1925	9	1958	16
5.436	1.759	0.341	1.293	0.725	1892	21	1891	15	1889	21
5.884	1.195	0.367	1.045	0.864	1900	10	1959	10	2015	18
4.754	2.069	0.296	1.860	0.965	1901	16	1777	17	1673	27
4.286	1.520	0.266	1.326	0.866	1906	13	1691	13	1523	18
6.207	1.837	0.375	0.879	0.699	1957	29	2005	16	2053	15
5.960	2.860	0.357	2.511	0.879	1973	24	1970	25	1968	43
5.654	1.076	0.338	0.872	0.790	1976	11	1924	9	1877	14
5.453	1.771	0.326	1.702	0.960	1977	9	1893	15	1818	27
6.376	1.110	0.381	0.962	0.855	1977	10	2029	10	2080	17
5.921	0.898	0.354	0.751	0.813	1978	9	1964	8	1952	13
6.141	1.113	0.367	0.999	0.889	1978	9	1996	10	2014	17
6.247	1.091	0.372	0.970	0.880	1981	9	2011	10	2040	17
5.944	1.179	0.353	1.097	0.926	1985	8	1968	10	1951	18
6.022	0.985	0.358	0.680	0.814	1988	13	1979	9	1970	12

5.610	2.136	0.333	2.000	0.975	1989	13	1918	18	1852	32
6.126	1.312	0.363	1.220	0.926	1991	9	1994	11	1997	21
5.482	1.519	0.325	1.364	0.894	1991	12	1898	13	1814	22
5.584	1.273	0.331	1.184	0.926	1993	8	1914	11	1841	19
6.859	1.558	0.406	1.159	0.890	1994	19	2093	14	2196	22
6.097	1.160	0.359	0.784	0.814	2000	15	1990	10	1980	13
5.601	1.062	0.330	0.895	0.827	2001	10	1916	9	1839	14
6.014	1.742	0.352	0.947	0.522	2011	26	1978	15	1946	16
5.284	1.411	0.309	1.008	0.697	2015	17	1866	12	1735	15
6.915	1.028	0.404	0.866	0.825	2016	10	2101	9	2188	16
6.315	1.302	0.367	0.777	0.768	2025	19	2021	11	2017	13
6.276	0.829	0.364	0.753	0.893	2029	6	2015	7	2001	13
6.837	1.505	0.395	1.098	0.715	2035	18	2091	13	2147	20
6.608	1.812	0.382	1.747	0.964	2037	8	2060	16	2084	31
10.799	0.626	0.469	0.563	0.866	2529	5	2506	6	2478	12
16.469	0.983	0.561	0.833	0.829	2927	8	2904	9	2872	19
16.878	0.790	0.558	0.676	0.827	2977	7	2928	8	2857	16
