



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CAMPUS UNIVERSITÁRIO DE MARABÁ
FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PETROLOGIA DA
SUCESSÃO SILICICLÁSTICA DO GRABEN DE JAIBARAS
(CAMBRO-ORDOVICIANO), PROVÍNCIA BORBOREMA,
NW DO CEARÁ**

Michel Silva Costa

MARABÁ – 2011

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PETROLOGIA DA
SUCESSÃO SILICICLÁSTICA DO GRABEN DE JAIBARAS
(CAMBRO-ORDOVICIANO), PROVÍNCIA BORBOREMA,
NW DO CEARÁ**

Michel Silva Costa

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará
– UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

MARABÁ – PARÁ
SETEMBRO DE 2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca II da UFPA. CAMAR, Marabá, PA

Costa, Michel Silva

Sistemas deposicionais e petrologia da sucessão siliciclástica do Gráben de Jaibaras (cambro-ordoviciano), Província Borborema, NW do Ceará / Michel Silva Costa; Orientador, Marivaldo dos Santos Nascimento. — 2011.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Campus Universitário de Marabá, Faculdade de Geologia, Marabá, 2011.

1. Geologia histórica - Ceará. 2. Sedimentos (Geologia). 3. Fácies (Geologia). 4. Petrologia. I. Nascimento, Marivaldo dos Santos, orient. II. Título.

CDD: 22. ed.: 551. 73098131

MICHEL SILVA COSTA

**SISTEMAS DEPOSICIONAIS E PETROLOGIA DA
SUCESSÃO SILICICLÁSTICA DO GRABEN DE JAIBARAS
(CAMBRO-ORDOVICIANO), PROVÍNCIA BORBOREMA,
NW DO CEARÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia da Universidade Federal
do Pará – UFPA, Campus Universitário de
Marabá, em cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos
Nascimento

Data de aprovação: ____/____/____

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Prof. Marivaldo S. Nascimento – Orientador

Geólogo - Doutor
Universidade Federal do Pará
Faculdade de Geologia de Marabá

Prof. Francisco de Assis Matos de Abreu – Membro

Geólogo - Doutor
Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências

Prof. Antônio Emídio dos Santos Júnior – Membro

Geólogo - Doutor
Universidade Federal do Pará
Faculdade de Geologia de Marabá

AGRADECIMENTOS

Exprimo neste, minha gratidão às pessoas e instituições que contribuíram direta ou indiretamente para realização deste trabalho de conclusão de curso, em especial à:

- Universidade Federal do Pará, pela infra-estrutura e material utilizados;
- FAGEO Marabá, pelo corpo docente empenhado na formação de bons geólogos;
- Projetos CNPq/CT-Mineral (Proc.566541/2008-7), FAPESPA/UNIVERSAL (135/2008), e CPRM pelo apoio financeiro ao trabalho;
- CNPq/ITI (2009-2010) pela concessão da bolsa de estudo;
- Professor e orientador Marivaldo S. Nascimento, pelo incentivo, orientação e discussões de trabalho;
- Professor Hilton T. Costi que disponibilizou o Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV), do Instituto Emílio Goeldi/Belém;
- Professores e funcionários do Instituto de Geociências da UFPA, pelo apoio logístico nos trabalhos de campo no Estado do Ceará;
- Estudantes de geologia da UFPA de Belém, pela ajuda nas etapas de campo;
- Colegas de profissão das turmas de Geologia 2006 e 2007, pela companhia nos momentos de estudo e/ou descontração;
- Funcionários da UFPA, Campus de Marabá, que zelam e administram esta instituição;
- Família da Dona Lourdes que sempre me recebeu bem em sua casa;
- Meus avós que me incentivam e apóiam;
- Tâmara Santiago pela revisão e sugestões sobre o texto.

Muito obrigado a lhes retribuir eu estou.

A árvore do conhecimento não é a árvore da vida.

Byron, *Manfred*, ato I, cena 1.

RESUMO

Este trabalho aborda os aspectos faciológicos e petrográficos das sequências deposicionais do Gráben de Jaibaras, no noroeste da Província Borborema (NW do Ceará). O preenchimento sedimentar deste gráben inclui fácies depositadas em regime de fluxo superior condicionado por eventos episódicos de sedimentação. A sucessão sedimentar completa é compreendida na forma de duas sequências formadas em três estágios de evolução da bacia: *sequência inferior* composta pelas formações Massapê e Pacujá, que representam o estágio *sin-rifte* inicial a intermediário; e a *sequência superior* representada pela Formação Aprazível, que se desenvolveu no estágio *sin-rifte* final. A Formação Massapê inclui conglomerados e arenitos de leques aluviais com intercalações de derrames vulcânicos da Suíte Parapuí, que grada para a Formação Pacujá composta de arenitos, siltitos, pelitos e brechas que caracterizam ambientes flúvio-deltaico a marinho. Icnofósseis associados a depósitos transicionais e turbiditos de prodelta sugerem influência marinha. A Formação Aprazível é representada por depósitos de leques aluviais e canais fluviais de alta energia, que ocorrem em discordância às formações Massapê e Pacujá. A fonte detrítica para as formações Massapê e Pacujá foram rochas plutônicas e metamórficas do embasamento adjacentes. Os sedimentos da Formação Aprazível incluem fontes plutônicas (Suíte Meruóca) da borda do Gráben, além das formações Massapê e Pacujá, e metamórficas. As características do arcabouço dos arenitos indicam pouco soterramento, embora as feições petrográficas indiquem estágios eo, meso e telodiagenéticos. Clorita é detrítica e diagenética, e não corrobora com anquimetamorfismo. O acúmulo e soterramento rápido de sedimentos em bacias tipo rifte, o aporte sedimentar oriundo da erodidos de fontes adjacentes, a baixa maturidade mineralógica e textural dos grãos, são evidências de que a composição dos arenitos do Gráben Jaibaras foi controlada por fatores tectônicos e climáticos. Além disso, o contexto paleogeográfico foi favorável à preservação dos sedimentos, uma vez que no Paleozóico Inferior, o Supercontinente Gondwana situa-se em altas latitudes, próximo ao pólo sul.

ABSTRACT

An integrated faciological and petrographic studies of the depositional sequences (Cambrian-Ordovician) in the Jaibaras Trough, northwest of Borborema Province (NW of Ceará State) is presented for first time. The sedimentary basins's fill includes lithofacies of upper flow regime deposited during episodic sedimentation events. The sedimentary succession includes two sequences made in three evolution stages of the basin: a lower sequence composed by Massapê and Pacujá formations, which represent the earlier and intermediate *sin*-rift stage; and an upper sequence represented by the Aprazível Formation, developed in the final *sin*-rift. The Massapê Formation includes conglomerates and sandstones of alluvial-fans with intercalations of volcanic rocks of the Parapuí Suite. This stratigraphic interval gradates to Pacujá Formation composed by sandstones, siltstones, mudstones and breccias accumulated in fluvial-deltaic to marine environments. This delta progradates into shallow water, leading to the development of slope failures, debris-flow, and, in places, growth faults. Icnofossils in the transitional and prodeltaic turbidites deposits suggest marine influence. The Aprazível Formation consists of alluvial fans and high-flow braided channels deposits, which occur unconformably with Massapê and Pacujá formations. Detrital sediments source to Massapê and Pacujá formations were plutonic and metamorphic rocks of the adjacent basement. The sediments sources for Aprazível Formation include plutonic rocks (Meruóca Suite), also the Massapê and Pacujá formations, and metamorphic rocks. The framework characteristics of sandstones indicate low-burial. However, petrographic features suggest eo-, meso- to telodiagenetic regimes. Chlorite grains are detrital and diagenetic in origin, and don't indicate ankimetamorphism. The accumulation and quickly burial of these sedimentary sequences in a rift basin, as well as sedimentary supply from adjacent sources, the low mineralogical and textural maturity, indicate tectonic and climatic controls. Furthermore, the preservation of sediments was favorable due to paleogeographic context, once in Lower Paleozoic, the Gondwana Supercontinent was located at high latitudes (next to the South Pole).

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Mapa de localização da área de estudo na região noroeste do Ceará, com as vias de acesso na região e as elevações do terreno dadas pelo Grupo Serra Grande a oeste e plúton de Meruoca no centro-leste da região (Imagem digital de relevo 3D).....	18
FIGURA 2 – Conjunto de mapas utilizado nas etapas de campo, elaborados com imagens de sensores remotos e informações sobre a geologia da região. (A) Mapa da província Borborema. (B) Imagem de satélite exibindo o relevo da área e pontos da 1ª pesquisa de campo; (C) Mapa magnético; (D) Mapa tectônico; (E) Mapa de fusão do relevo com litologia; (F) Mapa geológico com pontos do 1ª pesquisa de campo. Fonte dos dados: CPRM (2003); Galvão (2002).	20
FIGURA 3 – Mapa de pontos descritos no Gráben de Jaibaras e suas adjacências, com destaque para os pontos onde foram confeccionados perfis estratigráficos.	22
FIGURA 4 – Modelo esquemático exemplificando o método de análise modal de seções delgadas de arenitos. (A) análise por contagem de linha, onde se contam somente grãos sob a linha do retículo; (B) análise por contagem de ponto, onde se contam todos os grãos observados.	24
FIGURA 5– Sumário dos fatores que influenciam direta ou indiretamente a diagênese. (Modificado de Stonecipher et al, 1984).	25
FIGURA 6 – (A) Mapa geológico simplificado da Província Borborema com destaque para área de trabalho situada no Domínio Médio Coreaú, NW do Ceará. (B) Mapa geológico simplificado exibindo o Gráben de Jaibaras com orientação NE-SW, rochas do embasamento, Grupo Ubajara, Suíte Intrusiva Meruoca e Grupo Serra Grande. Modificado de Jardim de Sá (1994) e CPRM (2003).	27
FIGURA 7 – Ilustrações esquemáticas exibindo algumas das classificações atribuídas ao Gráben de Jaibaras. (a) representação de uma bacia molássica; (b) uma bacia de retro-arco; (c) uma bacia de retroarco falhada (tipificada pela bacia <i>Wind River</i>); (d) uma bacia de rifte. Modificado de Oliveira & Mohriak (2003).	30
FIGURA 8 – Carta estratigráfica mostrando a relação entre a atividade tectonomagmática e a sedimentação siliciclástica no Gráben de Jabairas. Fonte dos dados: Cunha (1986); Oliveira (1999). Modificado de Oliveira & Mohriak (2003).	31
FIGURA 9 – Paraconglomerado monomítico da Fm. Massapê. (A e B) pacotes de conglomerado intercalados com derrames da Suíte Parapuí com clastos imbricados (seta); (C) clastos de rochas vulcânicas suportados pela matriz; (D) contato abrupto entre conglomerado (Cgd) e arenito (Am).	33
FIGURA 10 – Conglomerado da Fm. Massapê. (A) cavidades (setas) formadas pela dissolução de clastos instáveis abaixo de arenito estratificado; (B) arenito grosso com estratificação cruzada (<i>Fácies Ap</i>).	34
FIGURA 11 – Sucessão de conglomerados e arenitos da Fm. Massapê. (A) O conglomerado é matriz-suportado com arranjo caótico de blocos de rochas vulcânicas apresentando gradação normal no topo da sequência. (B, C e D) clastos do tamanho de matações em matriz de areia grossa.	35

- FIGURA 12 – Sucessão de conglomerado e arenito. (A) depósitos com gradação inversa na base sucedido por arenito grosso; (B) bloco de grandes dimensões (*protruding clast*) com outros menores; (C e D) clastos bem arredondados de rochas vulcânicas com vesículas e amídalas.... 36
- FIGURA 13 – Laminações cavalgantes (*ripples*) em arenito fino da Fm. Pacujá recobrimento de minerais opacos nos *foresets* e abundantes superfícies de reativação. 38
- FIGURA 14 – Imagem e fotointerpretação de icnofósseis em arenito médio a fino. A trama, de cor mais escura, representa escavações de organismos em diversas direções e com geometrias lobadas e “chinelos” (Fácies Smb). As tocas estão recobertas com marcas de onda (Fácies Aml). 39
- FIGURA 15 – Fácies de prodelta da Fm. Pacujá. A fotointerpretação ao lado exibe estruturas típicas de um ambiente costeiro subaquoso; Ef – estrutura de escape d’água; Ll – laminação lenticular; Lo – laminação ondular; Est-S – estratificação cruzada sigmoidal; O perfil abaixo exibe o padrão de empilhamento granocrescente ascendente da sequência. 40
- FIGURA 16 – (A e B) estruturas de sobrecarga (*flame structures*) em argilitos; (C e D) estruturas de escape de fluidos. 41
- FIGURA 17 – Icnofósseis de organismos em arenito fino, maciço e de coloração roxa. O esquema ilustra a geometria das tocas. 42
- FIGURA 18 – Sequência turbidítica da Formação Pacujá. O depósito representa uma sequência de Bouma (1962) incompleta (intervalos Ta, Tb e Tc). Ocorre acamamento com gradação normal (n) e laminação planar paralela (p); (B) argilito laminado com *flute marks*. 43
- FIGURA 19 – Sequência turbidítica da Formação Pacujá: (A) vista panorâmica de dois ciclos deposicionais tendo na base arenito (Ahs) sucedido gradativamente por intercalações de arenito fino-pelito (Al), em um arranjo de granodecrescência ascendente. (B e C) detalhe de laminações cavalgantes (*ripples*: rp), planar-paralela (p), associadas com estratificação *hummocky-swaley* (D: HSC e SCS). 44
- FIGURA 20 – Arenitos da Fm. Pacujá com laminações convolutas. (A) pacote de arenito com laminações convolutas (setas) sobre camadas com laminações planar paralelas; (B) Laminações convolutas recumbentes (setas). 45
- FIGURA 21 – Brecha carbonática da Formação Pacujá. (A e B) feições de fluxo de detritos (*debris flow*) em meio carbonático. Setas indicam o sentido de movimentação dos sedimentos; (C) Clastos são de arenitos, vulcânicos (Vc) e gnaisses (Mt); (D) Carbonato (Ca) está bastante difundido nesta fácies. 46
- FIGURA 22 – Arenito fino da Formação Pacujá, disposto em camadas tabulares que amalgamam horizontalmente, intercalando-se com camadas de siltito laminado. 47
- FIGURA 23 – Modelo integrado do sistema deposicional das formações Massapê e Pacujá. Os sistemas deposicionais gradam de leques aluviais para transicionais e mais distalmente um turbidito de prodelta. 49
- FIGURA 24 – Conglomerado polimítico clasto-suportado com matriz areia muito fina de cor avermelhada: (A) clastos polimíticos, dos quais se destaca o lítico metamórfico (Mt); (B) bloco de arenito acinzentado (Ar); (C) clasto de arenito de coloração arroxeadada e estratificado; e (D) clasto anguloso de granito (Gr) de coloração rósea. 51

- FIGURA 25 – Ortoconglomerado da Formação Aprazível, com granodecrescência ascendente no conglomerado e estrutura planar-paralela no arenito grosso intercalado ao conglomerado. Notar a superfície de erosão e preenchimento no topo do arenito. 52
- FIGURA 26 – Conglomerado e arenito grosso da Fm. Aprazível. O conglomerado possui estratificação planar-paralela, intercalando-se com arenito com contato erosivo. 52
- FIGURA 27 – Seção estratigráfica composta dos depósitos estudados com fácies sedimentares e respectivos ambientes de sedimentação. 54
- FIGURA 28 – Disposição espacial das fácies sedimentares da sequência inferior no Gráben de Jaibaras. Notar que as fácies proximais a nordeste da Fm. Pacujá, e as distais no sudoeste. 56
- FIGURA 29 - Modelo esquemático de evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Jaibaras com base em dados faciológicos e estruturais dos depósitos estudados (Baseado em Bonsence, 1998). 57
- FIGURA 30 – Classificação dos conglomerados clasto-suportados e matriz-suportada no diagrama de Boggs Jr. (2009). 59
- FIGURA 31 – Fotomicrografias de conglomerado da Fm. Aprazível (polarizadores // e X): (A) matriz cloritizada com grãos de quartzo e feldspatos; (B) líticos sedimentares (Ls) em matriz (Mt) de areia grossa; (C) líticos sedimentares de diferentes granulometrias e grãos de epidoto (Ep); e (D) cristais de calcita (Ca: cimento) bordejados por epidoto. 61
- FIGURA 32 – Fotomicrografias do conglomerado da Fm. Massapê (polarizadores //): (A) líticos sedimentares (Ls) composto de quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) em matriz fina (Mt); (B) líticos sedimentares de texturas distintas; (C) variedade de clastos sedimentares; (D) líticos vulcânicos constituídos de plagioclásio e clorita (Cl). Calcita (Ca) ocorre dispersa na matriz. 61
- FIGURA 33 – Fotomicrografias de conglomerado da Fm. Aprazível (polarizadores // e X): (A-B) clasto anguloso de arenito fino micáceo (Ls) em matriz grossa com grãos de quartzo (Qz) monocristalino e nucleação de cimento de carbonato (Ca); (C-D) detalhe da matriz com clastos de clorita-xistos (Lm); e (E-F) clastos de arenito fino (Ls) de granulometria variada. 63
- FIGURA 34 - Fotomicrografias de conglomerado da Fm. Aprazível (polarizadores // e X): (A) arcabouço com variedade de fragmentos líticos vulcânicos (Lv), plutônicos e sedimentares (Ls). (B) grãos eudrícos de titanita (Ti) e epidoto (Ep) em formas granulares. (C) grão de clorita (Cl) esmagado por grão de titanita. (D) Lítico metamórfico (Lm) formado por quartzo (Qt) e clorita. (E) grão de anfíbólio (Af) parcialmente substituído por carbonato (Ca). (F) Quartzo monocristalino englobando epidoto. 65
- FIGURA 35 – Composição modal dos arenitos da Fm. Pacujá plotados em diagrama QFL de Folk (1974). 66
- FIGURA 36 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A) Orientação dos grãos no arcabouço (setas); (B) grãos de quartzo policristalino (Qp) envoltos por carbonato (Ca); (C) grãos de muscovita (Mc) e lítico de mica-xisto (Lm); (D) lítico vulcânico (Lv) alongado e cimento de sílica (So); (E) grão de clorita (Cl) esmagada entre grãos de plagioclásio (Pl); e (F) grão de k-feldspato (k-f) e quartzo cimentados por carbonato. 68
- FIGURA 37 – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) dos arenitos da Fm. Massapê: (A) Grão de plagioclásio (Pl) com sobrecrescimento de albita; (B) grãos alongados de plagioclásio; (C) grãos de quartzo (Qz) bordejados por calcita (Ca); e (D) contatos retos entre grãos sub-angulosos de quartzo e k-feldspatos. 69

- FIGURA 38 - Fotomicrografias de arenito da Fm. Pacujá (polarizadores X): (A) visão do arcabouço da rocha bastante cimentado por carbonato e exibindo a orientação dos grãos (setas); (B) feldspatos (K-f) sericitizados; (C) substituição de grãos de feldspatos por carbonato (Ca); (D) plagioclásio com sobrecrecimento sintaxial (So) de albita. 70
- FIGURA 39 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A) *fabric* da rocha ressaltada por minerais opacos e minerais alongados (setas indicam direção da orientação); (B e C) grãos de clorita e muscovita esmagados entre demais grãos do arcabouço; (D - F) grãos de plagioclásio (Pl) apresentando sobrecrecimento (So) de albita destacado por *cutans* de óxido de ferro. 71
- FIGURA 40 – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) dos arenitos da Formação Pacujá. (A) grão de muscovita (Mc) esmagada entre grãos de quartzo (Qz); (B) cristais de caulinita (Co) com formas hexagonais; (C) cristais autigênicos de quartzo (Qa) com formas piramidais; (D) grãos de quartzo autigênico cercados por muscovita e feldspatos. 72
- FIGURA 41 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A e B) Arcabouço da rocha com grãos finos e orientados (setas). Planos de minerais opacos marcam os *foresets* das *climbing ripples*; (C) Clorita (Cl) difundida no arcabouço da rocha nos espaços intergranulares; e (D) Carbonato (Ca) substituindo grãos do arcabouço. 72
- FIGURA 42 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A e B) Arcabouço com orientação dos grãos destacado pelas lamelas de muscovita (setas); (C e D) cimento de óxido de ferro (Fe) e abundância de muscovitas (Mc) e plagioclásio (Pl); (E e F) clorita (Cl) nos espaços intergranulares. Notar o cimento de carbonato (Ca) dos grãos de quartzo (Qt) e titanita (Ti). 74
- FIGURA 43 - Variação da maturidade mineralógica conforme o ambiente sedimentar. O símbolo T→, indica que o grau de maturidade aumenta conforme o tempo de sedimentação é prolongado. (Modificado de FOLK, 1980). 75
- FIGURA 44 – Gênese de arcóseo de acordo com fonte dos sedimentos e clima regional. Existem, principalmente, três estágios de maturidade textural e mineralógica conforme a maturidade aumenta. (Modificado de FOLK, 1980). 77
- FIGURA 45 – Plotagem da análise modal dos arenitos da Fm. Pacujá e Massapê em diagrama QFL de ambiência tectônica de Dickinson (1985). O resultado da análise modal indica fonte de embasamento soerguido para os arenitos estudados. 78
- FIGURA 46 – Sumário esquemático dos maiores controles sobre o arcabouço das rochas da Sequência deposicional Jaibaras. Os processos diagenéticos são relacionados aos seus respectivos ambientes. 80
- FIGURA 47 – Paleogeografia do Supercontinente Gondwana a 530 milhões de anos, durante a consolidação do Gráben de Jaibaras (Adaptado de PISAREVSKY et al, 2008). 85

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Quadro comparativo das colunas estratigráficas propostas para o Grupo Jaibaras. Modificado de Torquato & Neto (1996).	29
TABELA 2 – Fácies sedimentares dos Depósitos de Leques Aluviais da Fm. Massapê.....	32
TABELA 3 – Fácies sedimentares da Formação Pacujá.....	37
TABELA 4 – Fácies sedimentares da Formação Aprazível.....	50
TABELA 5 – Análise modal dos conglomerados das Formações Massapê e Aprazível.....	59
TABELA 6 – Análise modal da matriz dos conglomerados das Formações Massapê e Aprazível.	59
TABELA 7 – Análise modal dos arenitos da Formação Pacujá	67

SUMÁRIO

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	16
CAPÍTULO II: LOCALIZAÇÃO E ACESSO	16
CAPÍTULO III: OBJETIVOS.....	18
III.1. GERAIS	18
III.2. ESPECÍFICOS	19
CAPÍTULO IV: MATERIAIS E MÉTODOS	19
IV.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	19
IV.2. ELABORAÇÃO DE BASE CARTOGRÁFICA.....	19
IV.3. MAPEAMENTO	21
IV.4. ANÁLISE FACIOLÓGICA	22
IV.5. ESTUDO PETROGRÁFICO.....	23
CAPÍTULO V: CONTEXTO GEOLÓGICO	25
V.1. GEOLOGIA DO NOROESTE DO CEARÁ	25
V.2. A BACIA DE JAIBARAS	28
CAPÍTULO VI: RESULTADOS E DISCUSSÕES	31
VI.1. ANÁLISE FACIOLÓGICA	32
VI.1.1. Formação Massapê.....	32
VI.1.2. Formação Pacujá.....	36
VI.1.3. Formação Aprazível.....	50
VI.2. EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA.....	53
VI.2.1. Sequência Sedimentar Inferior.....	55
VI.2.2. Sequência Sedimentar Superior	56
VI.3. PETROGRAFIA	58
VI.3.1. Conglomerados	58
VI.3.1.1. Formação Massapê	60
VI.3.1.2. Formação Aprazível.....	62
VI.3.2. Arenitos	66

VI.3.2.1. Formação Massapê	67
VI.3.2.2. Formação Pacujá.....	69
VI.4. IMPLICAÇÕES PARA PROVENIÊNCIA.....	75
VI.4.1. Composição do Arcabouço	75
VI.4.2. Clima.....	76
VI.4.3. Modelo Detrítico	77
VI.5. DIAGÊNESE	79
CAPÍTULO VII: CONCLUSÕES	84
CAPÍTULO VIII: RECOMENDAÇÕES E TRABALHOS FUTUROS	85
REFERÊNCIAS.....	86

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

O Graben de Jaibaras é um rifte intra-continental e constitui-se como uma importante feição tectônica do Domínio Médio Coreaú na Província Borborema. Possui forma de seta na direção NE-SW situado no NW do Estado do Ceará, e está preenchido com sedimentos imaturos cambro-ordovicianos, de direção NW-SE situado no NW do Estado do Ceará, formado entre o Vendiano e Ordoviciano. Seu preenchimento sedimentar siliciclástico inclui da base para o topo, as formações Massapê, Pacujá e Aprazível. Além destas rochas, encontram-se associadas unidades magmáticas plutônicas (Mucambo e Meruoca) e vulcânicas (Suíte Parapuí). As rochas que se encontram neste gráben por vezes estão dobradas e os litodemas presentes nas bordas estão seccionados por ele.

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

Formatado: Espaçamento entre linhas: 1,5 linhas

CAPÍTULO II: LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Graben de Jaibaras está localizado na região nordeste do Brasil, extremo noroeste do Estado do Ceará, próximo à divisa com o estado do Piauí (Fig. 1). Regionalmente, destaca-se como uma unidade de menor expressão de relevo. A morfografia da região é do tipo tabuleiro (FLORENZANO, 2008), com predominância das litologias sedimentares e limitado abruptamente pelas unidades geológicas do embasamento. As maiores elevações do terreno devem-se à presença dos plútons de Mucambo e Meruoca situados na borda oeste do Gráben Jaibaras, onde se encontra o lineamento Café-Ipueiras, e pela Bacia do Parnaíba, sobrejacente a este na região sudoeste.

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

O acesso à região de estudo pode ser realizado pela rodovia CE 253 que desce a Serra da Ibiapina e se conecta às demais rodovias CE 232, CE 277, CE 187, ligando as cidades de Pacujá, Graça e São José do Torto. Também pode ser feito pela BR 222 que passa pela cidade de Frecheirinha e atravessa o açude Ayres de Souza. A parte aflorante do Gráben de Jaibaras possui dimensões de 20 km de largura por 120 km de comprimento e tem seu preenchimento constituído de rochas sedimentares siliciclásticas e vulcanoclásticas de idade cambro-ordoviciano. Estas rochas encontram-se excepcionalmente expostas nas proximidades do Município de Pacujá, Graça e do Açude Ayres de Souza.

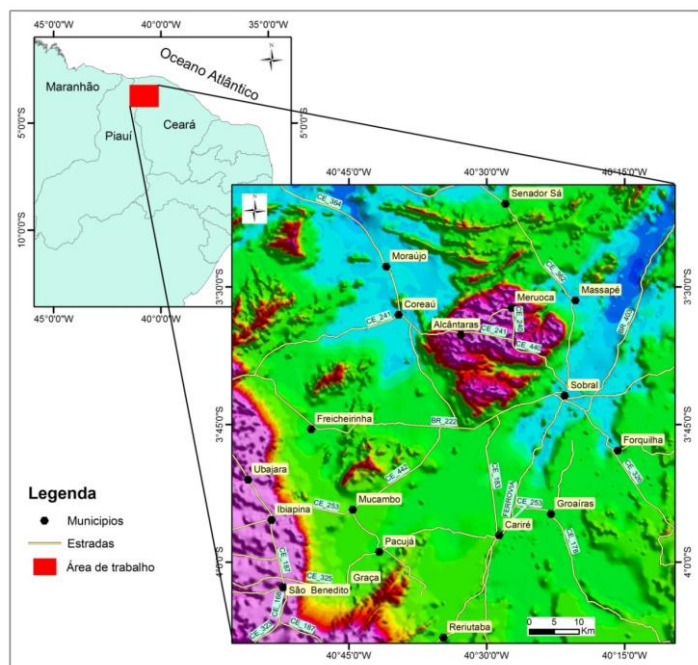


FIGURA 1 – Mapa de localização da área de estudo na região noroeste do Ceará, com as vias de acesso na região e as elevações do terreno dadas pelo Grupo Serra Grande a oeste e plúton de Meruóca no centro-leste da região (Imagem digital de relevo 3D).

III.1. GERAIS

Este trabalho tem como objetivo o estudo de fácies sedimentares e a análise petrográfica das rochas siliciclásticas pertencentes ao Gráben de Jaibaras, no contexto tectônico do noroeste da Província Borborema, tendo em vista a caracterização dos ambientes de sedimentação e discussão dos processos diagenéticos destas rochas.

Os objetivos específicos incluem: (i) individualização de fácies sedimentares; (ii) interpretação dos processos genéticos e ambientes de sedimentação; (iii) caracterização petrográfica dos arenitos e conglomerados; (iv) descrição dos componentes volumétricos do arcabouço; (v) avaliação dos processos diagenéticos; (vi) avaliação das condições de soterramento; e (vii) discussão das implicações de

CAPÍTULO IV: MATERIAIS E MÉTODOS

IV.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Foi realizado levantamento bibliográfico de informações sobre a geologia da região NW do Ceará, através da consulta de artigos científicos publicados em periódicos, Trabalhos de Conclusão de Curso, Dissertações de Mestrado e Teses de Doutorado, além de mapas geológicos produzidos em trabalhos anteriores. Parte das informações foi adquirida do acervo da Biblioteca de Geociências da UFPA em Belém. Demais informações foram adquiridas em banco de dados digital, como SciELO, Portais de Periódicos Capes, SBGEO, SEPM e IAS.

Formatado: Fonte: (Padrão) Times New Roman, 12 pt

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

IV.2. ELABORAÇÃO DE BASE CARTOGRÁFICA

Foram confeccionados mapas geológicos e logísticos da região de estudo, que serviram como base para as etapas de campo (Fig. 2 A-F) e interpretações geológicas. As imagens de satélite SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) da região foram adquiridas no site da EMBRAPA. Além disso, foram consultados os mapas da CPRM (2003) que contêm breves descrições da geologia do Estado do Ceará. Os softwares utilizados para tratamento das imagens foram: ArcGis 9.2, Golden Software Surfer 8.0, Global Mapper 11 e Corel Draw X4.

Formatado: Espaço Antes: 0 pt

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

Formatado: Recuo: Primeira linha: 1,25 cm

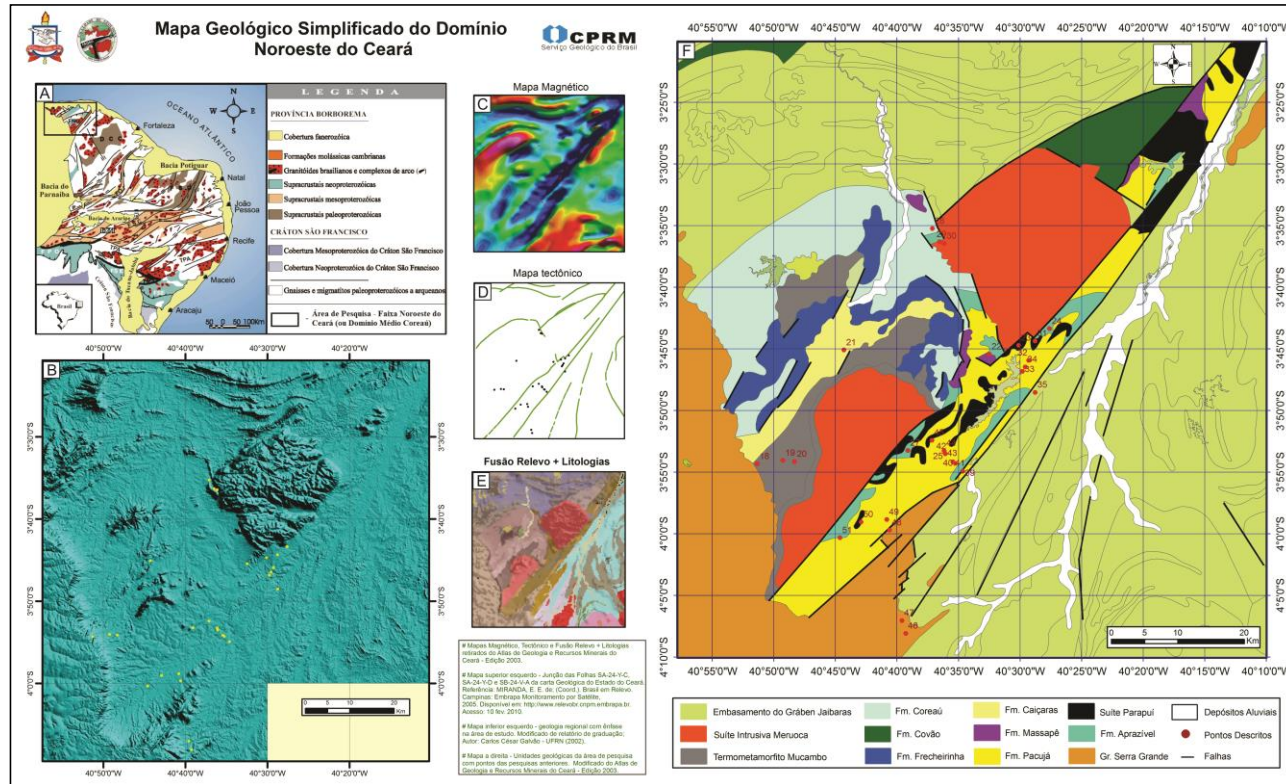


FIGURA 2 – Mapas utilizados nas etapas de campo, elaborados com imagens de sensores remotos e informações sobre a geologia da região. (A) Mapa da província Borborema. (B) Imagem de satélite exibindo o relevo da área e pontos da 1ª pesquisa de campo; (C) Mapa magnético; (D) Mapa tectônico; (E) Mapa de fusão do relevo com litologia; (F) Mapa geológico com pontos do 1ª pesquisa de campo. Fonte dos dados: CPRM (2003); Galvão (2002).

~~foram adquiridas no site da EMBRAPA. Além disso, foram consultados os mapas da CPRM (2003) que contêm breves descrições da geologia do Estado do Ceará. Os softwares utilizados para tratamento das imagens foram: ArcGis 9.2, Golden Software Surfer 8.0, Global Mapper 11 e Corel Draw X4.~~

IV.3. MAPEAMENTO

O mapeamento consistiu de três viagens de campo nos anos de 2008, 2009 e 2010. Foram descritos 50 afloramentos na região (Fig. 3), compreendendo a área das cidades de Frecheirinha, Alcântaras, Mucambo, Pacujá, Graça e Reriutaba, além de pequenos vilarejos locais situados ao longo do Gráben Jaibaras. As estruturas sedimentares foram analisadas no intuito de interpretar os processos de sedimentação, e foram confeccionados perfis estratigráficos de afloramentos para análise da sucessão de fácies. As amostras coletadas para análise petrográfica foram posicionadas nos perfis estratigráficos de suas respectivas unidades litológicas. Os mapas para etapa de campo foram confeccionados na escala de 1:100.000, tendo em vista o mapeamento da região do Gráben de jaibaras que abrange a Folha Frecheirinha. Na fase de campo, optou-se por mapear o gráben na direção NW-SE, pois as sequências sedimentares estão dispostas, preferencialmente de forma perpendicular ao seu eixo principal.

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt, Espaçamento entre linhas: 1,5 linhas

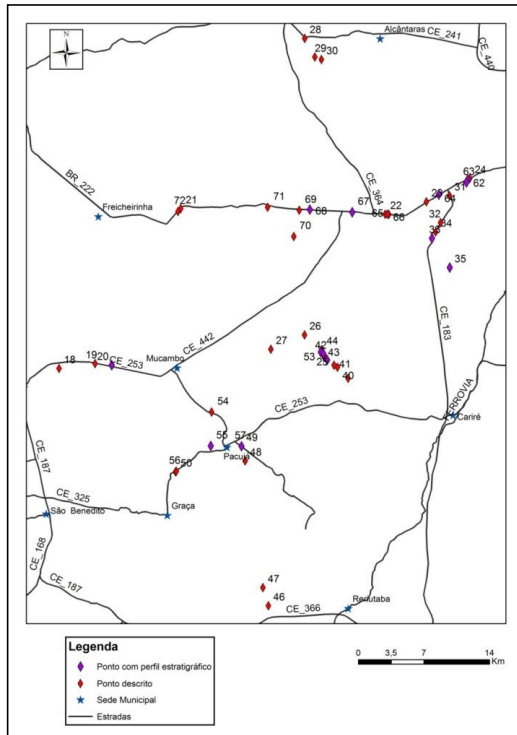


FIGURA 3 – Mapa de pontos descritos no Gráben de Jaibaras e suas adjacências, com destaque para os pontos onde foram confeccionados perfis estratigráficos.

IV.4. ANÁLISE FACIOLÓGICA

As fácies sedimentares indicam processos e suas intensidades, através da caracterização das estruturas sedimentares, da composição mineralógica da rocha. O termo fácies foi introduzido na Geologia por Steno (1669) e se referia ao aspecto total de uma parte da superfície da Terra durante certo intervalo do Tempo Geológico. O termo moderno foi introduzido por Gressly (1838), o qual o usou para se referir à soma total dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica. Middleton (1978) acrescentou a base para a definição moderna das fácies: “a chave para interpretação de fácies é combinar observações feitas sobre suas relações espaciais e características internas (litologia e estruturas sedimentares) com informações comparativas de outras unidades estratigráficas bem estudadas, e particularmente de estudos de ambientes sedimentares modernos.”

A análise de fácies, neste trabalho, foi realizada a fim de propor os ambientes de sedimentação para as rochas estudadas, com base nos procedimentos de Miall (1996) e Walker (1984), que permitem o enquadramento das fácies descritas em modelos clássicos de sedimentação. Foram analisadas as características litológicas da rocha, estruturas sedimentares, geometria dos acamamentos, distribuição espacial e as relações de contatos entre as unidades estratigráficas (PETTIJOHN et al, 1987). Assuntos relacionados à paleofisiografia da bacia e arquitetura dos ambientes deposicionais seguiram os conceitos da Estratigrafia de Sequências (RIBEIRO, 2001; DELLA FÁVERA, 2001; CATUNEANU, 2006).

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

Formatado: Espaço Antes: 0 pt

As amostras coletadas foram enviadas ao laboratório de laminação do Instituto de Geociências da UFPA para confecção de seções delgadas de arenitos e conglomerados, visando à descrição dos constituintes do arcabouço e dos processos de alteração diagenética. A análise petrográfica se fundamentou no método Gazzi-Dickinson (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970; ZUFFA, 1980) que consiste na contagem modal dos elementos detríticos do arcabouço. Neste trabalho foram contados um mínimo de 600 grãos por lâmina delgada, cujos resultados foram analisados estatisticamente para a obtenção da composição mineralógica das amostras (GAZZI, 1966b).

O procedimento adotado foi o método de contagem de linhas, que permitiu a quantificação dos constituintes mineralógicos dispostos ao longo do retículo do microscópio, em intervalos regulares de, no máximo, dois milímetros (Fig. 4). Assim, foi obtido o percentual relativo de cada constituinte do arcabouço da amostra (grãos, matriz e cimento), que foram descritos individualmente, em aspectos como forma, seleção, arranjo entre os grãos (*fabric*), grau de alteração e mineralogia (ABEL, 2001).

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

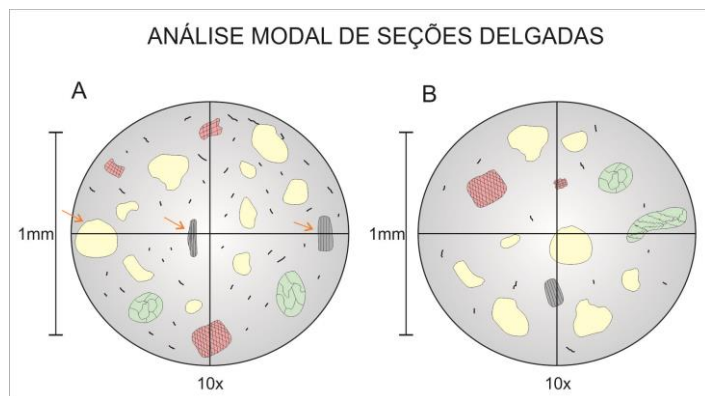


FIGURA 4 – Modelo esquemático exemplificando o método de análise modal de seções delgadas de arenitos. (A) análise por contagem de linha, onde se contam somente grãos sob a linha do retículo; (B) análise por contagem de ponto, onde se contam todos os grãos observados.

A classificação dos arenitos foi realizada no diagrama de Folk (1974) baseada nas proporções dos principais tipos de grãos (quartzo, K-feldspato e fragmentos líticos), cujos valores foram recalculados para 100%. Os resultados da análise modal, também, foram plotados nos diagramas de ambiência tectônica de Dickinson (1985). A classificação dos conglomerados foi realizada com o método descrito por Boggs Jr. (2009), com diagrama ternário que considera a litologia dos clastos (ígneos, sedimentares e metamórficos).

Finalmente, as feições diagenéticas foram analisadas com mais detalhes no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para elucidação dos processos pós-deposicionais e da história de soterramento (Fig. 5) (MORAD & DE ROS, 2000, BURLEY & WORDEN, 2003; BERTIER et al, 2008).

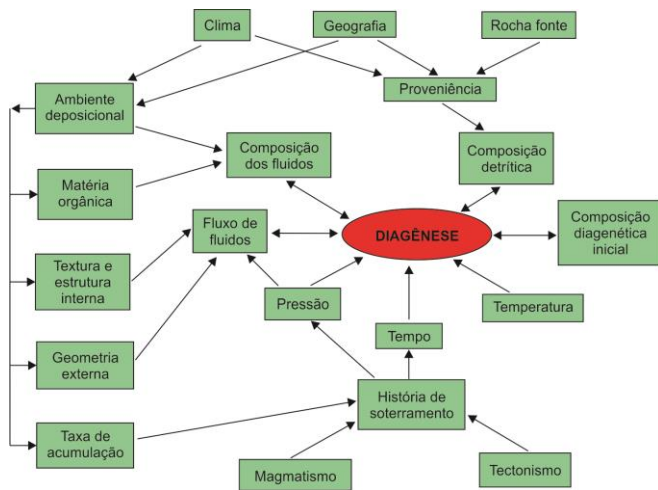


FIGURA 5– Sumário dos fatores que influenciam direta ou indiretamente a diagênese. (Modificado de STONECIPHER et al, 1984).

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

CAPÍTULO V: CONTEXTO GEOLÓGICO

V.1. O GONDWANA OCIDENTAL

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

A Província Borborema (ALMEIDA et al, 1977) constitui um sistema geotectônico de alta complexidade geológica aforando no nordeste do Brasil (Fig. 6A). Sua consolidação ocorreu ao fim da orogenia Brasileira, com desenvolvimento de um cenário composto de quatro associações litoestruturais principais (JARDIM de SÁ, 1984 e 1994; SANTOS e BRITO NEVES, 1984; CABY et al, 1991, in OLIVEIRA 2001): 1) embasamento arqueano/paloproterozóico, denominado Maciço Gnaissico-migmatítico; 2) bacias antigas representadas por faixas dobradas de sedimentos supracrustais que bordejam os núcleos do embasamento; 3) plútons de idade brasileira, com natureza geoquímica diversificada; e 4) zonas de cisalhamento com forte padrão anastomosado e cinematicamente consistentes.

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

Formatado: Espaçamento entre linhas: 1,5 linhas

No setor setentrional da Província Borborema, acima do Lineamento Patos, está localizado um complexo arranjo de domínios consolidados ao fim da orogenia brasileira. Estudos isotópicos por Sm-Nd e geocronologia de U-Pb do embasamento desta região diferenciou três domínios principais: os blocos Rio Grande do Norte, Ceará

Central e Médio Coreaú (NEVES, 1975). Os limites entre as duas últimas faixas é marcado pelo Lineamento Transbrasiliano, local onde foram descritas as rochas do presente estudo. Devido aos diversos movimentos transcorrentes dextrais o limite entre estes dois domínios permanece incerto, tanto quanto a noção do momento em que eles foram justapostos no cenário do Gondwana Ocidental.

~~A região do noroeste do Ceará está inserida no domínio tectônico do Médio Coreaú (NEVES, 1975), extremo noroeste da Província Borborema (Fig. 6A) (ALMEIDA et al, 1977) que compreende três grandes unidades geotectônicas. No domínio Médio Coreaú, a~~ unidade mais antiga, datada do Paleoproterozóico, é relacionada ao evento termo-tectônico Transamazônico (GAUDETTE et al, 1993), também denominada de Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (ABREU et al, 1988). Os altos estruturais representam o embasamento, com idades definidas como, no mínimo, transamazônicas (NEVES, 1975; ABREU & LAFON, 1991; GORAYEB et al, 1991) ou presumivelmente arqueanas (JARDIM DE SÁ, 1984; SANTOS & NEVES, 1984; HACKSPACHER et al, 1991).

Os baixos estruturais compreendem o Terreno Granja e a Faixa Martinópole-Ubajara, que constituem faixas crustais limitadas por zonas de cisalhamento transcorrente-transpressivas NE-SW neoproterozóicas (GORAYEB & ABREU, 1989; ABREU et al, 1989).

O Terreno Granja representa o embasamento que é constituído de ortogneisses TTG, granulitos orto e paraderivados, como também migmatitos (NASCIMENTO et al, 1981). A Faixa Martinópole-Ubajara inclui sequências supracrustais de margem continental passiva, com idade de deposição em torno de 775 a 808 Ma, metamorfisada em torno de 650 Ma (SANTOS, 1999).

A sequência inferior da Faixa Martinópole-Ubajara, representada pelo Grupo Martinópole (KEGEL et al, 1958; COSTA et al, 1973), é composta de quartzito e metacalcáreo, intercalados com rochas metavulcânicas (Formação São Joaquim), além da sequência metapelitocarbonática (formações Covão e Santa Terezinha). A sequência superior inclui o Grupo Ubajara (NOVAIS et al, 1979; HACKSPACHER, 1988) constituída de sedimentos clastopelíticos (formações Trapiá e Caiçaras), uma fácies carbonática (Formação Frecheirinha) a qual é superposta por uma recorrência clastopelítica (Formação Coreaú). Esta sequência tem sido interpretada como de ambiente flúvio-marinho.

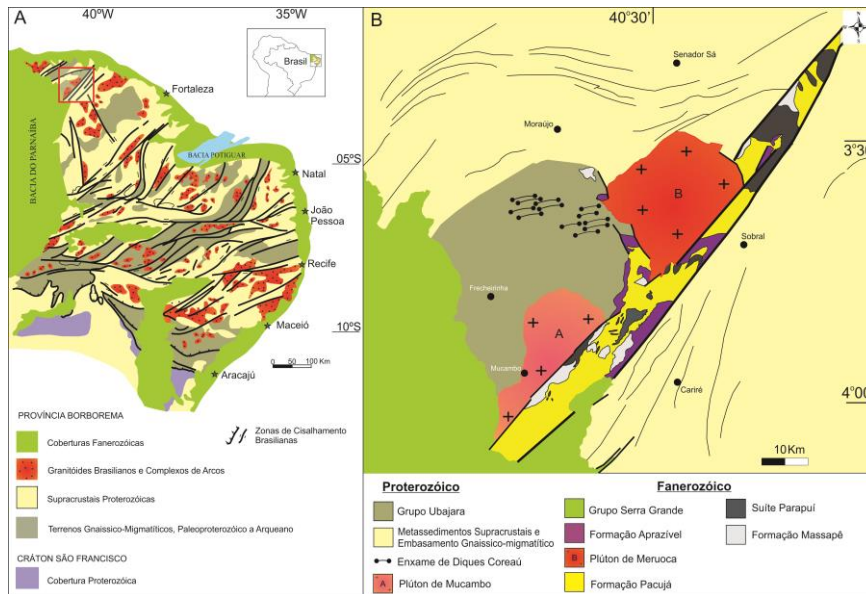


FIGURA 6 – (A) Mapa geológico simplificado da Província Borborema com destaque para área de trabalho situada no Domínio Médio Coreaú, NW do Ceará. (B) Mapa geológico simplificado exibindo o Gráben de Jaibaras com orientação NE-SW, rochas do embasamento, Grupo Ubajara, Suíte Intrusiva Meruoca e Grupo Serra Grande. (Modificado de JARDIM de SÁ, 1994; e CPRM 2003).

Superpondo estas sequências, ocorreu a implantação de riftes no final do Proterozóico, ao longo de zonas de cisalhamento brasileiras, interpretadas como bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA et al, 1977). Destas bacias, a mais representativa é a de Jaibaras, com ampla sedimentação siliciclástica psamo-psefítica imatura, acompanhada de intenso vulcanismo básico e félsico pertencentes ao Grupo Jaibaras (Fig. 6B).

Recobrimdo discordantemente as sequências das Bacias de Ubajara-Jaibaras estão as rochas siluro-devonianas da Bacia do Parnaíba, que incluem as formações Ipú, Tianguá e Jaicós do Grupo Serra Grande (SMALL, 1914; GÓES et al, 1994; SOUSA & OLIVEIRA, 1995).

A Bacia de Jaibaras, delimitada primeiramente por Kegel et al (1958) e denominada posteriormente de *Graben* de Jaibaras por Costa et al (1973), tem idade

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

cambró-ordoviciano, e constitui-se em um rifte intra-continental, resultado da reativação de descontinuidades miloníticas crustais do Lineamento Transbrasileiro (OLIVEIRA, 2001).

A primeira proposta estratigráfica para a Bacia de Jaibaras foi formulada por Costa et al (1975; 1979), que se basearam em observações de campo para dividir o preenchimento em três unidades litoestratigráficas principais, da base para o topo: formações Massapê, Pacujá e Aprazível. Com exceção de poucos autores (p.e. JARDIM DE SÁ et al, 1979), esta proposição estratigráfica foi seguida pela maioria dos pesquisadores (TABELA 1).

Idade Autor (ano)	PALEOZOICO		
	Siluriano	Ordoviciano	Cambriano
Oliveira & Leonardos (1943)	Série Jaibara		
Kegel (1956)	Série Jaibara Calcário Bambuí Arenitos e folhelhos vermelhos Conglomerados		
Kegel et al. (1958)	Fm. Jaibaras Membro Trapiá Membro Aprazível		
Cobra (1963)	Série Jaibaras Siltito/Arenito Pós-vulcânico Conglomerados Rochas vulcânicas Siltito Pré-vulcânico		
Costa (1963)	Série Jaibara Fm. Aprazível Intrusões e derrames Fm. Trapiá Membro Superior Membro Inferior		
Winge (1967)	Grupo Jaibaras Sub-Grupo Superior Sub-Grupo Médio Sub-Grupo Basal		
Mabessone et al. (1971)	Grupo Jaibaras Fm. Aprazível Rochas Intrusivas Fm. Trapiá		
Danni (1972)	Grupo Jaibaras Fm. Aprazível Rochas Ígneas Fm. Trapiá		
Costa et al. (1973)	Grupo Jaibaras Fm. Aprazível Fm. Parapuí Fm. Pacujá Fm. Massapê		
Jardim de Sá (1979)	Grupo Jaibaras Fm. E Fm. D Fm. C Fm. B Fm. A		
Novais et al. (1979)	Grupo Jaibaras Fm. Aprazível Fm. Parapuí Fm. Pacujá Fm. Massapê		
Nascimento & Gava (1979)	Grupo Jaibaras Fm. Aprazível Fm. Pacujá Fm. Massapê		
Prado et al. (1981)	Grupo Jaibaras Fm. Aprazível Fm. Parapuí Fm. Pacujá Fm. Massapê		
Goraieb et al. (1988)	Fm. Aprazível Suite Meruoca Suite Parapuí Grupo Jaibaras Fm. Massapê Fm. Pacujá		

Outros exemplos de cartas estratigráficas propostas para a Bacia de Jaibaras podem ser encontradas nos trabalhos de Nascimento & Gava (1979), Hackspacher et al (1988), Torquato (1995). Uma sumarização detalhada dos trabalhos sobre a classificação, evolução geológica e os diferentes tipos de classificação propostos para a bacia foi sumarizada por Oliveira (2000) e Parente et al. (2004).

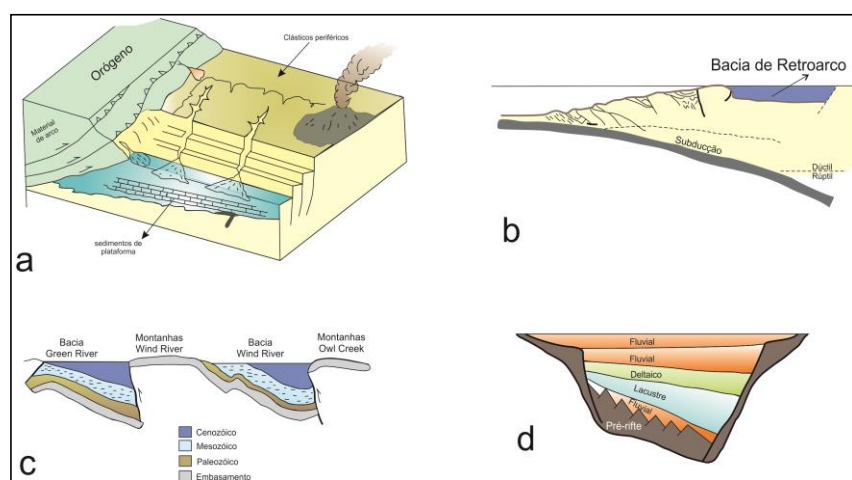


FIGURA 7 – Ilustrações esquemáticas exibindo algumas das classificações atribuídas ao Gráben de Jaibaras. (a) representação de uma bacia molássica; (b) uma bacia de retro-arco; (c) uma bacia de retroarco falhada (tipificada pela bacia *Wind River*); (d) uma bacia de rifte. (Modificado de OLIVEIRA & MOHRIAK, 2003).

O registro sedimentar completo do Gráben de Jaibaras é caracterizado por variações na espessura dos estratos, mudanças rápidas de fácies, intercalações frequentes com leques aluviais conglomeráticos, além da existência de muitas discordâncias locais (JARDIM DE SÁ et al, 1979; NASCIMENTO e GAVA, 1979; GORAYEB et al, 1988; QUADROS et al, 1994; entre outros). Não existe uma clara evidência de que os sedimentos foram metamorfisados regionalmente, contudo, mineralogia associada com anquimetamorfismo é reconhecida por toda a bacia (MELLO, 1978; NOVAIS et al, 1979).

O preenchimento desta bacia, mineralógica e texturalmente imaturo, deu-se em ambientes sedimentares continentais (PARENTE et al, 2004), associados a atividades

vulcânicas (Fig. 8). De fato, o preenchimento sedimentar e os eventos magmáticos foram resultados de processos cogenéticos (OLIVEIRA, 2001).

FIGURA 8 – Carta estratigráfica mostrando a relação entre a atividade tectonomagmática e a sedimentação siliciclástica no Gráben de Jabairas. (Modificado de OLIVEIRA & MOHRIAK, 2003).

Formatado: Espaço Depois de: 0 pt

VI.1. ANÁLISE FACIOLÓGICA

As fácies sedimentares descritas, no presente trabalho, compreendem o estudo de afloramentos que ocorrem dentro dos limites do Gráben Jaibaras que contemplam, da base para o topo, as formações Massapê, Pacujá e Aprazível, representadas por conglomerados, arenitos, siltitos, pelitos e carbonatos depositados em ambientes continental, transicional a marinho. Foram analisadas relações verticais e laterais dos estratos, levando em consideração a posição geográfica em que as fácies estavam situadas e o grau de deformação tectônica de determinados locais. Devido ao relevo e escassez de afloramentos, algumas fácies foram descritas isoladamente de um pacote sedimentar e sem perfil estratigráfico.

VI.1.1. Formação Massapê

Associação de Fácies de Leques Aluviais

Esta associação de fácies é caracterizada por corpos conglomeráticos e arenosos, tabulares, de base erosiva, com espessura variando de 1 a 5m, e extensões laterais de até 10m aflorantes. A Tabela 2 apresenta as fácies sedimentares definidas neste depósito. Esta associação ocupa a base da sucessão siliciclástica do Grupo Jaibaras, com predominância nas bordas do Gráben. Os conglomerados apresentam matriz suportada, arenosa muito grossa, mal selecionada, com clastos variando de cascalho a matacões vulcânicos. Subordinadamente ocorrem arenitos médios a grossos feldspáticos a quartzosos. Esta fácies ocorre mais no centro gráben e exhibe granulometria fina, localmente com conglomerados gradando para arenitos grossos estratificados. Alguns

pacotes, por vezes, formam brechas piroclásticas associadas a derrames basálticos e soleiras (Suíte Parapuí, não abordada neste estudo). O contato abrupto destes conglomerados com arenito fino, de coloração marrom escuro, foi evidenciado no Açude de Taquara.

TABELA 2 – Fácies sedimentares da Formação Massapê.

Código	Fácies	Estrutura Sedimentares	Interpretação
Cgd	Conglomerado com clastos imbricados	Composição monomítica, matriz-suportada, com estrutura maciça. Camadas tabulares com padrão de afinamento para o topo. Imbricamento dos clastos.	Fluxos de detritos não coesivos
Cmm	Conglomerado estratificado	Pacotes lateralmente contínuos, com padrão de granodrecrescência ascendente e estratificação planar-paralela e matriz-suportada	Fluxo plástico turbulento de detritos
Ap	Arenito grosso a fino com estratificação planar	Pacotes tabulares, com estratificação planar paralela e baixo ângulo (10-20 cm). Gradação normal de seixo a arenito grosso a fino	Formas de leitos transversais, cristas retas, migração de dunas subaquosas 2D
Cmg	Conglomerado com gradação normal	Matriz-suportada. Camadas tabulares lateralmente contínuas, com clastos imbricados, angulosos a subangulosos, com estrutura maciça e gradação normal	Fluxo fluidificado e dissipação do fluxo
Ccm	Conglomerado maciço clasto-suportado	Apresenta gradação inversa, com clastos-suportados com blocos de rochas vulcânicas arredondados. A matriz é areia muito grossa	Fluxo turbulento não-coesivos de detritos
Am	Arenito grosso maciço	Moderadamente selecionado, porções mais grossas mais frequentes na base, com clastos de quartzo subarredondados a subangulosos, maciço, às vezes com laminação incipiente	Fluxo gravitacional hiper-concentrado de detrito

Fácies conglomerado com clastos imbricados (Cgd) - Esta fácies compreende conglomerados polimíticos matriz-suportada (argilosa), com estrutura maciça, dispostos em camadas tabulares intercaladas a lentes de derrame vulcânico (Fig. 9, A e B). As camadas possuem padrão de afinamento para o topo e imbricamento dos clastos angulosos a sub-arredondados e com dimensões de 5 a 15 cm (Fig. 9C). **Interpretação** - Conglomerados formados por fluxos de detritos não coesivos, onde a espessura das camadas depende de cada fluxo. Clastos alinhados são resultado do cisalhamento interno penetrativo (LOWE, 1979).

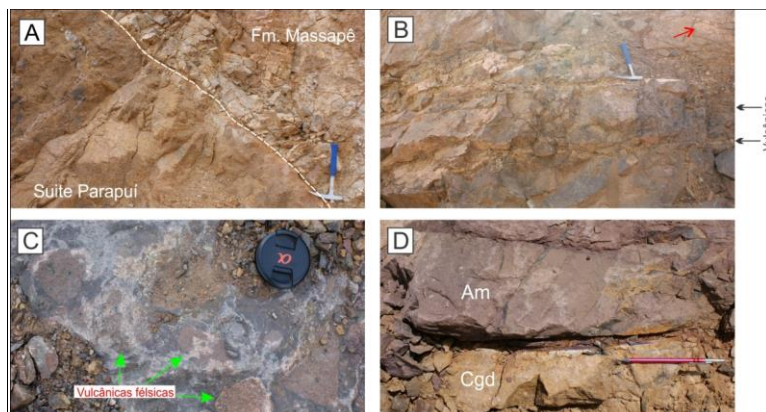


FIGURA 9 – Paraconglomerado monomítico da Fm. Massapé. (A e B) pacotes de conglomerado intercalados com derrames da Suíte Parapuí com clastos imbricados (seta); (C) clastos de rochas vulcânicas suportados pela matriz; (D) contato abrupto entre conglomerado (Cgd) e arenito (Am).

Fácies Conglomerado estratificado com matriz-suportada (Cmm) - Ortoconglomerado com estratificação planar-paralela, padrão de granodecrescência ascendente (Fig. 10A), com *scour marks* no contato arenito conglomerado, além de clastos imbricados. É petromítico, com clastos de granitos, vulcânicas e arenitos grossos, todos medindo até cinco centímetros. Possui uma matriz arenosa feldspática mal selecionada. Ocorrem pacotes de arenito grosso a fino com laminação planar paralela e baixo ângulo e coloração avermelhada (Fig. 10B). **Interpretação** - Conglomerado formado por fluxos fluidificados, estratificado no topo devido a correntes geradas na dissipação do fluxo (NEMEC & STEEL, 1984).

Fácies Arenito grosso com laminações planares (Ap) - Pacotes tabulares, com estratificação planar paralela e baixo ângulo (10-20 cm). As camadas apresentam gradação normal, gradando de seixo a arenito grosso a fino (Fig. 10A-B). **Interpretação** - Formas de leitos transversais, cristas retas, migração de dunas subaquosas 2D.

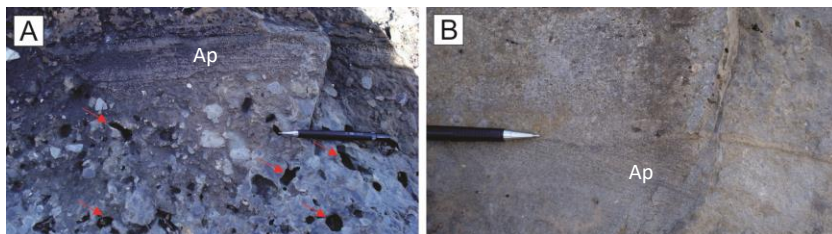


FIGURA 10 – Conglomerado da Fm. Massapé. (A) cavidades (setas) formadas pela dissolução de clastos instáveis abaixo de arenito estratificado; (B) arenito grosso com estratificação cruzada (Fácies Ap).

Fácies Conglomerado matriz-suportada com gradação normal (Cmg) - Conglomerado monomítico, matriz-suportada. Os clastos estão imersos em matriz de areia muito grossa em camadas com gradação normal (Fig. 11 A). A rocha é composta de blocos de rochas vulcânicas arredondados medindo até 50 cm (Fig. 11 B, C e D). Estes pacotes de conglomerados possuem espessura de até 1,5 m e muitos dos clastos estão imbricados. **Interpretação** - Conglomerados formados por fluxo de detritos não coesivos (LOWE, 1979), com baixa porcentagem de sedimentos de granulação fina. A gradação normal do topo e alinhamento dos clastos é consequência do cisalhamento penetrativo.

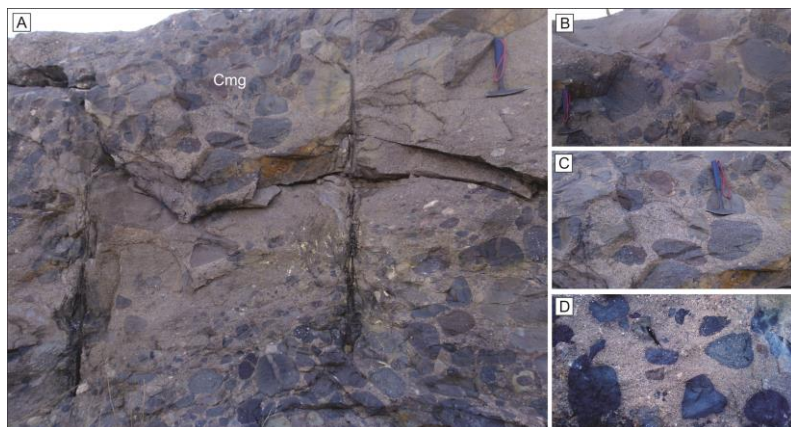


FIGURA 11 – Sucessão de conglomerados e arenitos da Fm. Massapé. (A) O conglomerado é matriz-suportado com arranjo caótico de blocos de rochas vulcânicas apresentando gradação normal no topo da sequência. (B, C e D) clastos do tamanho de matacões em matriz de areia grossa.

Fácies Conglomerado clasto-suportado com gradação inversa (Ccm) – Conglomerado clasto-suportado de estrutura maciça. Os clastos estão imersos em matriz de areia muito grossa em camadas com gradação inversa (Fig. 12 A). É monomítico, com blocos de rocha vulcânica arredondados (Fig. 12 C e D). **Interpretação** - Fluxo turbulento não-coesivos de detritos. A gradação inversa da parte basal do depósito é resultado de processos de pressão dispersiva, onde as partículas de maiores tendem a ser impelidas para o topo (sobrelevadas).

Fácies Arenito grosso maciço (Am) – Arenito moderadamente selecionado, porções mais grossas mais frequentes na base, com clastos de quartzo subarredondados a subangulosos, maciço, às vezes com laminação incipiente (Fig. 12A). **Interpretação** - Fluxo gravitacional hiper-concentrado de detritos.

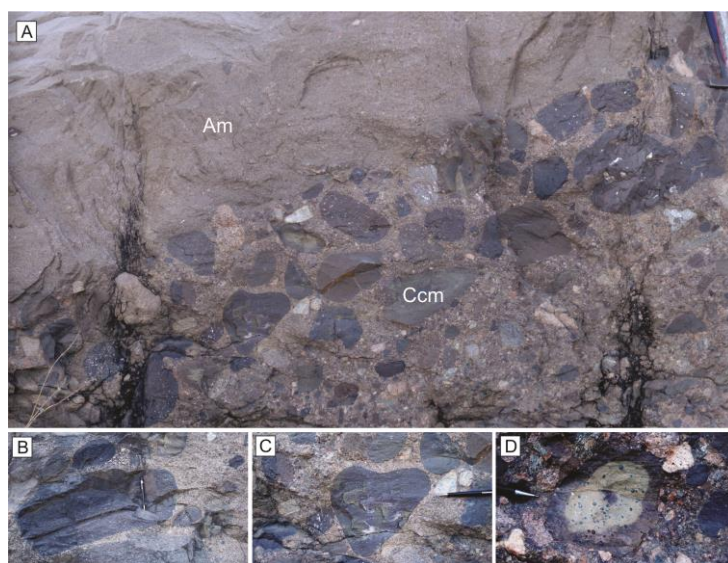


FIGURA 12 – Sucessão de conglomerado e arenito. (A) depósitos com gradação inversa na base sucedido por arenito grosso; (B) bloco de grandes dimensões (*protruding clast*) com outros menores; (C e D) clastos bem arredondados de rochas vulcânicas com vesículas e amídalas.

Sistema Depositional

Esta associação de fácies compreende um sistema de deposicional de leques aluviais e canais fluviais de alta energia, caracterizado por uma sucessão de pacotes

tabulares ou amalgamados multiepisódicos de conglomerados e arenitos feldspáticos (vertical e lateralmente contínuos) depositados por processos trativos de alta energia, unidirecionais. Os repetidos processos de sedimentação causam a repetição (ciclos) na sedimentação destes depósitos num contexto de alta taxa de criação de espaço de acomodação. Estes depósitos sedimentares configuram-se num sistema de grande extensão desenvolvidos nas bordas da grande bacia de Jaibaras nos seus estágios iniciais de desenvolvimento. A ausência de depósitos pelíticos infere que estes podem ter sido retrabalhados pelos próprios canais fluviais de alta energia.

VI.1.2. Formação Pacujá

A Formação Pacujá foi identificada principalmente nas áreas-chave de Pacujá e Graça, sendo caracterizada por pacotes de arenitos feldspáticos finos a médios, com abundância de arenitos finos e pelitos, arrançados em diferentes litofácies (Tabela 3), que foram agrupadas em três associações de fácies: prodelta, frente deltaica e planície deltaica.

TABELA 3 – Fácies sedimentares da Formação Pacujá

Código	Fácies	Estrutura Sedimentar	Interpretação
Aml	Arenito com laminação cavalgante	Arenito médio a fino de coloração rósea com estratificações cruzadas cavalgantes (<i>ripples marks</i>) e superfícies de reativação	Fluxo desacelerante sob influencia de correntes oscilatórias
Smb	Arenito médio bioturbado	Arenito médio a fino, bem selecionado, avermelhado, com trama de escavações intraestruturais verticais, com forma lobada e “chinelos”	Intensa atividade biogênicas em substrato inconsolidado
Sfb	Arenito fino fioturbado	Arenito fino, de estrutura maciça, com coloração roxa. Pequenas auréolas de orifícios de bioturbação	<i>Icnitos</i> de escape, habitação, alimentação ou de pastagem
Pe	Pelito com estruturas de sobrecarga e de escape	Pelito laminado, em camadas finas (6 cm), estruturas de sobrecarga (<i>flame structure</i>), estruturas de escape d’água	Sobrecarga de camada arenosa no substrato lamoso.
Ao	Arenito fino ondulado	Camadas onduladas a lenticulares, decimétricas com laminação simétrica e assimétrica com amplitude de até 4 cm	Deposição por fluxo oscilatório e corrente unidirecional
Pac	Pelito com lentes de arenito	Camadas tabulares de pelitos maciços com lentes centimétricas de arenitos finos com estratificação cruzada cavalgante (<i>ripples</i>)	Processos de suspensão e tração
Ahs	Arenito fino hummocky-swaley	Camadas amalgamadas de arenitos finos a médios com estratificação <i>hummocky-swaley</i> que passam para laminação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo	Fluxo combinado de grande a média intensidade relacionado a tempestades
Asg	Arenito fino sigmoidal	Camadas lenticulares lateralmente contínuas de arenitos finos e bem selecionados. <i>Foresets</i> sigmoidais com inclinação máxima entre 40-50°. Os <i>sets</i> se alternam em camadas de 30 cm	Migração de formas de regime. Fluxo transicional a superior associado com rápida desaceleração
Agn	Arenito com	Arenito grosso com gradação normal na base	Corrente de turbidez de

	seqüência de Bouma	passando à arenito médio com laminações planar paralelas, em seguida no topo arenito fino com <i>climbing ripples</i>	alta densidade
Pf	Pelito com <i>flute marks</i>	Pelito laminado, marrom-avermelhado com <i>flute marks</i>	Carga e erosão por passagem de corrente de fundo
Ac	Arenito convoluto	Arenito com afinamento da granulometria dos pacotes para o topo. Laminações convolutas, recumbentes e laminações planar-paralelas	Deformação plástica por escorregamento (<i>slump</i>)
Al	Pelito laminado	Pelito laminado em camadas tabulares centimétricas. Aumento de argila para o topo da seqüência.	Deposição por suspensão por desaceleramento de corrente de turbidez
Bc	Brecha carbonática	Paraconglomerado carbonático maciço, com clastos centimétricos em matriz suportada	Fluxo plástico de detritos subaquoso (<i>debris flow</i>)
Aca	Arenito fino com laminação cavalgante e ondulada	Pacotes amalgamados de arenito fino em camadas (20-70 cm) com granocrescência ascendente, laminações cavalgantes e onduladas	Migração de dunas 3D e barras de centro de canais fluviais
Sl	Siltito laminado	Camadas lenticulares de siltito laminado cinza (~ 5 cm) intercalado com pacotes de arenito	Abandono de canais ativos

Associação de Fácies de Prodelta – Frente Deltáica

Esta associação de fácies inclui as fácies Aml, Smb, Pe, Ao, Pac, Asg, onde ocorrem *ripples* e acamamentos ondulares e lenticulares e arenitos com bioturbação. Estruturas de sobrecarga e escape de fluidos são frequentes. Os pacotes possuem ampla continuidade lateral e intercalações de arenitos e pelitos são comuns em sucessões verticais extensas. Nos afloramentos de ritmitos de areia fina e pelitos é possível notar deformações e cisalhamentos com feições *sin-sedimentares*.

Fácies arenito com laminação cavalgante (Aml) - Arenito médio a fino de coloração rósea. No topo da seção ocorrem estratificações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) com recobrimentos de minerais opacos nos *foresets* (Fig. 13) e superfícies de reativação. Abaixo das *ripples* ocorre lâmina de argilito de forma ondulada. **Interpretação** - As laminações cavalgantes são confinadas em substrato arenoso fino indicando suprimento de areia muito limitado e fluxo desacelerante. As superfícies de reativação indicam mudanças súbitas na energia de correntes unidirecionais.



FIGURA 13 – Laminações cavalgantes (*ripples*) em arenito fino da Fm. Pacujá recobrimento de minerais opacos nos *foresets* e abundantes superfícies de reativação.

Fácies Arenito Médio Bioturbado (Smb) – Arenito médio a fino, bem selecionado, avermelhado, com trama de escavações verticais na forma lobada e “chinelo” (Fig. 14). As bioturbações são sobrepostas por marcas de ondas. **Interpretação** - Esta fácies representa estruturas biogênicas, escavadas em substrato arenoso fino, formadas por organismos de abundância relativamente alta.

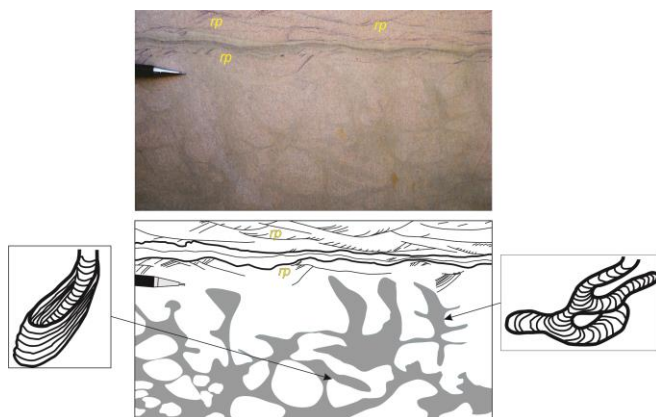


FIGURA 14 – Imagem e fotointerpretação de icnofósseis em arenito médio a fino. A trama, de cor mais escura, representa escavações de organismos em diversas direções e com geometrias lobadas e “chinelo” (Fácies Smb). As tocas estão recobertas com marcas de onda (Fácies Aml).

Fácies arenito com acamamento ondulado (Ao) - Camadas onduladas a lenticulares de arenito fino (Fig. 16) com espessura decimétricas, apresentando laminação ondulada

simétrica e assimétrica com amplitude de até quatro centímetros, sucedidas por laminação planar-paralelas. **Interpretação** - Deposição por fluxo oscilatório e corrente unidirecional. Migração de marcas onduladas e períodos de água parada ou estofa.

Fácies pelito com lentes de arenitos com laminação cruzada (Pac) - Camadas tabulares de pelitos maciços com lentes centimétricas de arenitos finos (Fig. 16) com estratificação cruzada cavalgante. **Interpretação** - Alternância de processos de suspensão e tração.

Fácies arenito fino com estratificação sigmoidal (Asg) - Camadas tabulares de arenitos finos e bem selecionados, lateralmente contínuas por dezenas de metros (>20m), exibindo estratificações com geometria sigmoidal, com *foresets* (40-50°) recobertos por filmes argilosos, alternados em camadas de 20 cm (Fig. 16). Superfícies de reativações são frequentes. **Interpretação** - Migração de formas de leito sob fluxo unidirecional em regime de fluxo transicional a superior associado com rápida desaceleração. Deposição sob condições críticas da passagem de corrente de fundo com concentrações elevadas de grãos em suspensão, sucedida pela redução da turbulência de fluxo (MIALL, 1996).

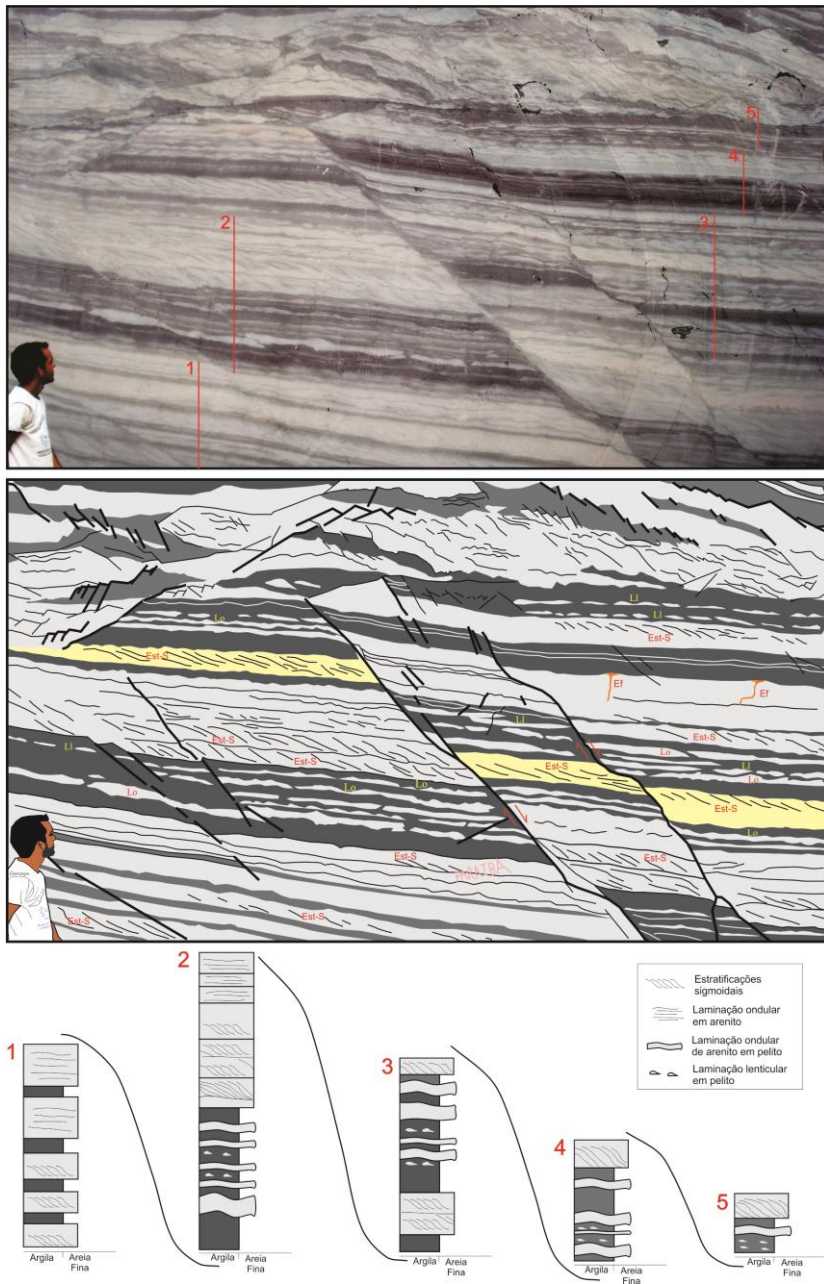


FIGURA 15 – Fácies de prodelta da Fm. Pacujá. A fotointerpretação ao lado exibe estruturas típicas de um ambiente costeiro subaquoso; Ef – estrutura de escape d’água; Ll – laminação lenticular; Lo – laminação ondular; Est-S – estratificação cruzada sigmoidal; O perfil abaixo exibe o padrão de empilhamento granocrescente ascendente da sequência.

Fácies pelito com estruturas de carga (Pe) - Pelito laminado com espessura de até seis centímetros, apresentando laminações perturbadas associadas com estruturas de sobrecarga do tipo chama centimétricas, definidas pelo contato deposicional entre a camada de pelito que penetra na camada sobrejacente de arenito (Fig. 15 A e B). Estas estruturas, às vezes, encontram-se seccionadas por feições de escape (Fig. 15 C e D).

Interpretação – Depósitos cujas estruturas foram deformadas por movimento lateral de grande escala dos sedimentos durante a passagem de correntes fundo. As estruturas em chama são resultantes da sobrecarga das maçadas de areia no substrato lamoso semi-consolidado. Movimentos tectônicos podem ter sido responsáveis pela instabilidade dos pacotes sedimentares mediante o alívio da pressão litostática (DECELLES, 1988).

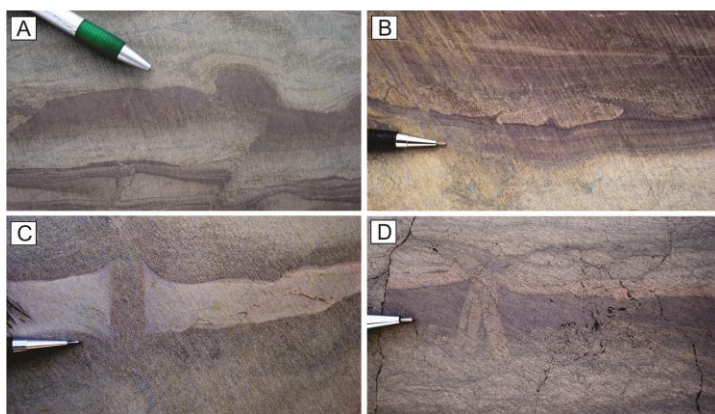


FIGURA 16 – (A e B) estruturas de sobrecarga (*flame structures*) em argilitos; (C e D) estruturas de escape de fluidos.

Associação de Fácies Marinha – Depósitos Turbidicos

Esta associação de fácies inclui as fácies Sfb, Pe, Ahs, Asb, Af, Ac, Al e Bc, distribuídas em pacotes de arenitos finos a médios, siltitos avermelhados e pelitos, com acamamentos de gradação normal e uma grande variedade de estruturas sedimentares como: laminações plano-paralela e cavalgante, estratificação cruzada *hummocky-swaley*, marcas de sola (*flute casts*), acamamento convoluto recumbente, além da sequência turbidítica de Bouma. Ocorrem traços fósseis de *Cruziana* em arenito fino avermelhado maciço e *Zoophycus* em arenito fino esbranquiçado e bem selecionado. No topo desta sucessão ocorrem depósitos conglomeráticos carbonáticos.

Fácies Arenito Fino Bioturbado (Sfb) - Arenito fino, maciço, com coloração roxa, possuindo pequenas auréolas na forma de orifícios de tamanhos e formas homogêneas (Fig. 17) que representam traços de bioturbação (*Zoophycos*). **Interpretação** – Deposição súbita de elevada carga sedimentar, cujo substrato fora bioturbado por organismos mediante comportamento de habitação, alimentação ou pastagem.

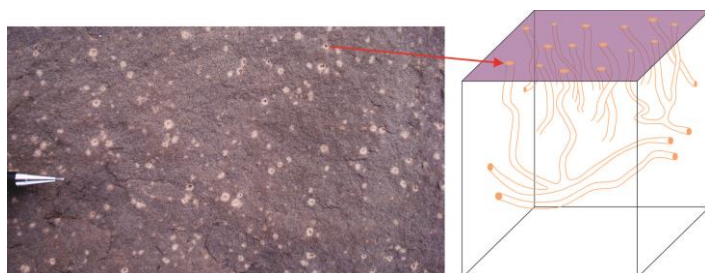


FIGURA 17 – Icnofósseis de organismos em arenito fino, maciço e de coloração roxa. O esquema ilustra a geometria das tocas.

Fácies arenito com sequência de Bouma (Asb) - Sequência de camadas caracterizada por arenito grosso esbranquiçado com gradação normal (n) na base, passando a arenito médio com laminações planar paralelas (p), até arenito fino com *climbing ripples*, no topo. Este arranjo arquitetural e faciológico caracteriza a sequência de Bouma (Fig. 18A). **Interpretação** – Depósitos formados por durante a passagem de corrente de turbidez de alta densidade desacelerante (intervalo Ta), sob regime de fluxo superior (intervalo Tb) e inferior (intervalo Tc) (LOWE, 1982; MUTTI, 1992).

Fácies pelito laminado com flute marks (Af) - Pelito laminado, marrom-avermelhado com marcas de objetos (*flute marks*) em forma de V, levemente curvadas (Fig. 18B). **Interpretação** – Depósito de pelítico acumulado por suspensão no funda da bacia receptora, semi-consolidado, atingidos por fluxos gravitacionais de alta densidade produzindo a erosão do substrato argiloso pelo impacto de objetos (BENTON & GRAY, 1981).

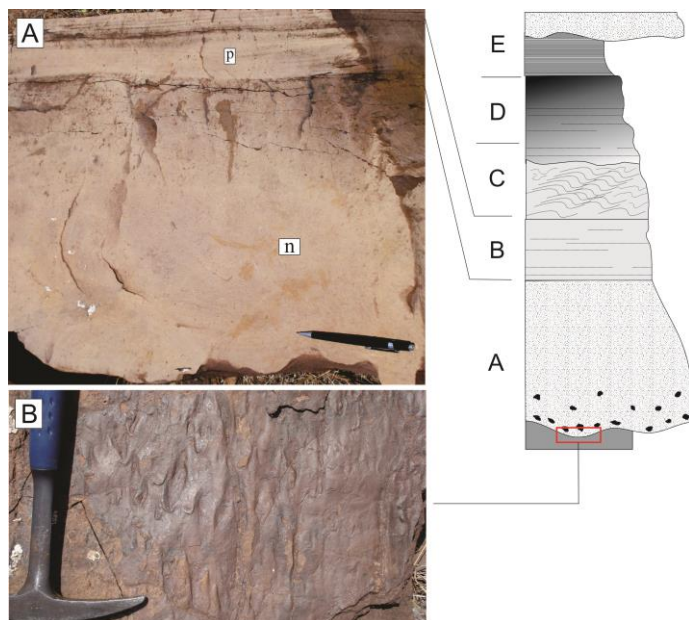


FIGURA 18 – Sequência turbidítica da Formação Pacujá. O depósito representa uma sequência de Bouma (1962) incompleta (intervalos Ta, Tb e Tc). Ocorre acamamento com gradação normal (n) e laminação planar paralela (p); (B) argilito laminado com *flute marks*.

Fácies arenito fino com estratificação cruzada hummocky-swaley (Ahs) - Camadas amalgamadas de arenitos finos a médios, bem selecionados com estratificação cruzada *hummocky-swaley* (Fig. 19). Base côncava, erosiva e assimétrica que lateralmente passam para laminação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo. **Interpretação** - Fluxo combinado predominantemente oscilatório de grande a média intensidade relacionado a fluxo turbidítico de sedimentos em taludes ocasionando a geração desta estrutura nas porções mais proximais.

Fácies argilito laminado (Al) – Argilito laminado em camadas tabulares centimétricas (Fig. 19 A). Ocorre aumento de argila para o topo da sequência. **Interpretação** – Deposição por suspensão após o desaceeramento da passagem de corrente de turbidez.

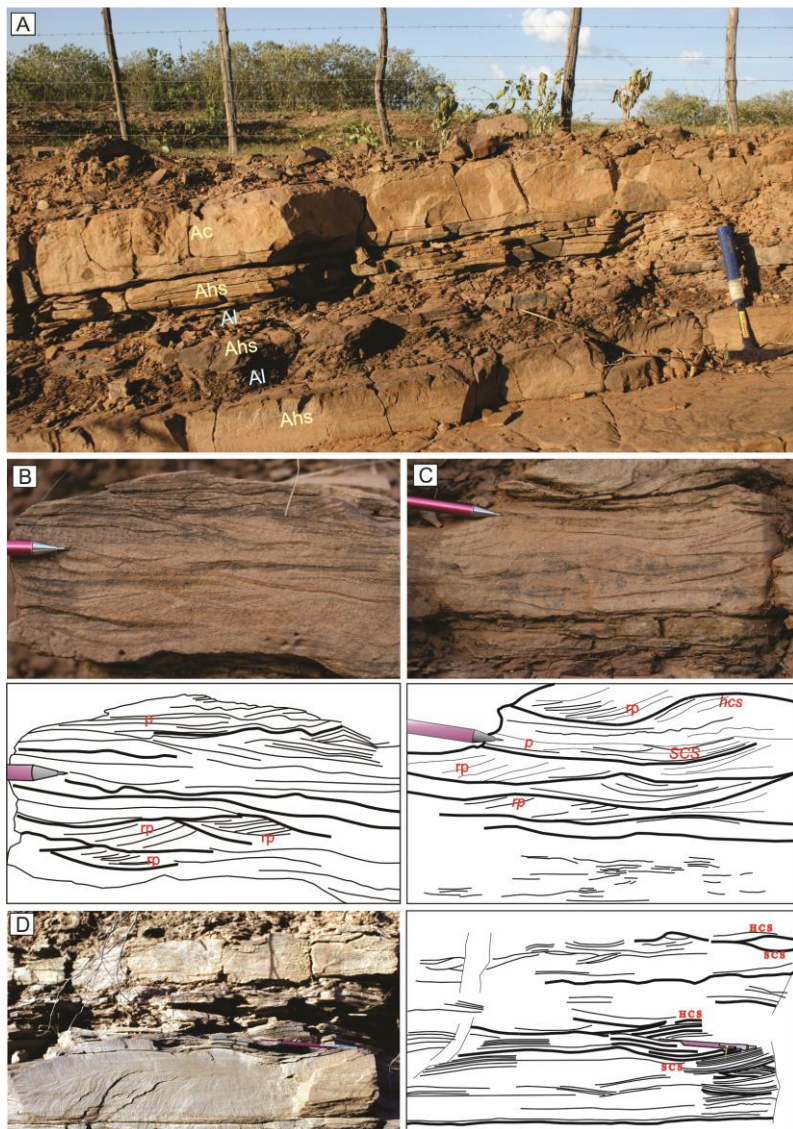


FIGURA 19 – Sequência turbidítica da Formação Pacujá: (A) vista panorâmica de dois ciclos deposicionais tendo na base arenito (Ahs) sucedido gradativamente por intercalações de arenito fino-pelito (Al), em um arranjo de granodrecrescência ascendente. (B e C) detalhe de laminações cavalgantes (*ripples*: rp), planar-paralela (p), associadas com estratificação *hummocky-swaley* (D: HCS e SCS).

Fácies Arenito com laminações convolutas (Ac) - São depósitos de arenito com padrão de gradação normal, com laminações convolutas, algumas recumbentes sobre arenitos com laminações planar-paralelas preservadas (Fig. 20 A e B). **Interpetação** – Depósitos formados por fluxo gravitacional de massa nas porções proximais de sistemas turbidíticos, em áreas de talude, durante processo de escorregamentos quanto de escorregamentos.

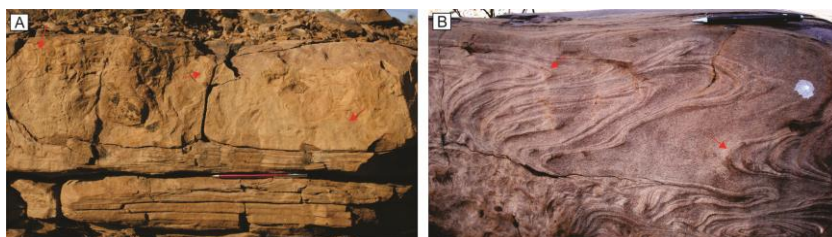


FIGURA 20 – Arenitos da Fm. Pacujá com laminações convolutas. (A) pacote de arenito com laminações convolutas (setas) sobre camadas com laminações planar paralelas; (B) Laminações convolutas recumbentes (setas).

Fácies brecha carbonática (Bc) - Paraconglomerado carbonático de coloração branco-esverdeada, maciço e com clastos centimétricos sustentados por uma matriz (Fig. 21 A). O pacote levemente sigmoidais na forma de ciclos (Fig. 21 B: 1,2,3,4) com topo e base erosivos que marcam a passagem abrupta de uma camada para outra. A granulação torna-se mais fina para mais grossa, da esquerda para direita. Os clastos são de gnaisses, arenitos e vulcânicas (Fig. 21 C). A sequência esta bastante falhada e fraturada (Fig. 21 D). **Interpretação** - Fluxo de detritos alta viscosidade (*binghanianos*), com deposição dos sedimentos *em masse* quando a tensão cisalhante dos clastos cai abaixo da resistência da matriz (LOWE, 1979).

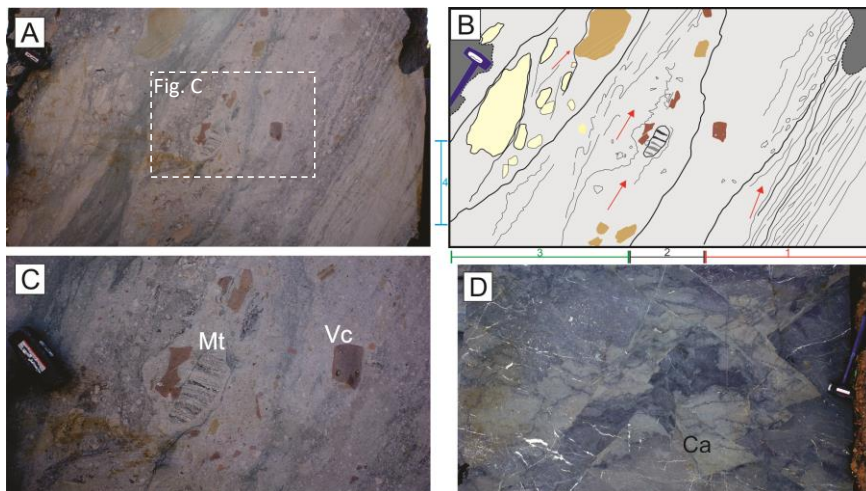


FIGURA 21 – Brecha carbonática da Formação Pacujá. (A e B) feições de fluxo de detritos (*debris flow*) em meio carbonático. Setas indicam o sentido de movimentação dos sedimentos; (C) Clastos são de arenitos, vulcânicos (Vc) e gnaisses (Mt); (D) Carbonato (Ca) está bastante difundido nesta fácies.

Associação de Fácies Planície Deltáica

Esta associação é composta pelas fácies Aca e Sl, e compreende camadas de arenitos fins a médios, com ampla continuidade lateral, com intercalações de siltitos. Estes pacotes compõem uma sucessão de aproximadamente cinco metros, cujas melhores exposições ocorrem no Açude Aires de Souza (Jaibaras).

Fácies arenito fino com laminação cavalgante e ondulada (Aca) - Esta fácies ocorre como pacotes de arenito fino quartzo-feldspático, bem selecionado, e avermelhado, dispostos na forma de pacotes com espessuras que variam entre 20 a 70 cm (Fig. 22). As camadas são tabulares a suavemente lenticulares, formando um padrão amalgamado, com espessamento para o topo da seção, internamente exibindo padrão de granocrescência ascendente. As estruturas sedimentares mais comuns são laminações cavalgantes e onduladas simétricas. **Interpretação** - Migração de dunas arenosas e barras de centro, com predomínio de processos de tração e suspensão. O forte padrão de amalgamação dos pacotes incide a dinâmica de acreção lateral de barras.



FIGURA 22 – Arenito fino da Formação Pacujá, disposto em camadas tabulares que amalgamam horizontalmente, intercalando-se com camadas de siltito laminado.

Fácies siltito laminado (SI) – Esta fácies é constituída de camadas lenticulares de siltito cinza, com laminação planar-paralela incipiente, com espessura em média de cinco centímetros, ocorrendo entre os pacotes de arenito (Fig. 22). **Interpretação** – Representa depósito de abandono de canais entrelaçados sob condições de fluxo reduzido, com baixa velocidade, deposição de silte e argila por suspensão.

Sistema Depositional

As fácies sedimentares descritas na Formação Pacujá atestam um sistema flúvio-deltaico, que gradava para um sistema marinho. A espessura dos pacotes e sua ampla ocorrência na área indicam grande aporte sedimentar cujo transporte e deposição se processou em canais entrelaçados que alimentavam uma ampla planície deltaica arenosa.

Os depósitos turbidíticos descritos, anteriormente, foram descritos como pertencentes a ambientes lacustres (COSTA, 1994). Entretanto, alguns estudos realizados nessa região não descartam a hipótese de ambiente marinho para sedimentação desta sequência (PARENTE et al, 2004).

Os icnofósseis descritos neste trabalho representam icnitos de escavações com tubos simples, bifurcados em forma de U, perpendiculares em relação ao plano de

estratificação, constituindo habitações mais ou menos permanentes de organismos, sésseis ou semi-sésseis.

Segundo Seilacher (1953, 1964 a,b) e Frey (1975), o estudo de icnofósseis apresenta algumas vantagens sobre o estudo de fósseis corporais. Uma delas está relacionada ao fato dos icnofósseis serem representantes diretos de uma biocenose, já que ocorrem principalmente *in situ*, enquanto que os fósseis corporais compõem com mais frequência as tanatocenoses. Além disso, deve-se levar em conta que estruturas sedimentares biogênicas são, geralmente, salientadas pelos processos diagenéticos (BROMLEY, 1996; FREY & PEMBERTON, 1985; OSGOOD, 1970).

Os sedimentos onde estes organismos se instalam caracterizam-se por siltes e areias bem selecionadas (prodelta), por vezes intercalados por argilas e areias limpas, depositados num ambiente de energia relativamente moderada. Organismos assim se enquadram na morfologia dos gêneros *Arenicolites* e *Skolithos*. Em conjunto com a associação de fácies, indicam ambientes de águas mais ou menos profundas, o que descaracteriza o ambiente favorável ao gênero *Skolithos*. A icnofácies *Cruziana* se aplicariam melhor a este caso, devido à geometria das escavações lobadas e paralelas ao substrato, e são típicas de ambientes mais profundos. Esta icnofácies se distribui desde o ponto localizado abaixo da base da linha de rebentação, mas sujeito à ação de tempestades, às condições de águas mais calmas de costa-afora, situadas na plataforma.

A icnofácies *Zoophycus* e o icnogênero *Arenicolites* distribuem-se desde ambientes circunlitorais a batiais com condições de águas calmas, portando sedimentos argilosos ou areno-argilosos ricos em matéria orgânica, mas pobres em oxigênio. A presença desta icnofácies em ambientes rasos refletiria uma deposição de águas estagnadas. A associação desta icnofácies com fácies turbidíticas não reflete um ambiente estagnado, mas ambiente com inserção rápida de material arenoso fino por correntes de turbidez de baixa densidade, sucedido por material argiloso acumulado por decantação.

No contexto prodeltaico, os arenitos com estratificação cruzada *hummocky-swaley* foram formados por correntes de turbidez, cujas feições sedimentares indicam uma componente unidirecional e outra oscilatória. As camadas formadas durante estes eventos exibem gradação normal, resultantes de fluxo desacelerante (*waning*). Os lobos turbidíticos de prodelta constituem camadas tabulares a lenticulares, amalgamadas ou intercaladas com depósitos finos de pluma deltaica (ritmitos de silte e argila) depositados por sucessivos eventos episódicos de correntes de alta densidade. O

gradiente íngreme (talude deltáico) do prodelta favoreceu a instabilização dos pacotes sedimentares, provocando deslizamentos, escorregamentos ou fluxos de detritos na porção central da bacia.

Os turbiditos da Formação Pacujá podem ser comparados aos turbidíticos do Grupo Itararé, Bacia Intracratônica do Paraná. Ambas possuem fácies de arenito com estratificação cruzada, laminação planar paralela, arenitos em camadas delgadas tabulares e arenitos em camadas delgadas com Sequência de Bouma incompleta, frequentemente associadas à turboglifos. Ademais, a maior parte da deposição do Grupo Itararé registra um contexto glácio-marinho e marinho glácio-influenciado. Estes depósitos são considerados os melhores reservatórios petrolífero desta bacia, cujas camadas geradoras são os pelitos devonianos da Formação Ponta Grossa (MILANI & ZALÁN, 1999). São análogos aos turbiditos da margem continental brasileira, devido às similaridades faciológicas e contexto deposicional.

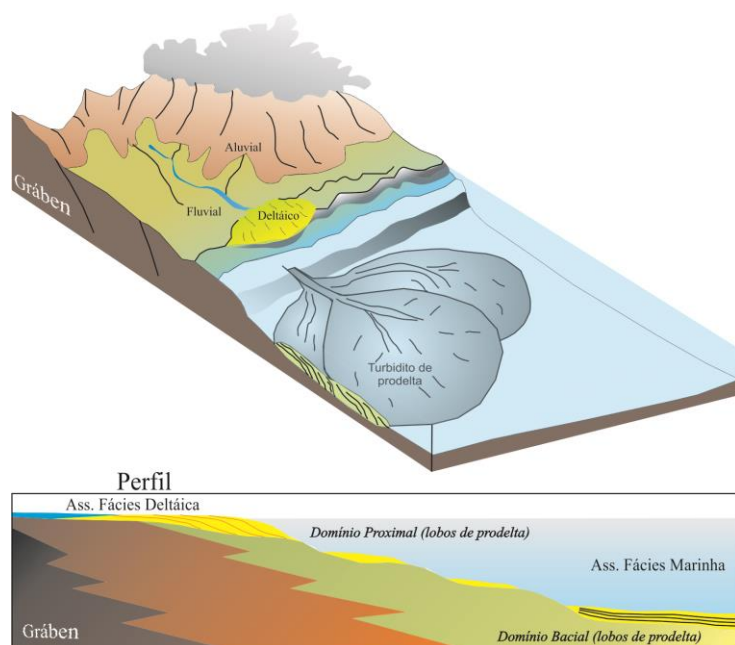


FIGURA 23 – Modelo integrado do sistema deposicional das formações Massapê e Pacujá. Os sistemas deposicionais gradam de leques aluviais para transicionais e mais distalmente um turbidito de prodelta.

VI.1.3. Formação Aprazível

Associação de Leques Aluviais e Canais Fluviais de Alta Energia

A Formação Aprazível compreende dois litotipos principais: conglomerado (Cmc e Cse) e arenitos grossos (Ae) intercalados. Os conglomerados incluem clastos e blocos vulcânicos, sedimentares e metamórficos, clastos suportados na base e matriz suportada no topo. Possuem estratificação acanalada e tabular de médio porte, e internamente gradação inversa, com imbricamento de grãos. Os arenitos são grossos, feldspáticos, mal selecionados, exibem estratificação plano-paralela e ocorrem como camadas lenticulares intercalados aos conglomerados. A tabela 4 apresenta o resumo das fácies descritas nestes depósitos.

TABELA 4 – Fácies sedimentares da Formação Aprazível

Código	Fácies	Descrição	Interpretação
Cmc	Conglomerado maciço clastos suportados	Ortoconglomerado polimítico, maciço. Matriz de areia fina marrom-avermelhada.	Transporte e deposição por fluxo de detritos não coesivo
Cse	Conglomerado com estratificação plano-paralela	Ortoconglomerado com granodecrescência ascendente. Topo plano e base côncava erosiva. Ocorre ciclicidade granulométrica das camadas. Os blocos medem até 20 cm.	Depósitos de cargas de leitos e preenchimentos de canais.
Ae	Arenito grosso estratificado	Laminação planar paralela e acanalada. Pacotes com até 1 metro espessura, intercalados aos pacotes de conglomerado	Depósitos de barras de centro de canais. Carga de leito

Fácies conglomerado maciço de clastos suportados (Cmc) - Ortoconglomerado polimítico, ocorrendo como pacotes extensos, aflorando em lajedo ou blocos. A estrutura é maciça (Fig. 25 A) e a matriz é constituída de areia fina com coloração marrom-avermelhada. Os clastos são de siltito, arenito (Fig. 25 B e C), granito (Fig. 25 D) e vulcânicas, além de abundantes grânulos de K-feldspato (10 cm a 1 m de diâmetro). Os fragmentos de siltito são avermelhados e angulosos a sub-angulosos. Todos os clastos, de modo geral, são bem arredondados a sub-arredondados e, algumas vezes, encontram-se imbricados. **Interpretação** - a fábrica não selecionada e desorganizada dos conglomerados sugere transporte e deposição por fluxo de detritos (PIERSON, 1980; JOHNSON, 1984; BLAIR & MCPHERSON, 1994). Conglomerados

clasto-suportados com matriz de granulação silte grosso a areia fina foram depositados por fluxo de detritos não coesivo (e.g., WELLS and DORR, 1987).

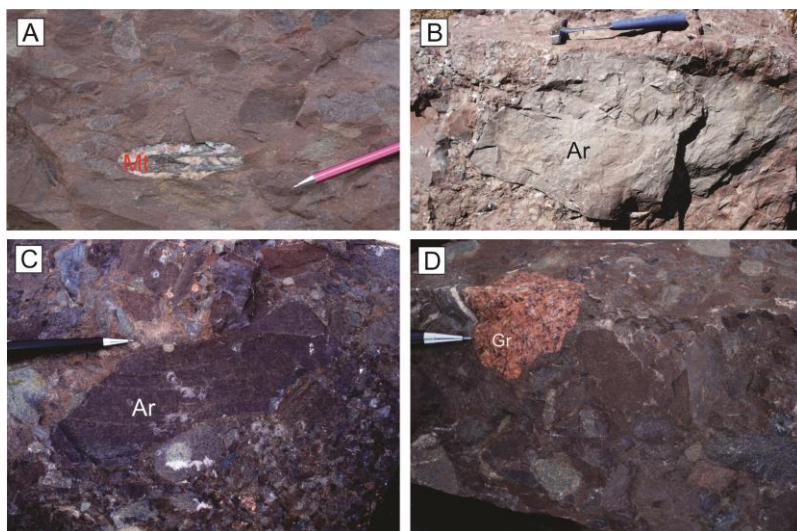


FIGURA 24 – Conglomerado polimítico clasto-suportado com matriz areia muito fina de cor avermelhada: (A) clastos polimíticos, dos quais se destaca o lítico metamórfico (Mt); (B) bloco de arenito acinzentado (Ar); (C) clasto de arenito de coloração arroxeada e estratificado; e (D) clasto angular de granito (Gr) de coloração rósea.

Fácies conglomerado com estratificação planar paralela (Cse) - Ortoconglomerado com estratificação e padrão de granodecrescência ascendente, polimítico, com clastos da base que vão de 8 a 20 cm com percentual de matriz de 10%. A maioria dos clastos são bem arredondados e estão imbricados. Os grãos intermediários possuem média de 5 cm e a matriz é constituída de grânulos. Os clastos são de granitos, vulcânicas (principalmente), gnaisses e arenitos grossos. Possuem topo das camadas plano e base côncava erosiva, além de feições de erosão e preenchimento, e ciclos granulométricos normais (Fig. 26). **Interpretação** - Os conglomerados estratificados representam depósitos de cargas dos leitos de um sistema de rios entrelaçados com preenchimentos de canais e depósitos de barras preservados. Estratificações representam leitos progradacionais em barras que são ricas em seixos na base e exibem diminuição progressiva da granulometria para o topo (STEEL & THOMPSON, 1983; SMITH, 1990).

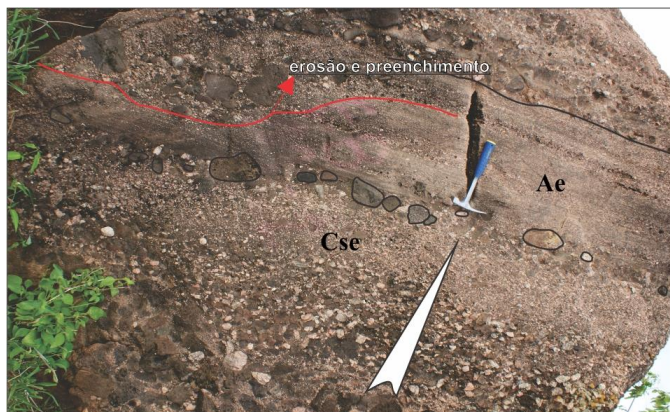


FIGURA 25 – Ortoconglomerado da Formação Aprazível, com granodecrescência ascendente no conglomerado e estrutura planar-paralela no arenito grosso intercalado ao conglomerado. Notar a superfície de erosão e preenchimento no topo do arenito.

Fácies arenito grosso estratificado (Ae) - Esta fácies compreende arenito grosso, de coloração bege e com laminação planar paralela e estratificação cruzada acanalada. Pacotes medem até 1 metro de espessura e ocorre intercalado aos pacotes de conglomerado da fácies Cse (Fig. 27 A). O contato entre estas duas unidades é erosivo (Fig. 27 B). **Interpretação** - Os arenitos muito grossos representam depósitos de carga de leito de um sistema de rios entrelaçados (eg., MIALL, 1977). Os leitos compreendem elementos de barras e preenchimentos de canais. Estratificações cruzadas acanaladas ocorrem em leitos de canais e representam migração de dunas lunadas (RAMOS & SOPEÑA, 1983; RØE, 1987; SMITH, 1990) ou dunas de mesoescala associadas com depósitos de barras (BLUCK, 1979; LUNT et al, 2004).

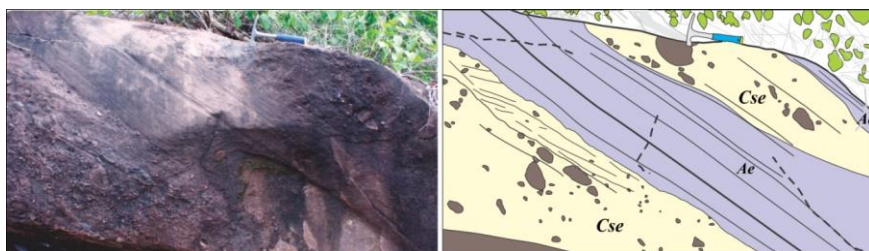


FIGURA 26 – Conglomerado e arenito grosso da Fm. Aprazível. O conglomerado possui estratificação planar-paralela, intercalando-se com arenito com contato erosivo.

Sistema Depositional

A Formação Aprazível compreendem fácies conglomerados estratificados e arenitos de sistemas aluviais barras e canais entrelaçados. As camadas de arenitos indicam a constante migração de barras, cuja direção do fluxo é evidenciada pelo imbricamento de clastos. A sucessão de pacotes de conglomerados dispostos na forma de ciclos sugere que a deposição fora influenciada por movimentos tectônicos que condicionavam aporte sedimentar, criação de espaço de acomodação e constantes mudanças no padrão de sedimentação. Este é um processo bem característico que ocorre em bacia tipo rifte, onde os processos de sedimentação em sistemas de leques aluviais e os fluviais associados são balizados pelos mecanismos tectônicos inerentes à bacia.

De acordo com Miall (1992), as categorias morfológicas dos canais fluviais devem ser vistas em um espectro de variações contínuas de tipos ou classes de canais. Este tipo morfológico é controlado pela descarga, pelo suprimento sedimentar e pelo gradiente (MIALL, 1978; RUST, 1978; SCHUMM, 1985; BRIDGE, 1985). Dentro deste contexto, temos os rios entrelaçados que são formados por uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas. As amalgamações de pacotes que ocorrem nos arenitos e conglomerados deve-se, provavelmente, ao processo comum neste sistema fluvial, onde barras de meio de canal com formas de leito menores que migram ao longo do seu dorso e face frontal (BRISTOW, 1987). Estes canais têm como característica uma alta variabilidade de descarga do fluxo ao longo de um ano e um alto suprimento sedimentar, sendo formados preferencialmente em contextos de declividade maior. Todas estas características são encontradas no contexto deposicional do Gráben de Jaibaras.

VI.2. EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

A Bacia de Jaibaras é um rifte preenchido por sedimentos siliciclásticos imaturos depositados ao longo do relevo abatido da calha principal. É muito provável que o preenchimento desta bacia se processou ao longo de seu eixo, sendo caracterizado por variações na espessura dos estratos, mudanças rápidas de fácies, intercalações freqüentes com leques aluviais conglomeráticos, arenitos, siltitos e pelitos, além de carbonatos associados. Os depósitos em leques aluviais refletem a constante recorrência de reativações das falhas principais, onde a diminuição desses pulsos tectônicos, para o topo da sequência, reflete-se na litologia e espessura do preenchimento da bacia.

O preenchimento sedimentar da Bacia de Jaibaras pode ser compreendido na forma de três formações propostas, anteriormente, por Costa et al. (1975 e 1979), cuja sedimentação completa compreende o Grupo Jaibaras. Estas três formações, neste trabalho, são descritas na forma de duas seqüências deposicionais (inferior e superior, conforme PARENTE et al, 2004) com base nos seus atributos estruturais e sedimentológicos (Fig. 27).

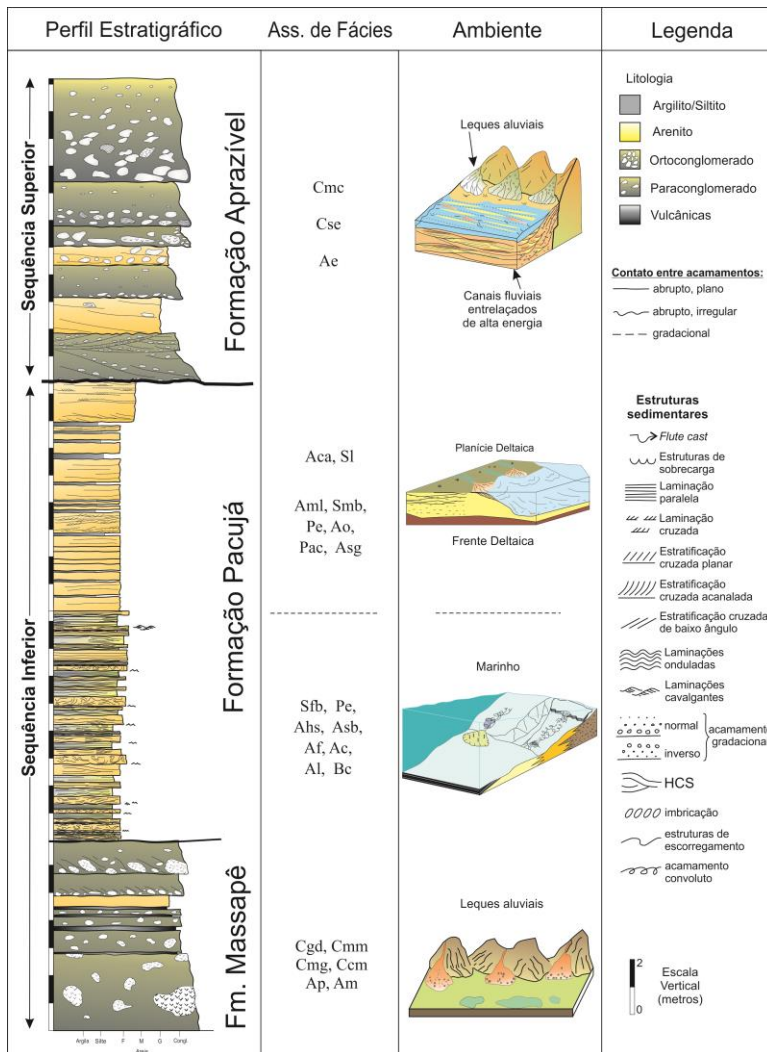


FIGURA 27 – Seção estratigráfica composta dos depósitos estudados com fácies sedimentares e respectivos ambientes de sedimentação.

O conhecimento acerca de riftes continentais tem aumentado ao longo dos anos, com base em trabalhos de campo e interpretações sísmicas. Trabalhos como de Rosendahl *et al*, (1986), nos riftes africanos, lago Tanganyita, por exemplo, são de grande importância para entendermos as principais características dos processos que governam a evolução destes tipos de bacia. Os modelos de formação de bacias riftes de Bonsence (1998) são baseados nos modelos de cisalhamento puro e simples. Em seu trabalho este autor discute o preenchimento das bacias do tipo rifte, classifica os estratos com base nas características estruturais e sedimentológicas, de forma simples.

Segundo Bonsence (1998), há um grande número de controles independentes e interdependentes na estratigrafia de bacias rifte: *tectônica, clima e processos magmáticos*. Esses controles podem ser tanto restritos para as diferentes fases de evolução da bacia rifte, ou ser mais presente afetando todas as fases. Podem ainda controlar as taxas de criação ou destruição de espaço de acomodação, as taxas de aporte sedimentar, controlando os padrões de empilhamento e o desenvolvimento de diferentes sistemas deposicionais.

VI.2.1. Sequência Sedimentar Inferior

A sequência inferior da Bacia de Jaibaras inclui as Formações Massapê e Pacujá, intercalações de rochas vulcânicas da Suíte Parapuí, com espessura estimada de 2600 m, segundo (COSTA *et al*, 1973). A Formação Massapê ocorre na base do Grupo Jaibaras e é composta de paraconglomerados polimícticos e subordinadamente arenitos, que formam ciclos de granocrescência e espessamento ascendente. Refletem os contínuos eventos de subsidência da bacia (JARDIM DE SÁ *et al*, 1979; NASCIMENTO & GAVA, 1979; QUADROS e ABREU, 1995). A ausência de clastos das sequências superiores marca sua posição estratigráfica dentro do Grupo Jaibaras. Pela ausência de superfícies estratigráficas, a Formação Pacujá é considerada como a porção distal do sistema deposicional da Formação Massapê. Inclui arenitos médios a finos e pelitos localizadas predominantemente no centro do rifte, que gradam lateralmente para arenitos-conglomeráticas e conglomerados nas bordas. Estes depósitos possuem ampla distribuição dentro do Gráben de Jaibaras (Fig. 28).

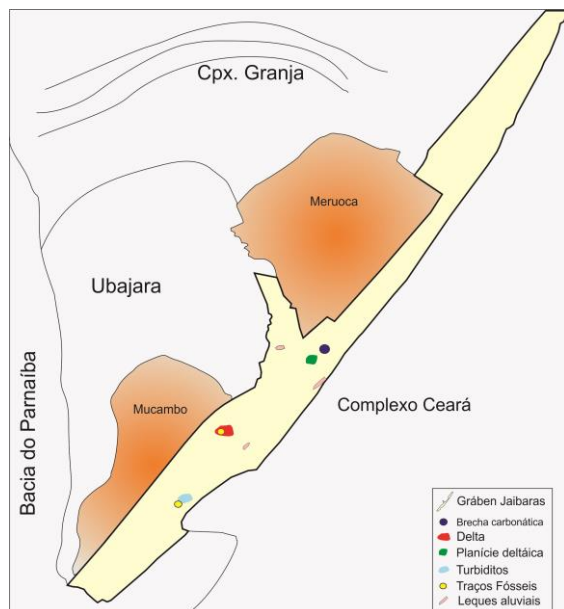
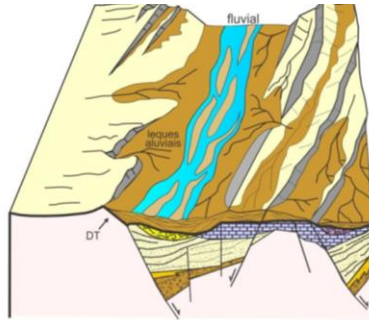


FIGURA 28 – Disposição espacial das fácies sedimentares da sequência inferior, no Gráben de Jaibaras. Notar que as fácies proximais a nordeste da Fm. Pacujá, e as distais no sudoeste.

Este conjunto sedimentar, inicialmente, representa um sistema de leques aluviais e canais fluviais de alta energia, desenvolvidos, nas bordas da bacia em função da propagação de falhas em estágio *sin-rifte* inicial, que gradativamente, passa para um flúvio-deltaico a marinho, em um estágio de maior estabilidade tectônica e pouca atividade magmática (Fig. 29).

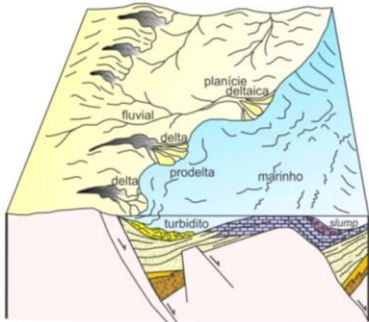
VI.2.2. Sequência Sedimentar Superior

A sequência superior inclui a Formação Aprazível que ocorre em discordância erosiva sobre as formações Pacujá e Massapê, que segundo Costa et al (1973) atinge espessura da ordem de 450 m. Esta formação inclui conglomerados dispostos na forma de pacotes tabulares, acumulados por processos de fluxos de massa, no sentido de Nemeç & Steel (1984), onde os termos mais desorganizados (maciços, com gradação normal pouco desenvolvida e gradação inversa na base dos estratos), sustentados pelo arcabouço e com matriz arenosa, representam fluxos de detritos pseudoplásticos (SCHULTZ, 1984).



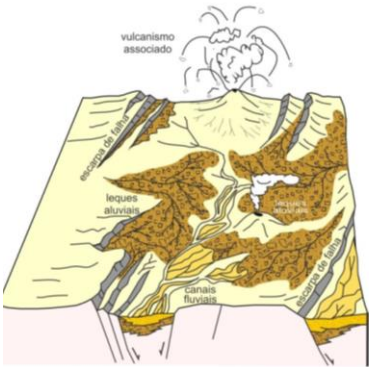
Sin-rifte Final

Reativações da antigas falhas. Retrabalhamernto de leques antigos derivados do *footwall*. Soerguimento formando novos espaços de acomodação. Sistemas de leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados de alta energia. Erosão regional. Alto grau de amalgamação dos canais fluviais. Acumulação dos sedimentos da Formação Aprazível que incluem arenitos e conglomerados imaturos. Geração de discordância tectônica (DT).



Sin-rifte Intermediário

Diminuição das atividades tectônicas e vulcânicas nas falhas principais. Soerguimento regional e incisão dos depósitos adjacentes. Deslocamentos de rios axiais e, ainda, retrabalhamento dos leques antigos. Desenvolvimento de um sistema fluvio-deltaico e uma plataforma carbonática. Implantação de sistema turbidítico e leques de fundo de bacia (*slump*). Deposição dos sedimentos da Formação Pacujá.



Sin-rifte Inicial

Caracterizado por uma complexa topografia desenvolvida pela propagação de falhas extencionais, que controlam os padrões de acumulação de sedimentos, desenvolvimento de padrões de drenagem e processos sedimentológicos. Redução da topografia pela erosão nos altos e nas depressões. Atividade magmática associada envolvendo vulcanismo explosivo. Deposição dos sedimentos da Formação Massapê e vulcanoclásticos da Suíte Parapui.

FIGURA 29 - Modelo esquemático de evolução tectono-estratigráfica da Bacia de Jaibaras com base em dados faciológicos e estruturais dos depósitos estudados (Baseado em BONSENCE, 1998).

VI.3. PETROGRAFIA

Foram analisadas 19 seções delgadas de arenitos por microscopia óptica para caracterização da composição do arcabouço, mineralogia da matriz dos conglomerados, e elucidação dos processos diagenéticos principais. Os resultados encontram-se listados nas Tabelas 5, 6 e 7, a classificação dos conglomerados na figura 30 e dos arenitos na figura 35. As feições texturais e diagenéticas foram caracterizadas com mais precisão através da microscopia eletrônica de varredura, onde foram observadas feições de dissolução, alteração de grãos para argilominerais e cimento, que serão apresentados a seguir. Os resultados obtidos mostram que tanto o arcabouço dos arenitos quanto dos conglomerados possuem características relacionadas à deposição dos sedimentos (primárias) e aos processos diagenéticos.

VI.3.1. Conglomerados

Os conglomerados das formações Massapê e Aprazível exibem uma ampla variedade de clastos de rochas sedimentares, ígneas, metamórficas, com tamanhos e formas variadas, sustentados em matriz arenosa. Com base no arcabouço, plotado no diagrama de Boggs Jr. (2009), estes conglomerados foram classificados como sedimentares e, subordinadamente, polimíticos (Fig. 30). Os conglomerados Aprazível possuem uma maior variedade de clastos predominantemente vulcânicos e metamórficos, com relação aos conglomerados Massapê. A matriz é arenosa fina a média, mal a moderadamente selecionada, constituída de quartzo, feldspato, e esporádicos líticos, cimento carbonático e clorita.

Os conglomerados Massapê ocorrem na forma de espessas camadas tabulares com ampla continuidade lateral (>50 m), com clastos suportados subarredondados, alongados de rochas sedimentares, raramente metamórficas e félsicas. Alguns blocos vulcânicos afaníticos alcançam 1,5m de diâmetro, às vezes com vesículas e bordas de alteração. A matriz arenosa é quartzosa e pobre em feldspatos. Os conglomerados Aprazível são constituídos de clastos esféricos, bem selecionados e bem arredondados de arenitos marrom avermelhado, além de granitos, gnaisses e vulcânicas. Demais pacotes desta formação são mal selecionados, com clastos de seixos a matacões (< 1m) imersos em matriz siltosa.

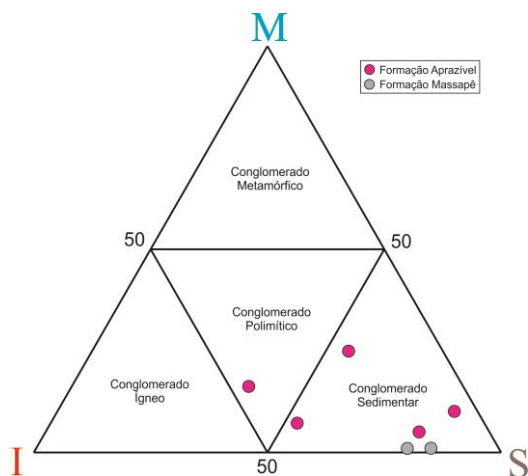


FIGURA 30 – Classificação dos conglomerados clasto-suportados e matriz-suportada no diagrama de Boggs Jr. (2009).

TABELA 5 – Análise modal dos conglomerados das Formações Massapé e Aprazível

Amostra	Varietade	Matriz	Clasto Plutônico	Clasto vulcânico	Clasto Sedimentar	Clasto Metamórfico	TOTAL
55	ortoconglomerado médio	25 - areia média	-	15	85	-	100
29	paraconglomerado fino	40 - areia fina	5	-	85	10	100
28	ortoconglomerado médio	5 - areia fina	20	-	55	25	100
63	ortoconglomerado fino a médio	15 - areia muito grossa	15	31	38	16	100
51	ortoconglomerado médio a grosso	10 - areia muito fina	21	19	53	7	100
67	ortoconglomerado médio	20 - areia muito grossa	5	-	85	10	100
65	ortoconglomerado fino	20 - areia média	15	-	80	5	100
22	ortoconglomerado médio	25 - areia média a grossa	20	-	80	-	100

*A matriz é dada em porcentagem com a respectiva granulometria e o total de clastos contados é dado no final.

TABELA 6 – Análise modal da matriz dos conglomerados das Formações Massapé e Aprazível.

Amostra	Qt	F	Lt	Qm	Qp	K-f	Pl	Ls	Lv	Lm	Cimento	Porosidade	TOTAL
55	70	30	-	99	1	22	78	-	-	-	5	3	400
29	100	-	-	100	-	-	-	-	-	-	5	20	400
28	100	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-	-	400
63	36,5	39,25	24,25	54,8	45,2	42,67	57,33	28,87	65,98	5,15	-	-	400
51	45	55	-	100	-	30	70	-	-	-	-	-	400
67	45	15	40	64	36	15	85	25	-	75	-	-	400
65	90	10	-	97	3	5	95	-	-	-	-	-	400
22	95	5	-	99	1	-	100	-	-	-	-	-	400

*Os valores são dados em porcentagem e o total de grãos é dado no final. Qt - Quartzo total; F - Feldspatos; Lt - Fragmentos líticos totais; Qm - Quartzo monocristalino; Quartzo policristalino; K-f - feldspato potássico; Pl - Plagioclásio; Ls - Lítico sedimentar; Lv - Lítico vulcânico; Lm - Lítico metamórfico.

VI.3.1.1. Formação Massapê

Conglomerado composto de clastos de rochas vulcânicas, sedimentares e matriz de areia fina (Figs. 31 e 32). Os líticos vulcânicos incluem clastos de 4,0mm, angulosos e com moderada a baixa esfericidade, compostos de plagioclásio, óxido de ferro e clorita. Os cristais de plagioclásio variam de tamanho nos fragmentos vulcânicos de muito finos a grossos. Estes líticos possuem partes das bordas penetrando na matriz. Os fragmentos de rochas sedimentares incluem arenito fino com textura semelhante à matriz. Esta é moderadamente selecionada e apresenta imbricamento dos grãos tabulares ou lamelares. Inclui grãos de quartzo, plagioclásio, epidoto, clorita e muscovita, com contatos retos e subordinadamente côncavo-convexos.

Na matriz ocorrem os grãos de quartzo são muito finos, sub-arredondados e de baixa esfericidade. O plagioclásio (0,4 a 1,8mm) é prismáticos euédricos ou subédricos e exibem maclamento *carlsbad* nos cristais grossos e polissintéticos nos mais finos. A titanita possui granulação fina à média (0,2 a 0,5mm), com formas subédricas e moderado arredondamento das arestas. A clorita possui granulometria fina (0,1mm) e ocorre esporadicamente nos espaços intergranulares. A biotita e muscovita têm granulometria muito fina (0,1mm) e encontram-se dispersas na rocha. A zoisita ocorre como grãos muito finos a médios (0,1 a 0,5mm), com relevo moderado, inclusas em grãos de plagioclásio. O zircão ocorre como grãos muito finos (0,1mm), prismáticos subédricos, moderadamente arredondados. Existem cavidades amigdaloidais preenchidas por clorita, epidoto e quartzo. Dentro da cavidade, o quartzo e o epidoto têm hábito fibroso nas bordas e formam-se como cristais prismáticos no centro.

Aspectos diagenéticos - Os feldspatos muitas vezes encontram-se substituídos por carbonato ou alterados para argilominerais. Apesar da semelhança textural e mineralógica entre a matriz e os clastos de rocha sedimentar, aquela se distingue dos clastos pela presença de óxido de ferro cimentando os grãos.

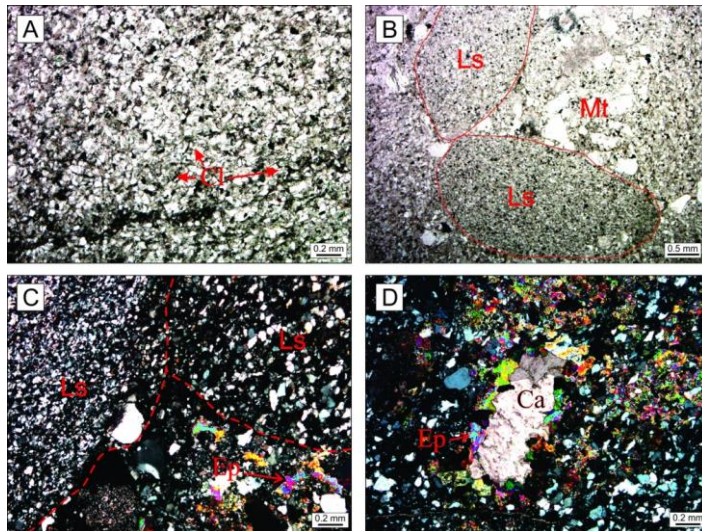


FIGURA 31 – Fotomicrografias de conglomerado da Fm. Aprazível (polarizadores // e X): (A) matriz cloritizada com grãos de quartzo e feldspatos; (B) líticos sedimentares (Ls) em matriz (Mt) de areia grossa; (C) líticos sedimentares de diferentes granulometrias e grãos de epidoto (Ep); e (D) cristais de calcita (Ca: cimento) bordejados por epidoto.

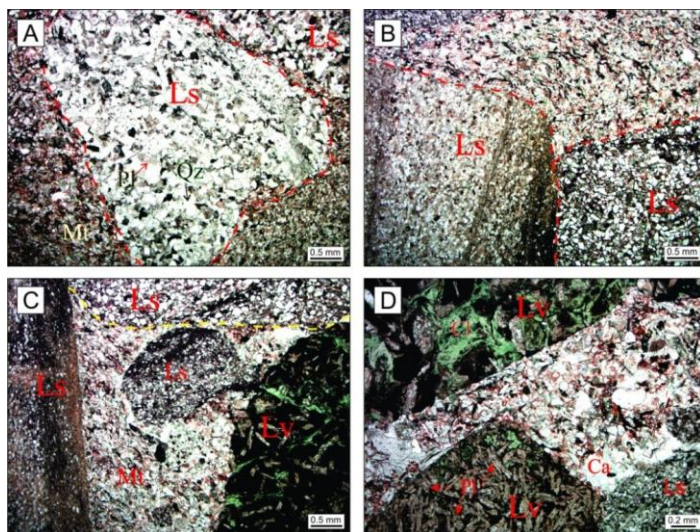


FIGURA 32 – Fotomicrografias do conglomerado da Fm. Massapê (polarizadores //): (A) líticos sedimentares (Ls) composto de quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) em matriz fina (Mt); (B) líticos sedimentares de texturas distintas; (C) variedade de clastos sedimentares; (D) líticos vulcânicos constituídos de plagioclásio e clorita (Cl). Calcita (Ca) ocorre dispersa na matriz.

VI.3.1.2. Formação Aprazível

São conglomerados com fragmentos de rochas sedimentares de baixa esfericidade e bem angulosos, com matriz na fração silte grosso, mal selecionada (Fig. 33). Os contatos entre os grãos são retos e côncavo-convexos. Os fragmentos de arenitos são muito finos a médios, com grãos de quartzo, feldspatos e muscovitas, a maioria possui orientação interna e mal selecionamento. Ocorrem clastos metamórficos de clorita-xistos e muscovita-xistos.

Clastos de rochas ígneas félsicas têm granulometria fina a média, são bem arredondado, constituído de K-feldspato (1,5mm) com textura granoblástica e intercrescimento perfitico e plagioclásio (1,4mm) com textura mimerquítica. Ocorre muscovita de tamanho médio (0,7mm), alguns grãos exibem alteração para argilominerais. Biotita é fina e está inclusa em K-feldspato. Ocorre carbonato devido à alteração de grãos.

A matriz é constituída de grãos finos a grânulos (0,1 a 2,0mm) de feldspatos, e quartzo mono- e policristalino, micas e titanita. Estes grãos são em geral bem arredondados e com moderada a baixa esfericidade. Os feldspatos são de granulação fina com formas tabulares e esféricas, com bordas angulosas e arredondadas. Possuem maclamento *carlsbad* e polissintético. O quartzo ocorre como grãos muito finos, bem arredondados, de moderada à baixa esfericidade. A calcita ocorre em formas poligonais apresentando textura poiquilítica quando engloba grãos da matriz. Os cristais são finos a grossos (0,2-1,0mm) e possuem clivagens romboédricas. As micas ocorrem nas variedades muscovita e clorita, levemente orientadas na matriz e sem feições de deformação dúctil. A titanita ocorre como grãos muito finos a finos (0,1 a 0,25mm) com formas subédricas prismáticas, e apresenta contatos retos com os grãos.

Os aspectos diagenéticos incluem impregnação de óxido de ferro, o que dá um tom avermelhado à matriz, substituição de feldspatos, às vezes atuando como cimento, possuindo hábito euédrico e preenchendo fratura da rocha. Sobrecrescimento epitaxial de albita em grãos de plagioclásio, do qual e destaca por *cutans* de óxido de ferro.

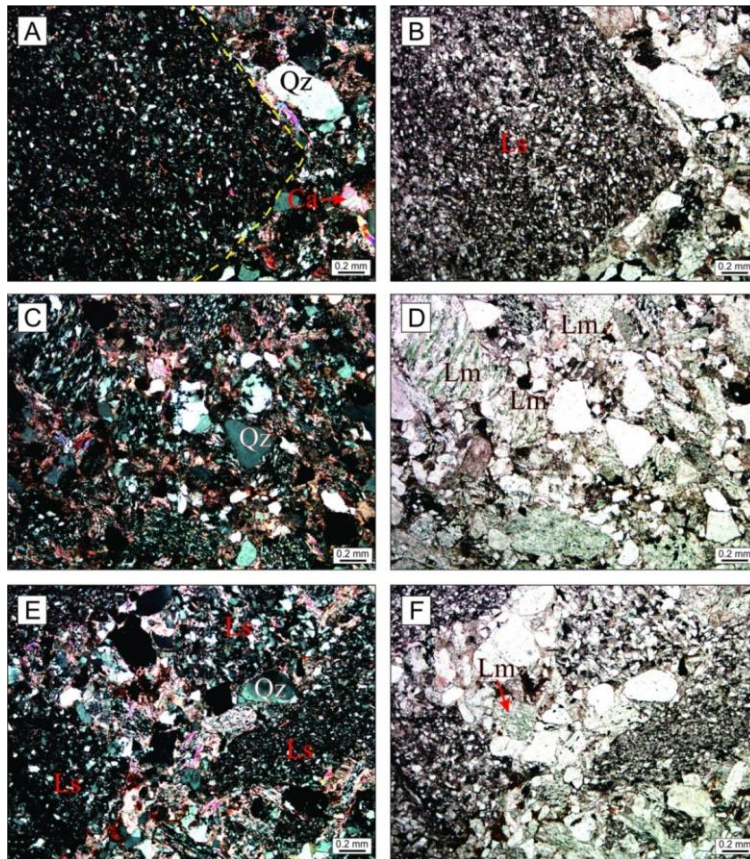


FIGURA 33 – Fotomicrografias de conglomerado da Fm. Aprazível (polarizadores // e X): (A-B) clasto angular de arenito fino micáceo (Ls) em matriz grossa com grãos de quartzo (Qz) monocristalino e nucleação de cimento de carbonato (Ca); (C-D) detalhe da matriz com clastos de clorita-xistos (Lm); e (E-F) clastos de arenito fino (Ls) de granulometria variada.

Os conglomerados da fácies canais entrelaçados de alta energia são constituídos de clastos de cascalho médio, bem arredondados e esféricos de rochas vulcânicas, plutônicas, metamórficas e sedimentares (Fig. 34). A matriz é composta de areia fina a grânulos (0,1mm a 2,7 mm), sendo mal selecionada e sem imbricamento. Os grãos variam de angulosos a arredondados e compreendem grãos de quartzo policristalino e monocristalino, fragmentos líticos sedimentares e vulcânicos, titanita, plagioclásio, k-feldspatos, clorita, anfibólio, epidoto e zircão. Os contatos entre os grãos do arcabouço são retos a côncavo convexos.

A matriz é constituída de quartzo monocristalino com granulometria areia muito fina a grossa (0,15 a 1,0 mm) e formas esféricas, algumas vezes alongados, possuindo bordas angulosas a sub-arredondadas. A extinção é reta a levemente ondulante. O quartzo policristalino possui granulometria areia média a muito grossa (0,4 a 1,1 mm) com formas tanto esféricas como alongadas e bordas angulosas à sub-angulosas. Ocorrem duas variedades, os que possuem alto grau de deformação dos sub-grãos com extinção altamente ondulante e contatos suturados e os que possuem baixo grau de deformação dos sub-grãos definindo estruturas em mosaico equigranulares com extinção levemente ondulante.

O k-feldspato compreende grãos finos a muito grossos (0,25 a 1,4 mm), com formas alongadas e prismáticas. Suas bordas são sub-angulosas à sub-arredondadas. Microclinas possuem geminação xadrez e geminação de transformação. Ocorrem texturas mimerquítica e pertítica em alguns grãos. Plagioclásio ocorre como grãos de granulação areia fina a grânulos (0,2 a 2,65 mm). Suas formas são tabulares e esféricas, com bordas arredondadas a sub-angulosas. Apresentam geminação polissintética, *carlsbad* e deslizante. Possuem inclusões de titanita e textura poiquilítica quando englobam quartzo. Sua composição é intermediária à evoluída (Oligoclásio An₁₂₋₃₂).

Os grãos de titanita têm granulometria muito fina a média (0,1 a 0,4 mm), com formas anédricas e arredondadas. Também ocorrem com formas euédricas como inclusões nos grãos de plagioclásio. O epidoto compreende grãos de granulometria silte grosso à areia fina (0,05 a 0,2 mm) e estão disseminados nos espaços intergranulares com textura granular. Os líticos sedimentares são pelitos de granulometria média (0,5 mm) e arcóseos medindo até 4 mm, apresentando em sua composição feldspatos, clorita e quartzo mono e policristalino.

Os líticos metamórficos são fragmentos de clorita xistos grossos (0,4 a 0,8 mm) com formas esféricas e bem arredondadas. Os líticos vulcânicos são grãos de rocha finos à grânulos (0,3 a 2,5 mm), compostos de plagioclásio tabular, clorita e óxido de ferro em quantidades variáveis. O anfibólio ocorre como grãos de tamanho areia fina a média (0,1 a 0,4 mm) de formas arredondadas e esféricas. Seu pleocroísmo varia de amarelo claro a verde escuro. A clorita é representada por grãos finos a médios (0,1 a 0,5 mm) com pleocroísmo de verde a amarelo pálido. Possuem formas euédricas a anédricas. Ocorrem também como inclusões prismáticas em grãos de feldspatos e fragmentos líticos vulcânicos.

Os aspectos diagenéticos incluem sobrecrecimento sintaxial de sílica em grãos de quartzo, destacado por *cutans* de óxido de ferro. Os grãos mais finos de plagioclásio possuem sobrecrecimento sintaxial de albita. Alguns grãos de epidoto e clorita são da substituição do plagioclásio. Micas ocorrem esmagadas entre os grãos do arcabouço. Carbonato ocorre como cristais provenientes da alteração de anfibólios, com clivagens romboédricas e medindo até 0,5mm.

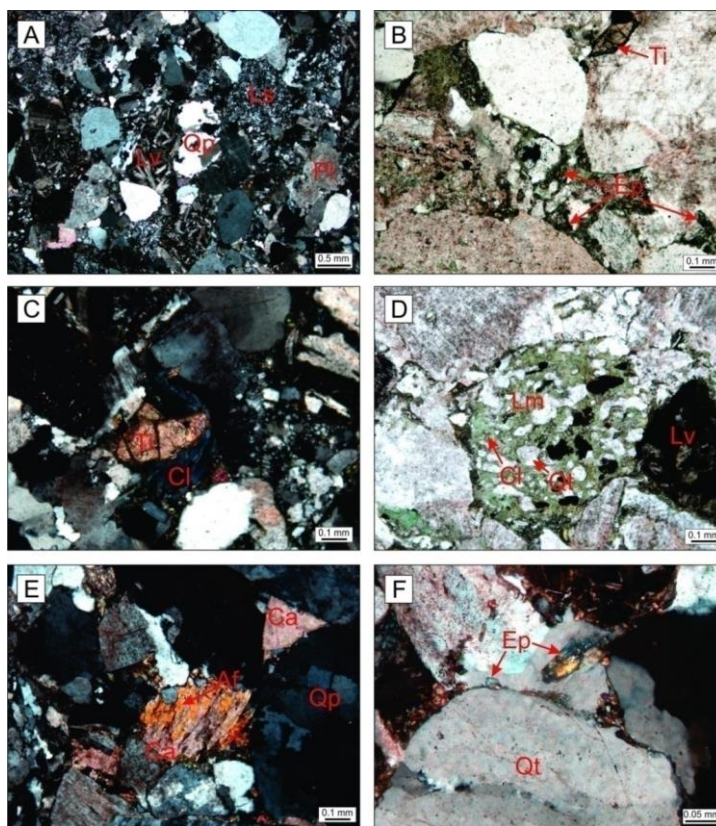


FIGURA 34 - Fotomicrografias de conglomerado da Fm. Aprozível (polarizadores // e X): (A) arcabouço com variedade de fragmentos líticos vulcânicos (Lv), plutônicos e sedimentares (Ls). (B) grãos euédricos de titanita (Ti) e epidoto (Ep) em formas granulares. (C) grão de clorita (Cl) esmagado por grão de titanita. (D) Lítico metamórfico (Lm) formado por quartzo (Qt) e clorita. (E) grão de anfibólio (Af) parcialmente substituído por carbonato (Ca). (F) Quartzo monocristalino englobando epidoto.

VI.3.2. Arenitos

Os arenitos das fácies *aluvial*, *deltáico* e *marinho* das formações Pacujá e Massapê variam de médios a finos, bem a moderadamente selecionados, geralmente com orientação de grãos. São constituídos de quartzo, feldspato, esporadicamente fragmentos líticos, com cimento carbonático e fortemente compactados. Os fragmentos líticos são vulcânicos e metamórficos. Carbonato e clorita ocorrem subordinadamente em praticamente todas as amostras. No diagrama de Folk (1974) estes arenitos foram classificados como arcóseo, onde as composições modais se distribuem ao longo do eixo F-Q, com uma tendência evolutiva da mineralogia dos arenitos das fácies continentais para os arenitos da fácies marinho (Fig. 35).

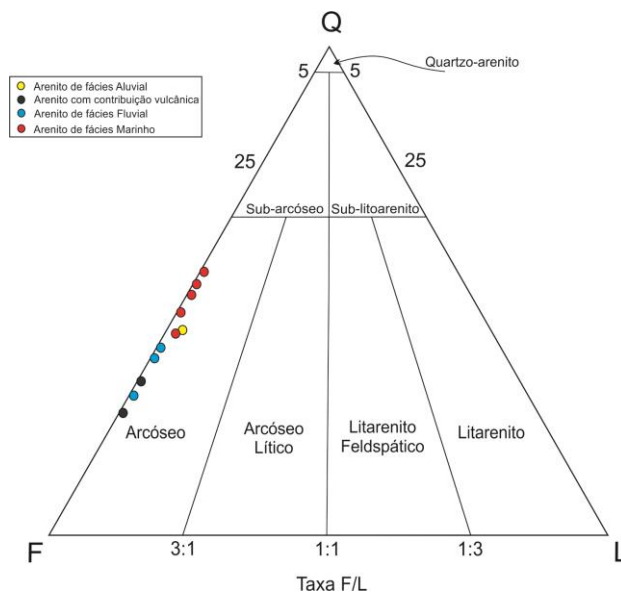


FIGURA 35 – Composição modal dos arenitos da Fm. Pacujá plotados em diagrama QFL de Folk (1974).

TABELA 7 – Análise modal dos arenitos da Formação Pacujá

Amostra	Granulometria	Qt	F	Lt	Qm	Qp	K-f	Pl	Ls	Lv	Lm	Matriz	Cimento	Porosidade	TOTAL
32	muito fino	29	71	-	98,82	1,18	1,18	98,82	-	-	-	-	14	-	600
45	muito fino	54	46	-	100	-	22	78	-	-	-	-	18	-	600
57A	muito fino	46	54	-	100	-	19,52	80,48	-	-	-	-	26	-	600
57B	muito fino	49,33	50,66	-	100	-	8,89	91,11	-	-	-	-	26	-	600
43	muito fino a fino	25,16	74,83	-	100	-	-	100	-	-	-	-	5	-	600
44	fino	31,66	68,33	-	98,96	1,04	1,95	98,05	-	-	-	-	30	-	600
49	fino	51,66	48,34	-	100	-	8	92	-	-	-	-	21	-	600
33B	fino a médio	38,5	61,5	-	100	-	4,33	95,67	-	-	-	-	37	-	600
33A	fino a médio	42,16	57,83	-	97,24	2,76	21,33	78,67	-	-	-	-	37	-	600
40	fino a médio	41,33	57,33	1,33	91	9	13,5	86,5	35	50	15	-	19	-	600
48	fino a médio	42,16	55,66	2,16	100	-	4	96	37	63	-	-	4	-	600

*Os valores são dados em porcentagem e o total de grãos é dado no final: Qt - quartzo total; F – feldspatos; Lt – fragmentos líticos totais; Qm – quartzo monocristalino; Qp - quartzo policristalino; K-f – feldspato potássico; Pl – plagioclásio; Ls – lítico sedimentar; Lv – lítico vulcânico; Lm - lítico metamórfico.

VI.3.2.1. Formação Massapê

Os arenitos da Fácies Aluvial são médios a finos, mal selecionado, com leve orientação dos grãos do arcabouço, onde os contatos são côncavo-convexos e em menor quantidade suturados (Fig. 36). O quartzo monocristalino (80%) é irregular, anguloso à sub-arredondado, com baixa esfericidade, e apresenta leve extinção ondulante. O quartzo policristalino é bem arredondado e de estrutura cristalina não deformada. O K-feldspatos (75%) é arredondado a anguloso, com baixo grau de esfericidade. O plagioclásio é muito fino a fino (0,1 a 0,25mm), prismático tabular e anguloso e exibem textura pertítica. Os tabulares exibem maclas *carlsbad* e aspecto avermelhado. O outro tipo com forma esférica e menor grau de alteração exhibe geminação polissintética. Os líticos sedimentares são de pelitos, com formas arredondados e alongadas. Os líticos vulcânicos possuem formas angulosas e alongadas. A muscovita é muito fina, alguns grãos deformados entre os grãos do arcabouço. A clorita é esporádica e ocorre em porosidades com formas lamelares. Minerais pesados são zircão e titanita.

Os aspectos diagenéticos mais importantes são: fragmentos de pelitos e micas esmagados; sobrecrecimentos de sílica em grãos de quartzo; sobrecrecimento de feldspatos autigênicos (Fig. 37); abundância de cimento de carbonato; baixa porosidade primária, substituição de grãos de plagioclásio por carbonato; sericitização e caulinitização de feldspatos.

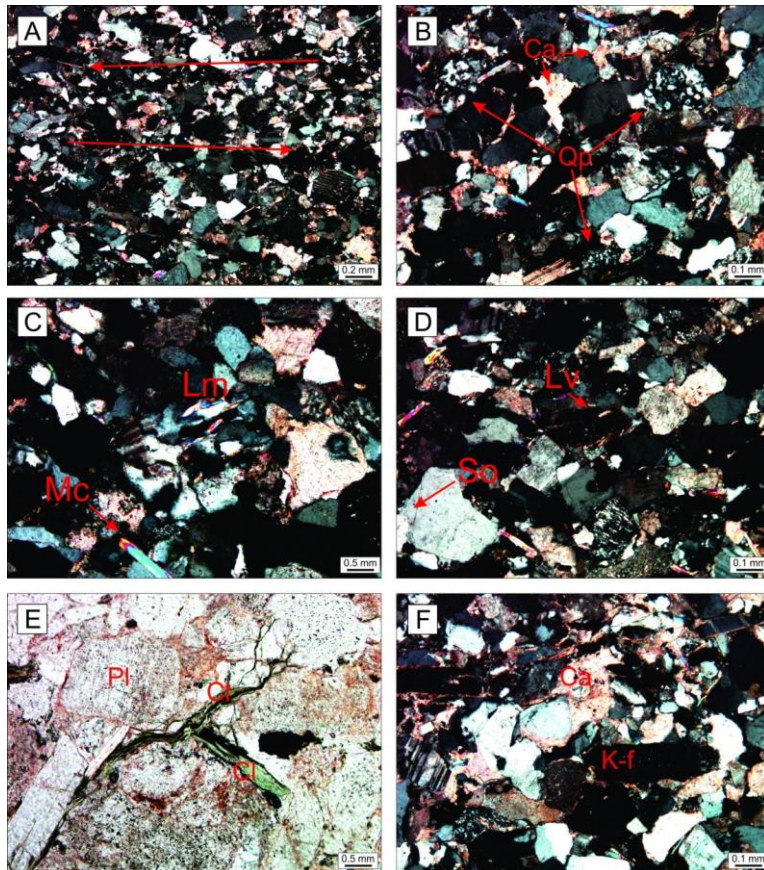


FIGURA 36 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A) Orientação dos grãos no arcabouço (setas); (B) grãos de quartzo policristalino (Qp) envoltos por carbonato (Ca); (C) grãos de muscovita (Mc) e lítico de mica-xisto (Lm); (D) lítico vulcânico (Lv) alongado e cimento de sílica (So); (E) grão de clorita (Cl) esmagada entre grãos de plagioclásio (Pl); e (F) grão de k-feldspato (k-f) e quartzo cimentados por carbonato.

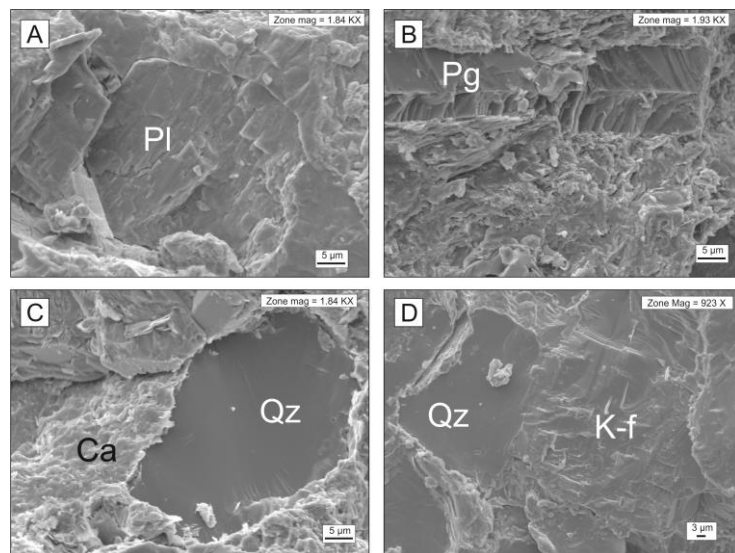


FIGURA 37 – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) dos arenitos da Fm. Massapê: (A) Grão de plagioclásio (Pl) com sobrecrescimento de albita; (B) grãos alongados de plagioclásio; (C) grãos de quartzo (Qz) bordejados por calcita (Ca); e (D) contatos retos entre grãos sub-angulosos de quartzo e k-feldspatos.

VI.3.2.2. Formação Pacujá

Os arenitos da Fácies deltáica são muito finos a médios (Fig. 38), mal selecionados, com grãos angulosos a arredondados, levemente orientados (Fig. 39), constituídos de quartzo, feldspatos, micas e calcita. Os contatos variam de retos a côncavo-convexos. O quartzo (0,05-0,35mm) é monocristalino (a semi-composto) e compreende grãos sub-angulosos muito finos a médios, com baixa a alta esfericidade, e extinção reta a ondulante. O K-feldspato compreende grãos finos a médios (0,1-0,3mm), angulosos a sub-angulosos, baixa esfericidade, às vezes com maclamento xadrez (microclina). O plagioclásio ocorre como grãos muito finos a médios (0,05-0,35mm), arredondados a angulosos, baixa esfericidade e tabulares, exibindo maclamento polissintético e *carlsbad*. A composição é intermediária oligoclásio/andesina (An₂₆₋₃₄). A muscovita compreende grãos finos (0,1 a 0,2mm), lamelares com clivagem bem desenvolvida, às vezes esmagada pelos demais grãos. A clorita ocorre como grãos muito finos (0,05 a 0,15mm), euedrais a subeudrais, com cor de interferência cinza de 1°

ordem a azul anômalo de 2º ordem. Possui clivagem bem desenvolvida e praticamente não ocorre esmagamento destas pelos demais grãos.

Os principais aspectos diagenéticos destes arenitos são: sobrecrecimento sintaxial de sílica em grãos de quartzo; sobrecrecimento sintaxial de albita em grãos de plagioclásio; cutans de óxido de ferro que destacam o grão do seu sobrecrecimento; substituição de plagioclásio e K-feldspato por calcitas, com clivagens romboédricas e medindo até 0,4mm, por vezes formando textura poiquilítica que engloba os grãos parcialmente substituídos (que perfaz uma considerável parte do arcabouço); baixo grau de sericitização dos feldspatos; cimentando de óxido de ferro; esmagamento de clorita e muscovita (Fig. 40); e clorita diagenética (Fig. 41).

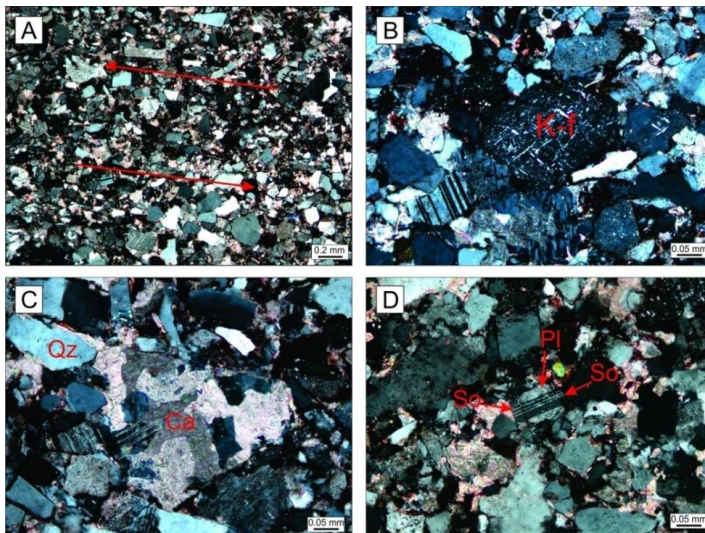


FIGURA 38 - Fotomicrografias de arenito da Fm. Pacujá (polarizadores X): (A) visão do arcabouço da rocha bastante cimentado por carbonato e exibindo a orientação dos grãos (setas); (B) feldspatos (K-f) sericitizados; (C) substituição de grãos de feldspatos por carbonato (Ca); (D) plagioclásio com sobrecrecimento sintaxial (So) de albita.

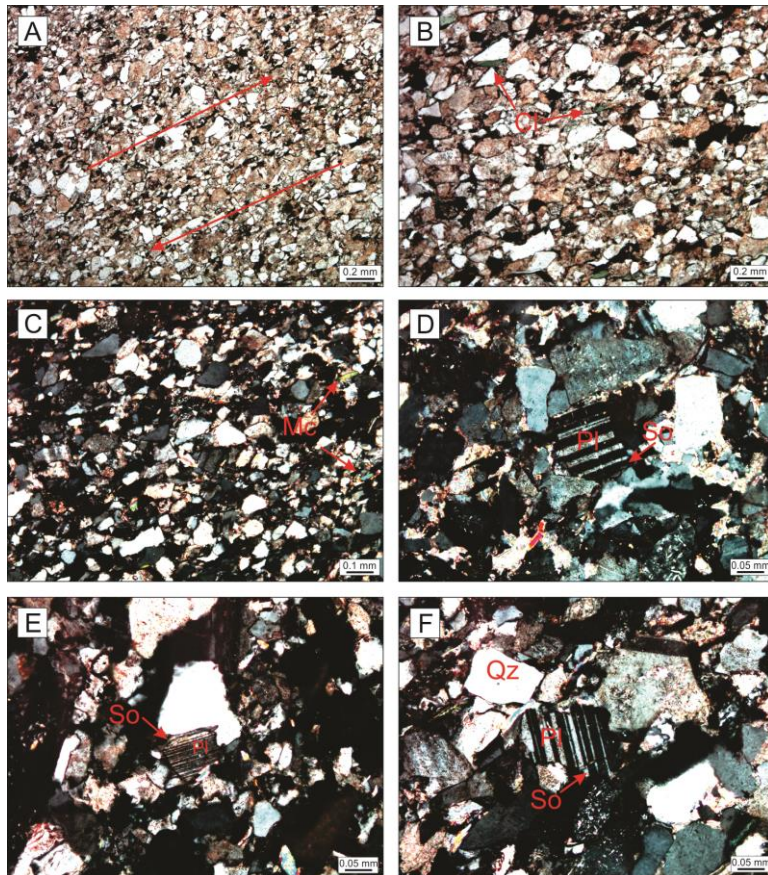


FIGURA 39 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A) *fabric* da rocha ressaltada por minerais opacos e minerais alongados (setas indicam direção da orientação); (B e C) grãos de clorita e muscovita esmagados entre demais grãos do arcabouço; (D - F) grãos de plagioclásio (Pl) apresentando sobrecrecimento (So) de albita destacado por *cutans* de óxido de ferro.

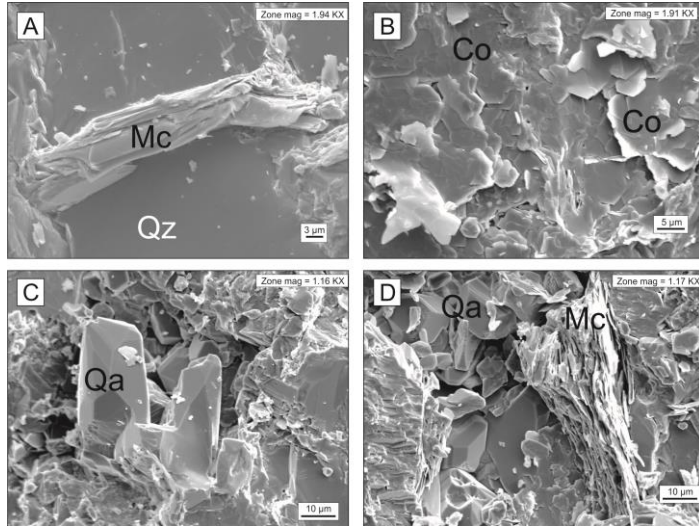


FIGURA 40 – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) dos arenitos da Formação Pacujá. (A) grão de muscovita (Mc) esmagada entre grãos de quartzo (Qz); (B) cristais de caolinita (Co) com formas hexagonais; (C) cristais autigênicos de quartzo (Qa) com formas piramidais; (D) grãos de quartzo autigênico cercados por muscovita e feldspatos.

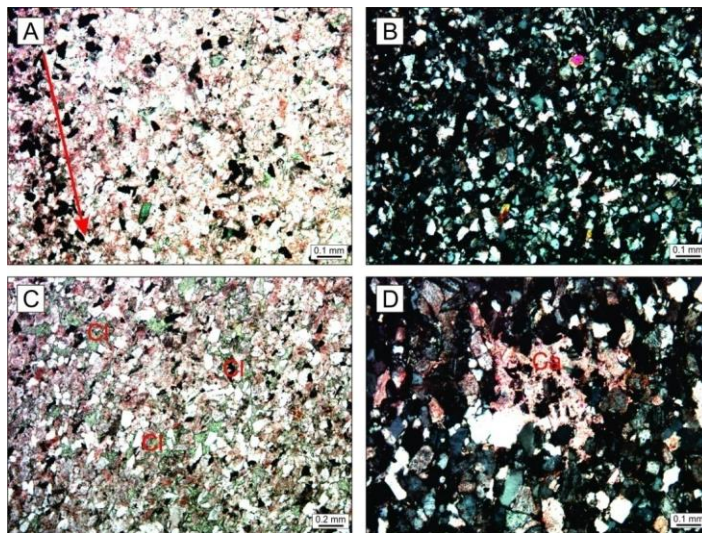


FIGURA 41 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A e B) Arcabouço da rocha com grãos finos e orientados (setas). Planos de minerais opacos marcam os *foresets* das *climbing ripples*; (C) Clorita (Cl) difundida no arcabouço da rocha nos espaços intergranulares; e (D) Carbonato (Ca) substituindo grãos do arcabouço.

Os arenitos da fácies turbidítica são finos, bem selecionados constituídos de plagioclásio, secundariamente quartzo monocristalino, líticos e minerais opacos. Exibem leve orientação dos grãos e os contatos são suturados a côncavo-convexos, algumas vezes longos. O plagioclásio ocorre como grãos finos (0,1 a 0,2mm), com formas tabulares e bordas sub-angulosas a arredondadas e geminação polissintética e maclamento *carlsbad*. O quartzo compreende grãos muito finos (0,05 a 0,1mm), de baixa esfericidade, angulosos, subordinadamente, sub-arredondados, com extinção levemente ondulante (70%), reta (25%) a fortemente ondulante (5%). Os fragmentos líticos, são raramente encontrados e, geralmente, são vulcânicos, angulosos e de baixa esfericidade. Matriz e porosidade são pouco evidentes.

Os minerais pesados incluem grãos muito finos (0,5mm) de titanita com alto relevo, subeudrais a anedrais, às vezes com maclamento polissintético; clorita eudrais a anedrais, granulometria fina e cor de interferência cinza de 1º ordem a azul anômalo de 2º ordem. As formas euédricas possuem clivagem bem desenvolvida. O anfíbólio ocorre como grãos finos a médios (0,3 a 0,4mm) subédricas a anédricas. O zircão é prismático bem arredondado e a turmalina exibe forma prismática euédrica. Os grãos anedrais de epidoto e zoisita muito finos (0,05mm).

Os aspectos diagenéticos incluem sobrecrecimento de sílica em grãos de quartzo, destaca-se dos grãos por *cutans* de óxido de ferro; incipiente alteração dos feldspatos para sericita e leve substituição por carbonato. O carbonato, também, ocorre como núcleos de cimentação. Franjas de clorita (Fig. 42) ocorrem em grãos de quartzo e feldspatos.

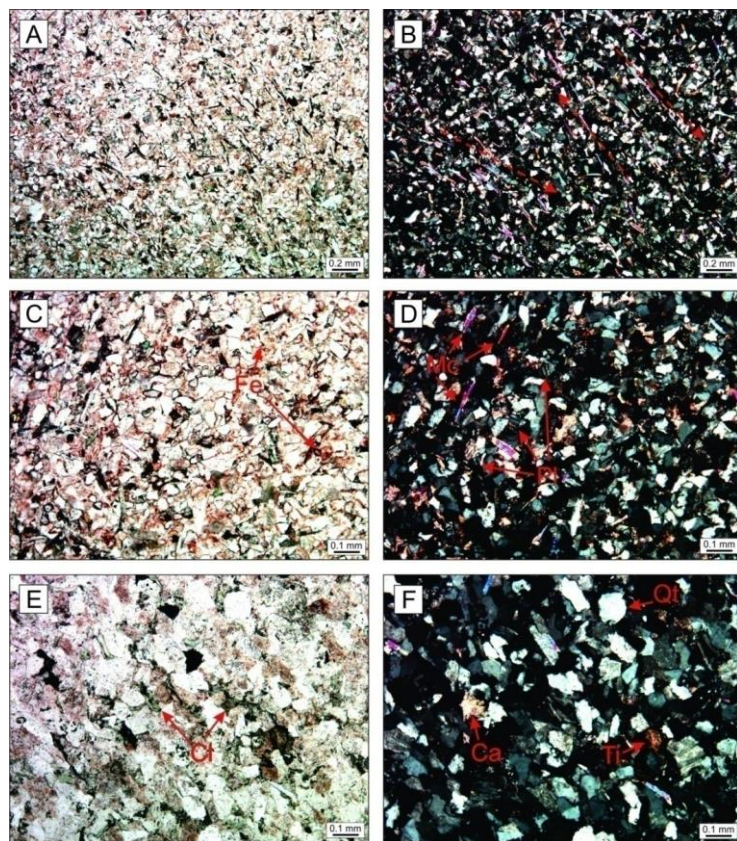


FIGURA 42 - Fotomicrografias do arenito da Fm. Pacujá (polarizadores // e X): (A e B) Arcabouço com orientação dos grãos destacado pelas lamelas de muscovita (setas); (C e D) cimento de óxido de ferro (Fe) e abundância de muscovitas (Mc) e plagioclásio (Pl); (E e F) clorita (Cl) nos espaços intergranulares. Notar o cimento de carbonato (Ca) dos grãos de quartzo (Qt) e titanita (Ti).

VI.4. IMPLICAÇÕES ACERCA DA PROVENIÊNCIA

O ambiente tectônico exerce um forte controle primário sobre a composição dos arenitos, sendo o relevo, o clima, o mecanismo de transporte, o ambiente deposicional e as mudanças diagenéticas importantes fatores, mas com caráter secundário. A composição do arcabouço dos arenitos pode ser relacionada ao ambiente tectônico e região de proveniência (DICKINSON, 1985). Por isso, modelos detríticos têm sido amplamente utilizados tanto em análise da proveniência de depósitos sedimentares modernos quanto antigos, incluindo a análise de fragmentos de rochas em conglomerados (JOHNSON & BASU, 1993).

VI.4.1. Composição do Arcabouço

A maturidade textural e mineralógica das rochas estudadas seguem tendências consistentes com as fácies e ambiente tectônico às quais pertencem. Trata-se de rochas em que a quantidade de sedimentos argilosos estão praticamente ausentes e o grau de seleção dos componentes do arcabouço é moderado a baixo. De fato, são poucos os grãos com formas bem arredondadas. Estas rochas classificam-se, de acordo com Folk (1951) como submaturas (Fig. 43), pertencentes aos ambientes de canal fluvial, leque aluvial e nerítico.

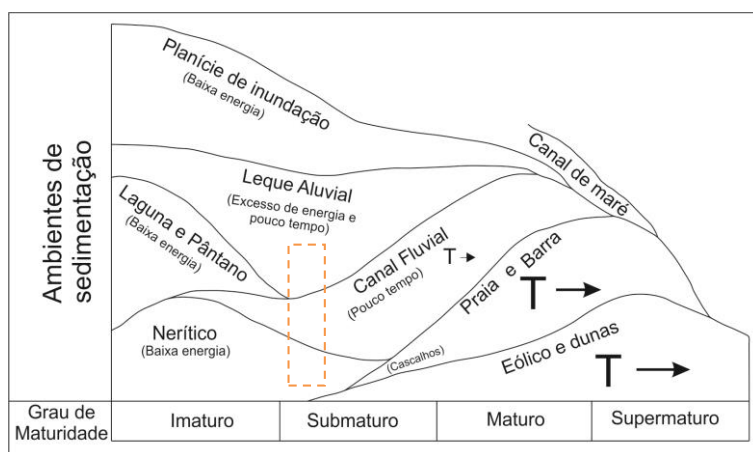


FIGURA 43 - Variação da maturidade mineralógica conforme o ambiente sedimentar. O símbolo T→, indica que o grau de maturidade aumenta conforme o tempo de sedimentação é prolongado. (Modificado de FOLK, 1980).

A grande quantidade de feldspatos, em especial os minerais lábeis, como anfibólio e titanita, preservados nos arenitos e conglomerados sugere que a imaturidade dos sedimentos foi condicionada pelo tempo de sedimentação, tectônica e fatores climáticos. Os processos deposicionais e diagenéticos são secundários e não afetaram substancialmente a assinatura original dos sedimentos.

O enriquecimento de minerais instáveis, em relação aos estáveis, nos arenitos da Formação Pacujá, demonstra que processos de intemperismo químico foram pouco atuantes na fonte dos sedimentos. Além disso, o tempo de sedimentação também deve ter contribuído para que a abrasão não fragmentasse totalmente os minerais lábeis.

Os arenitos das fácies fluviais possuem quantidade menor de quartzo em relação às fácies de ambientes marinhos. Levando-se em conta a granulometria destas rochas e sua maturidade textural, sugere-se que o processo de abrasão teria contribuído para a total fragmentação de grãos de feldspatos durante o ciclo sedimentar nas fácies distais, devido ao caráter lábil destes, e preservado grãos de quartzo por terem caráter resistente. A maturidade mineralógica dos sedimentos decresce das porções mais distais dentro da Formação Pacujá para as proximais. Isto pode ser associado ao retrabalhamento de sedimentos na interface de linhas de costa.

O plagioclásio possui bimodalidade textural, tabulares ou euédricos e outros arredondados. Os grãos de quartzo e feldspatos são arredondados e esféricos, às vezes angulosos. Somados aos aspectos estratigráficos e ambientes deposicionais das unidades estudadas, estas evidências sugerem mistura dos sedimentos siliciclásticos com material vulcânico da Suíte Parapuí que representa as atividades magmáticas contemporânea ao estágio inicial de evolução da Bacia de Jaibaras.

VI.4.2. Clima

Os arenitos da Formação Pacujá são arcóseos ricos em plagioclásio e arcóseos submaturos, que apresentam evidências de estágio inicial de diagênese, cuja textura e mineralogia sugerem clima árido ou frio (Fig. 44). Por isso, as condições climáticas durante a deposição dos sedimentos das formações Massapê e Pacujá podem ser inferida com base nos aspectos texturais e mineralógicos do arcabouço das rochas.

A ausência de matriz argilosa nos arenitos indica um ambiente não favorável para alteração de minerais lábeis para argilominerais. Além disso, feldspatos possuem

baixo grau de alteração, mesmo nas frações mais finas. De fato, a decomposição destes feldspatos teria ocorrido somente por abrasão.

Nos arenitos finos da Formação Pacujá, a granulometria dos sedimentos deveria ser favorável à deposição de argilominerais, mesmo em pequenas porcentagens, junto aos grãos de areia. A própria sequência turbidítica é formada por intercalações de material arenoso e argiloso. Um fator que poderia acarretar a ausência de matriz seria a transformação diagenética desta para outro mineral.

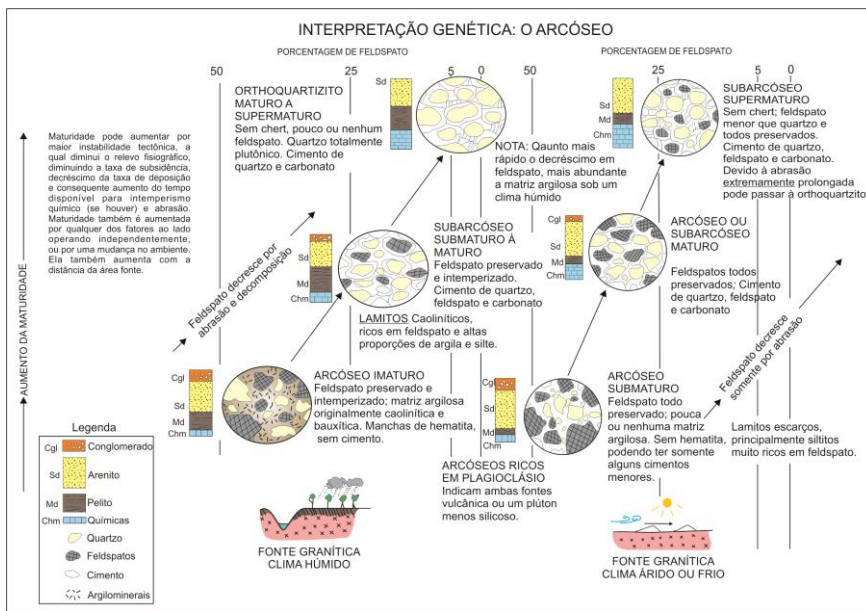


FIGURA 44 – Gênese de arcóseo de acordo com fonte dos sedimentos e clima regional. Existem três estágios de maturidade textural e mineralógica conforme esta maturidade aumenta. (Modificado de FOLK, 1980).

VI.4.3. Modelo Detritico

A composição modal dos arenitos da Formação Pacujá foi inserida no diagrama Q-F-L de Folk (1974) e distribuem-se no campo dos arcóseos. Estes dados, quando analisados em diagrama discriminante Q-F-L de proveniência de Dickinson et al (1985), mostram que os arenitos possuem fontes de embasamento soerguido de blocos continentais (Fig. 45), onde dominam rochas plutônicas, metamórficas e sedimentares

(DICKINSON & SUCZEK, 1979). Áreas soerguidas do embasamento, delimitadas por falhas, ao longo de cinturões de rifte incipientes e rupturas transformantes nos blocos continentais, fornecem areias arcossianas para depressões lineares adjacentes. Nas rochas da Bacia de Jaibaras, o plagioclásio está em mesma quantidade ou dominante em relação ao K-feldspato. Isto indica um plúton com baixo teor de sílica ou fonte vulcânica. Fragmentos líticos vulcânicos sustentam esta hipótese.

No embasamento soerguido adjacente ao Gráben de Jaibaras, ocorre uma grande variedade de rochas metamórficas, predominando granulitos, kinzigitos e gnaisses tonalíticos mais ou menos migmatizados (Complexo Granja) e seqüências supracrustais (Grupo Martinópole) que foram estabilizados em condições metamórficas da fácies anfibolito alto a granulito (GORAYEB & ABREU, 1989; ABREU et al, 1989).

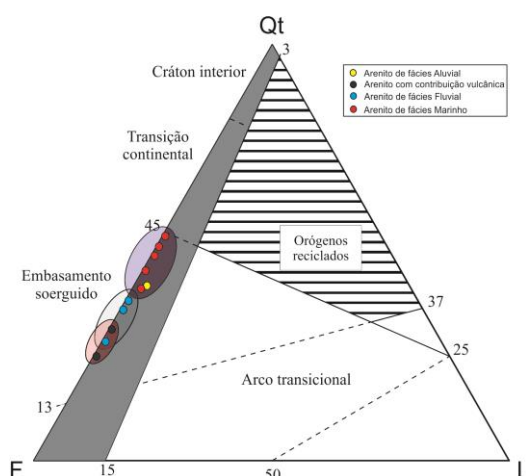


FIGURA 45 – Plotagem da análise modal dos arenitos da Fm. Pacujá e Massapê em diagrama QFL de ambiência tectônica de Dickinson (1985). O resultado da análise modal indica fonte de embasamento soerguido para os arenitos estudados.

As características mineralógicas da Formação Massapê exibem evidências de contribuição detrítica de rochas do embasamento sobre o qual o Gráben de Jaibaras se instalou. Os sedimentos desta Formação têm composição monomítica, onde predominam fragmentos de arenitos rosados, além de contribuição de material vulcânico da Suíte Parapuí. As fontes da Formação Massapê incluem rochas sedimentares não metamorfisada que não foram ainda reconhecidas no embasamento.

Adicionalmente, os sedimentos da Formação Pacujá incluem fragmentos de gnaiss, xistos, clorita que podem ser relacionados diretamente ao embasamento. Os arenitos e conglomerados da Formação Aprazível exibem proveniência rochas sedimentares, metassedimentos supracrustais e gnaisses da Província Borborema.

VI.5. DIAGÊNESE

A diagênese compreende um amplo espectro de processos físicos, químicos e litológicos que ocorrem nos depósitos sedimentares na ou próximo à superfície terrestre e compreende três regimes diagenéticos (CURTIS, 1977; BURLEY et al, 1985): eodiagênese (*early diagenesis*), mesodiagênese (*burial diagenesis*) e telodiagênese (*uplift-related diagenesis*).

Nas rochas das três formações estudadas foram encontradas evidências que indicam que os arenitos e conglomerados passaram pelos estágios da eo-, meso- e telodiagênese, as quais são sumarizadas na Figura 46 e relacionadas aos seus respectivos ambientes deposicionais.

Na **eodiagênese**, os processos de alteração de rochas guardam estreita relação com características físicas, químicas e biológicas do ambiente deposicional. Nesta etapa a percolação de água meteórica induz significativas mudanças nos sedimentos. A precipitação de óxidos/hidróxidos de ferro acompanha este processo de infiltração de fluidos, e está recobrindo grãos.

Na **mesodiagênese** os principais produtos gerados foram cimentação por sílica e feldspatos, substituição de grãos por carbonatos e clorita e cloritização de material vulcânico. O moderado grau de compactação foi suficiente para esmagar parcialmente alguns grãos dúcteis, como de pelitos, gerando pseudomatriz.

Empacotamento do arcabouço

Segundo Taylor (1950, apud VIEIRA, 1991) as evidências petrográficas do maior ou menor empacotamento do arcabouço está relacionado à natureza e quantidade dos contatos entre grãos, pois à medida que aumenta a profundidade, a rocha é submetida a esforços compressivos gradativamente. Este processo resulta, em um último momento, no empacotamento fechado do arcabouço, onde predominam contatos retos, côncavo-convexos e suturados. Este último já em condição de máxima profundidade, acarretando em dissolução por pressão dos grãos. Todos os arenitos e

Sistemas Depositionais e Petrologia da Sucessão Sedimentar Siliciclástica da Bacia de Jaibaras

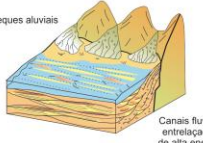
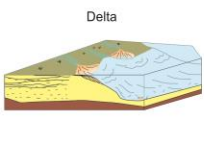
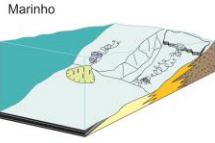
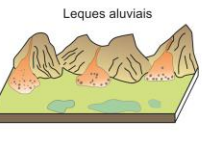
Ambiente deposicional	 <p>Leques aluviais Canais fluviais entrelaçados de alta energia</p>	 <p>Delta</p>	 <p>Marinho</p>	 <p>Leques aluviais</p>
Paleoclima	Clima frio semi-árido	Clima frio semi-árido	Clima frio semi-árido	Clima frio semi-árido
Granulometria	Cascalho fino a grosso, arenitos grossos	Arenitos médios a finos	Arenitos finos, pelitos	Cascalho médio a grosso, matacões
Sedimentologia	Conglomerados estratificados e maciços, intercalações de arenitos grossos	Arenitos em camadas tabulares, estaficados e intercalados com siltitos	Arenitos maciços e estratificados intercalados com pelitos laminados	Conglomerados maciços
Mineralogia	Clastos polimíticos (arenitos, granitos, vulcânicos e metamórficos)	Plagioclásio, k-feldspato, quartzo, carbonatos líticos vulcânicos e metamórficos	Plagioclásios, k-feldspatos, quartzo carbonato e minerais ferromagnesianos	Clastos de ígneas e sedimentares
Eodiagênese	Infiltração de óxido de ferro Precipitação de carbonato próximo à Al-silicatos Alteração e desintegração de fragmentos líticos Sobrecrecimentos autigênicos de albita em plagioclásios	Infiltração de óxido de ferro Precipitação de carbonato próximo à Al-silicatos Caolinitização limitada de k-feldspatos e micas Sobrecrecimentos autigênicos de albita em plagioclásios Deformação de micas	Sobrecrecimentos autigênicos de albita em plagioclásios Cimentação por carbonato Dissolução e alteração de material vulcânico	Precipitação substancial de carbonato em porosidade primária Precipitação de carbonato próximo à Al-silicatos Deformação de micas
Mesodiagênese	Cimentação por carbonato Substituição de feldspatos e material vulcânico por clorita Substituição de anfibólios por carbonato Sobrecrecimentos de sílica fornecida pela alteração de grãos	Substituição de feldspatos por carbonato Dissolução de plagioclásio detrítico e autigênico Sericitização do k-feldspato Geração de porosidade secundária pela remoção dos feldspatos Sobrecrecimentos de sílica fornecida pela alteração de grãos Clorita inibindo a cimentação por sílica Franjas de clorita sobre grãos	Cimentação por carbonato Sobrecrecimentos de sílica fornecida pela alteração de grãos Alinhamento de micas Substituição de feldspatos e material vulcânico por clorita Franjas de clorita sobre grãos	Substituição de feldspatos por carbonato Sobrecrecimentos de sílica fornecida pela alteração de grãos Pseudomatriz gerada pela compactação mecânica de fragmentos líticos alterados Sericitização do k-feldspato
Telodiagênese	Sem alterações telogenéticas significantes	Alteração de cimentos eo- e meso-diagênéticos	Sem alterações telogenéticas significantes	Dissolução de carbonato Precipitação de óxido de ferro

FIGURA 46 – Sumário esquemático dos maiores controles sobre o arcabouço das rochas da Sequência deposicional Jaibaras. Os processos diagenéticos são relacionados aos seus respectivos ambientes.

conglomerados estudados neste trabalho possuem o arcabouço fechado, entretanto o processo não alcançou níveis extremos, pois não ocorrem suturamentos entre grãos.

Alteração de feldspatos

A dissolução do K-feldspato ocorre acima de profundidades que variam de 1,5 a 4,5 Km sob temperatura que pode variar entre 50 a 150°C (WILKINSON et al, 2001). Em arenitos, as transformações de feldspatos em argilominerais pode também ser considerada uma feição da eodiagênese, relacionada ao influxo meteórico, próximo a superfícies de inconformidades (e.g., BJØRLYKKE & AAGAARD, 1992; KHANNA et al, 1997).

Cimento de sílica

Crescimentos sintaxiais de sílica são formados na mesodiagênese (MORAD et al, 2000). A identificação da sílica diagenética é facilitada pelo filme de argila ou óxido de ferro, chamado *cutan*, que fica entre o grão e o cimento, marcando o contorno original do grão. Nas amostras estudadas o cimento parece ter sido formado sem uma dissolução substancial de grãos de quartzo devido à ausência de contatos suturado entre estes. A cimentação por quartzo é um processo significativo somente em temperaturas superiores a 70-80°C (e.g. GILES et al, 2000). A maior parte da cimentação por quartzo parece ocorrer em arenitos acima de temperaturas de 80-100°C.

Feldspato Autigênico

Arenitos feldspáticos comumente apresentam cimento de feldspatos autigênicos e tem sido associados à precipitação em condições eo- e mesodiagenéticas (MCBRIDE et al, 1987; MORAD et al, 1990, 2000). O sobrecrecimento de feldspato potássico ou de albita sobre grãos detríticos de mesma composição representa a forma comum deste tipo de cimento. A precipitação destes cimentos está relacionada à reatividade dos sedimentos de composição feldspática e à interação do arcabouço com as águas intersticiais alcalinas e saturadas em sílica. A associação de tais depósitos com rochas vulcânicas pode representar uma fonte adicional de álcalis e sílica dissolvida nas águas intersticiais eodiagenéticas (GESICKI, 2007).

Cimento de Carbonatos

A cimentação por carbonato cristalino preenche frequentemente as fraturas dos arenitos com empacotamento fechado. Neste caso relaciona-se a um estágio progressivo de soterramento (MORAD et al, 1990). O aumento na temperatura pode promover a recristalização de cimentos de carbonato, particularmente calcita, para cimentos com cristais de tamanhos maiores, como presenciado nos arenitos médios onde cristais de carbonato possuíam clivagens romboédricas.

Clorita diagenética

Clorita é um mineral amplamente distribuído em rochas metamórficas de fácies xisto-verde e em ambientes de alteração hidrotermal, entretanto elas também são encontradas em vários ambientes diagenéticos de sedimentos evaporíticos e vulcanoclásticos (e.g., INOUE, 1995; REYNOLDS, 1988).

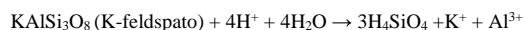
Em arenitos marinhos-rasos do Jurássico inferior, os minerais cloríticos antigênicos corrensita, clorita discreta e uma mistura de berthienita-corrensita foram formados durante a diagênese de soterramento (90-120 °C) a partir de minerais percussores: o mineral odinita para o caso da mistura berthienita-corrensita, e saponita (smectita rica em Mg), no caso da corrensita e clorita discreta (RYAN and HILLIER, 2002).

No decorrer da diagênese de soterramento, progressivas modificações de argilominerais em sedimentos clásticos de diversos tipos de bacias sedimentares se restringem somente à illitização e/ou cloritização de esmectita e caolinita (MORAD et al, 1994). Clorita, em arenitos, também se forma como cimentos precoces (~20 °C) e tardios e substituindo grãos (GRIGSBY, 2001). Clorita pode exercer profundo efeito na porosidade da telodiagênese, resultando em um efeito inibidor na cimentação por quartzo.

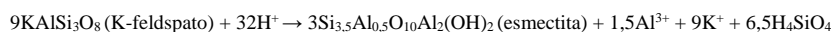
Como exposto no tópico anterior, o clima da região de estudo, na época de deposição dos sedimentos, era ameno, não permitindo a ocorrência de processos intempéricos comuns a ambientes tropicais (MOREAU et al, 2006), com concomitante formação de ampla variedade de argilominerais. Neste contexto ambiental, um processo de forte atuação sobre rochas e sedimentos é a acidólise (WILDING et al, 1988).

A acidólise é o tipo de intemperismo que ocorre quando as soluções aquosas do solo são suficientemente ácidas (pH<5,5) para provocar a dissolução total ou parcial dos minerais. A acidólise é mais comum em climas frios devido à decomposição da matéria orgânica não ser completa, levando à formação de ácidos orgânicos e turfas. Quando as

soluções formadas por estes ácidos orgânicos possuem $\text{pH} < 3$, o K-feldspato é totalmente dissolvido, levando à lixiviação de todos seus elementos químicos:



Em condições de $\text{pH} < 5,5$ e $> 3,0$, a reação leva à formação de argilas esmectitas:



Em camadas sedimentares com material piroclástico a formação de esmectita dioctaédrica e a subsequente conversão esmectita-illita está relacionada a materiais vulcânicos ácidos, enquanto a formação de esmectita trioctaédrica (saponita) e posterior transformação esmectita-clorita ocorre especificamente à custa de material vulcânico máfico (e.g., SON et al, 2001). A transformação esmectita-clorita é típica no desenvolvimento de rochas e sedimentos ricos em Mg-Fe (REYNOLDS, 1988).

As rochas da Formação Pacujá possuem composição altamente feldspática, além de contribuição de material vulcânico por grande parte de sua extensão. Considerando as informações levantadas neste trabalho a respeito da clorita presente no arcabouço dos arenitos da Formação Pacujá, admite-se que as possíveis formas para geração desta clorita são a alteração de material de fonte máfica e de um ambiente diagenético específico.

A distribuição espacial dos minerais cloríticos na Formação Pacujá sugere uma íntima relação com as fácies deposicionais e o ambiente diagenético. Somente nas fácies transicionais foi constatada quantidade considerável de clorita. Em contrapartida, fácies fluviais, turbidíticas ou mesmo aluviais não apresentam clorita diagenética, ou mesmo metamórfica, pois a clorita presente nestas fácies é somente detrítica.

Na telodiagênese a maioria dos processos telodiagenéticos ocorre entre os primeiros poucos metros ou dezenas de metros da superfície dos sedimentos. Desta forma, grandes volumes de água meteórica podem fluir amplamente pelos sedimentos. Este influxo de água meteórica pode ter permitido a cimentação parcial pelo óxido de ferro e dissolução de parte do cimento carbonático. O alto grau de preservação de várias das amostras estudadas mostra que os processos telodiagenéticos não possuem participação expressiva na feição final destas rochas.

CAPÍTULO VII: CONCLUSÕES

A Sequência Depositional do Gráben de Jaibaras pode ser compreendida na forma de três unidades litoestratigráficas cujas características faciológicas permitiram propor modelos deposicionais desenvolvidos em diferentes estágios de evolução do rifte.

O estágio *sin-rifte* inicial inclui a Formação Massapê constituída de conglomerados de leques aluviais com intercalações vulcânicas (Suíte Parapuí), que representam os primeiros pulsos de sedimentação da Bacia. O estágio *sin-rifte* intermediário é marcado por relativa estabilidade tectônica, onde foram formados arenitos, siltitos, pelitos e brechas da Formação Pacujá, cujas fácies caracterizam um ambiente fluvio-deltaico a marinho. Nesta fase, implantam-se sistemas turbidíticos de prodelta, onde a associação com icnofósseis sugere incursão marinha. A icnofácies *Cruziana* representa ambiente raso transicional (delta), a icnofácies *Zoophycos* ambiente marinho mais profundo. O *sin-rifte* final é representado pelos depósitos de leques aluviais e canais fluviais de alta energia da Formação Aprazível, discordantes às formações Massapê e Pacujá.

Os conglomerados da Formação Massapê e os arenitos da Formação Pacujá são mineralógica e texturalmente imaturos e seus aspectos petrográficos indicam estágios avançados de diagênese em ambientes de baixo soterramento. Isto é corroborado pelo baixo grau de compactação química e mecânica do arcabouço. A clorita é de origem detritica e diagenética, e não indica anquimetamorfismo. Os arenitos da fácies deltaica possuem maior conteúdo de feldspatos, provavelmente em função de contribuições vulcânicas contemporâneas. Rochas plutônicas e metamórficas do embasamento do Gráben Jaibaras foram fontes importantes. Por outro lado, a Formação Aprazível teve como fonte tanto as formações Massapê e Pacujá, quanto as rochas do embasamento metamórfico adjacente, e corpos plutônicos localizados na borda do Gráben de Jaibaras.

A composição mineralógica das rochas sedimentares siliciclásticas da sequência deposicional do Gráben Jaibaras foi controlada por fatores tectônicos e climáticos. A sedimentação em bacia do tipo rifte permite o acúmulo e soterramento rápido de sedimentos oriundos de fontes adjacentes. No Paleozóico Inferior, o Supercontinente Gondwana (Fig. 47) estava situado a altas latitudes, próximo ao pólo sul. As condições de baixas temperaturas minimizaram o intemperismo químico dos grãos, favorecendo a preservação de grãos lábeis.

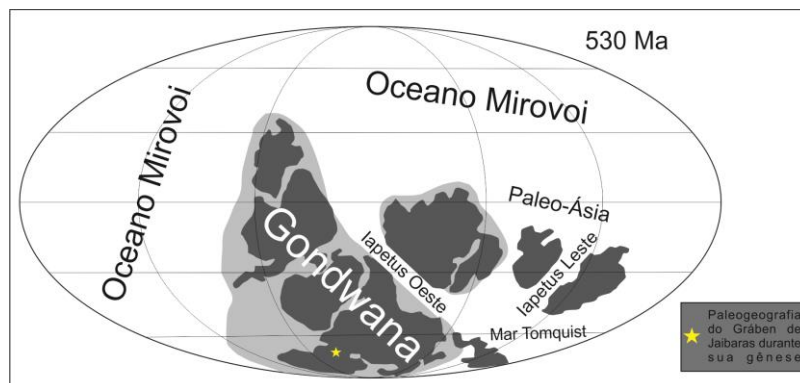


FIGURA 47 – Paleogeografia do Supercontinente Gondwana a 530 milhões de anos, durante a consolidação do Gráben de Jaibaras (Adaptado de PISAREVSKY et al, 2008).

CAPÍTULO VIII: RECOMENDAÇÕES E TRABALHOS FUTUROS

A partir do estudo realizado neste Trabalho de Conclusão de Curso, percebeu-se a complexidade relacionada à gênese do Gráben de Jaibaras. Trabalhos realizados nesta importante feição sedimentar da província Borborema são em geral de caráter superficial e não chegam a discutir detalhes da evolução do Gráben com base em análise laboratoriais avançadas.

O estudo do tipo de carbonato presente nestas rochas é fator crucial para compreensão do tipo de ambiente sedimentar e suas características físico químicas. O estudo da clorita é outro fator importante na compreensão dos processos de formação das rochas da Bacia de Jaibaras. Análises de Química Mineral e Difractometria de Raios-X de cloritas serão de grande ajuda no estudo de diferentes tipos de cloritas que podem ocorrer em uma rocha, auxiliando o entendimento de processos de alteração da matriz, bem como dos constituintes detríticos das rochas sedimentares da Baica de Jaibaras. Por exemplo, cloritas diagenéticas (ou sedimentares) tendem a apresentar maiores conteúdos de Si e mais baixos teores de Fe + Mg (HILLIER & VELDE, 1990).

Petrografia por catodoluminescência podem indicar o tipo de quartzo detrítico – ígneo vulcânico, plutônico, metamórfico ou de veio – possibilitando verificar o grau de influência do vulcanismo sobre cada ambiente deposicional, em especial os processos de alteração diagenética nestas rochas durante o soterramento.

REFERÊNCIAS

- ABEL, M. 2001. Estudo da perícia em petrografia sedimentar e sua importância na engenharia de conhecimento. Porto Alegre: UFRGS, 2001. Tese (Doutorado em Computação), Instituto de Informática, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ABREU, F.A.M. de, GAMA Jr., T.G. GORAYEB, P.S. de S. HASUI, Y. 1988. O cinturão de cisalhamento noroeste do Ceará. In: Congr. Latino-americano de Geologia, 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. p.20-34.
- ABREU, F.A.M. GORAYEB, P.S.S. GAMA Jr. T. 1989. Aspectos tectônicos da região de Martinópolis-Massapê-CE. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 13., Fortaleza, 1989. Atas. Fortaleza, SBG. p.265-267.
- ABREU, F.A.M. de & LAFON, J.M. 1991. Granulitos Transamazônicos no Nordeste do Ceará. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 14., Recife, 1991. Atas. Recife, SBG. p.229-267.
- ABREU, F. A. M., HASUI, Y., & GORAYEB, P. S. S. 1993. Grábens eopaleozóicos do oeste cearense - considerações sobre as seqüências lito-Estratigráficas. Proceedings of the 15th Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, 29-31.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. Anais do 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. P. 363-391.
- BENTON, M.J. & GRAY, D.I. 1981. Lower Silurian distal shelf storm-induced turbidites in the Welsh borders: sediments, tool marks and trace fossils. *J. Geol. Soc. London*, 138:675-694.
- BERTIER P., SWENNEN R., LAGROU D., LAENEN B. 2008. Palaeo-climate controlled diagenesis of the Westphalian C & D fluvial sandstones in the Campine Basin (north-east Belgium). *Sedimentology*, 55: 1375-1417.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M. GONÇALVES, J. H. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 692 p.
- BJORLYKKE, K. and AAGAARD, P. 1992. Clay minerals in North Sea sandstones. In: Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones (Eds. D.W. Houseknecht and E.D. Pittman), SEPM Spec. Publ., 47, 65-80.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary process, and facies assemblages. *Journal Sedimentary Research*, A64: 450-489.
- BLUCK, B.J. 1979. Structure of coarse-grained braided stream alluvium: Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, v. 70, p. 181-221.
- BOND, G.C., NICKESON, P.A., KOMINZ, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 325-345.
- BOGGS Jr., S. 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, UK. 600p.

- BOSENCE, D. W. J. 1988. Stratigraphic and Sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B. H.; BOSENCE, D. W. J. (Eds.). *Sedimentation and tectonics of rift basins: Red sea – Gulf of Aden*. London: Chapman & Hall. P. 9-25.
- BOUMA, A.H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits; A Graphical Approach To Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- BRIDGE, J. S. 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *J. Sediment. Petrol.*, 55, 579-589.
- BRISTOW, C. S. 1987. Brahmaputra river: channel migration and deposition. In. Ethridge, F. G.; Flores, R.M.; Harvey, M. D. (Eds.) *Recent developments in fluvial sedimentology*. SEPM Special Publication, 39, 83-91.
- BRITO NEVES, B.B. 1998. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 29:175-193.
- BRITO NEVES, B.B., FUCK, R. A., CORDANI, U. G., & THOMAZ FILHO, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins on Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1, 495-510.
- BRITO NEVES, B.B. 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*. 33 (1-Suplemento): 77-88.
- BRITO NEVES, B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 198p. Tese (Doutorado em Geologia)-Instituto de Geociências, USP.
- BROMLEY, R. G. 1996. Trace fossils. *Biology, taphonomy and applications*. Chapman & Hall, Londres, 361p.
- BURLEY, S.D. & Worden R. 2003. Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient. Reprint Series Vol. 4, International Association of Sedimentologists, Blackwell Publ. Ltd., p. 638.
- BURLEY, S.D., KANTOROWICZ, J. D. & WAUGH, B. 1985. Clastic diagenesis. In: *Sedimentology: Recent and Applied Aspects* (Eds P.Brenchley & B. P. B. Williams). Spec. Publ. Geol. Soc. London, No. 18, 189-226. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- CABY, R. 1989. Precambrian terranes of Benin–Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. In R. D. Dallmeyer (Ed.), *Terranes in the Circun-Atlantic Paleozoic Orogens* (pp. 145–158). Geological Society of America Special Paper, 230.
- CABY, R., SIAL, A. N., ARTHAUD, M.H., VAUCHEZ, A., 1991. Crustal evolution and the Brazilian Orogeny in Northeast Brazil. In R. D. Dallmeyer, J. P. Lécorché (eds.). *The West Africa Orogens and Circun-Atlantic correlatives*. Berlin, Springer- Verlag, p. 373-397.
- CATUNEANU, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. 1º ed. Alberta, Canadá: Elsevier, p. 375.
- COSTA, T. C. D. 1994. Caracterização Faciológica e Petrográfica dos Sedimentos das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras, NW do Ceará. Trabalho de Conclusão de Curso. UFPA, Belém.
- COSTA, M.J. FRANÇA, J.B. LINS, C. A.C. BACHIERA, I.F. CRUZ, W.B. HABECOST, C.R. 1973. *Projeto Jaibaras, Mapa Geológico 1:250.000*. Recife, DNPM/CPRM. 120 p.

- COSTA, M. J., FRANÇA, J. B., LINS, C. A. C., BACCHIEGGA, I. F., HABEKOST, C. R., & CRUZ, W. B. 1979. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão: Projeto Jaibaras. Série Geologia No. 14, Seção Geologia Básica No (11), Brasília: DNPM/Brazilian Government, 106 pp.
- COSTA, M. J., LINS, C. A. C., & BACCHIEGGA, I. F. 1975. O eo-cambriano e cambro-ordoviciano do Nordeste do Ceará (Grupos Bambuí e Jaibaras). Proceedings of the seventh simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, 47-57.
- CPRM. SRH-CE. 2003. *Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará*. Fortaleza: CPRM/SRH-CE, Cd-rom.
- CUNHA, F.M.B. 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Unpublished master dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107 pp.
- CURTIS, C. D. 1977. Sedimentary Geochemistry: environments and processes dominated by involvement of Na aqueous phase. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, 286, 353-372.
- D'AVILA, R.S.F. ; ARIENTI, L. M. ; ARAGÃO, M.A.N.F. ; VESELY, F. F. ; SANTOS, S.F.; VOELCKER, H.E.; VIANA, A.R.; KOWSMANN, R.O.; MOREIRA, J.L.P.; COURA, A.P.P.; PAIM, P.S.G.; MATOS, R.S.; MACHADO, L.C.R. 2008. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos. In: A.J.P. Silva. (Org.). *Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil*. 1 ed. São Paulo: Editora Beca, v., p. 244-303.
- DALZIEL, I.W. D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 16-42.
- DELLA FÁVERA, J. C. 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro: Ed UERJ. 264p.
- DECELLES, P.O. 1988. Deposits of a Tertiary Convulsive Geologic Event, San Emidio Range, Southern California. In: H.E. Clifton: *Sedimentologic Consequences of Convulsive Geologic Events. Geol. Soc. America, Spec. Paper n. 259*, p. 127-142.
- DICKINSON, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht. The Netherlands, D. Reidel Pub. Co., p. 333-361.
- DICKINSON, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywackes and arkoses. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol 40, N° 2, pp. 695-707.
- DICKINSON, W.R., & SUCZEK, C. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 63, p. 2164-2182.
- FLORENZANO, T.G. 2008. *Geomorfologia: Conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: Oficina de Textos. 318p.
- FOLK, R.L. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 21, p. 127-130
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publication Co., Austin, TX, 182 pp.

- FOLK, R.L. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, Texas, 159 p.
- FREY, R. 1975. The realm of icnology, its strenghs and limitations. In: FREY, R. W. (ed.) The Study of Trace Fossils. New York, Springer-Verlag, p. 13-38.
- FREY, R. & PEMBERTON, S. G. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. Approaches to Ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33(1): 72-115.
- ROSENDAHL, B. R. 1986. Structural espresions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. In: FROSTICK (Eds.). Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publication, 29-43.
- GALVÃO C. C. 2002. Mapeamento Geológico Estrutural da Região Nordeste de Santana do Acaraú – CE, Com Ênfase A Deformação Frágil. Relatório de Graduação. Natal – RN.
- GAUDETTE, H. E. ABREU, F.A.M., LAFON, J. M. GORAYEB, P.S.S. 1993. Evolução transamazônica do cinturão de cisalhamento noroeste do ceará: Novas evidências geocronológicas. In: Simp. Geol. do Nordeste. 15. Natal, 1993. *Atas...* Natal, Bol. Núcleo Nordeste da SBG. v. 13. p. 317-319.
- GAZZI, P. 1966. Le arenaire del flysch sopra Cretaceo dell Appenino modenese, correlazioni con il flysch de Monghidoro. *Mineral et Petrologica Acta*. Vol 12, pp. 69-97.
- GESICKI, A. L. D. 2007. Evolução diagenética das formações Pirambóia e Botucatu (Sistema Aquífero Guarani) no estado de São Paulo. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar. USP-IG. São Paulo.
- GILES, H.A., INDRELID, S.L., BEYNON, G.V. & AMTHOR, J. 2000. The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large datasets and coupled heat-fluid mass transport modelling. In: Quartz Cementation in Sandstones (Eds. R.H. Worden and S. Morad), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 29, 21–38.
- GÓES, A.M.O.; TRAVASSOS, W.A.S.; NUNES, K.C. 1994. Projeto Parnaíba -Reavaliação da Bacia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4., Belém, 1994. Bol. Res. Expand. Belém, SBG. p.11-14.
- GORAYEB, P.S.S., ABREU, F.A.M., CORRÊA, J. A. M., MOURA, C. A. V. 1988. Relações estratigráficas entre o granito Meruoca e a seqüência Ubajara-Jaibaras. In: Congr. Bras. de Geol. 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 6. p. 2678-2688.
- GORAYEB, P.S.S. & ABREU, F.A.M. 1989. A faixa de alto grau da região de Cariré-CE. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 13. Fortaleza, 1989. *Atas...* Fortaleza, SBG. p. 261-264.
- GORAYEB, P.S.S., TAVARES, S.S.Jr., LAFON, J.M. 1991. Novos dados geocronológicos na região entre Forquilha e Santa Quitéria - NW do Ceará. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 14. Recife, 1991. *Atas...* Recife, SBG. p. 260-263. (Boletim 12).
- GRESSLY, A. 1838. Observations geologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschr, allg. schweiz, ges. Naturw.*, v. 2, 1-112.
- GRIGSBY, J. D. 2001. Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the Lower Vicksburg Formation, South Texas, *J. Sed. Res.*, 71, 27-36.

- HACKSPACHER, P.C., SOARES, J.W., PETTA, P.A. 1988. A geologia do Grupo Ubajara - Região de Frecheirinha. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém, *Anais...* Belém, v. 6. p. 2661-2677.
- HACKSPACHER, P.C., SANTOS, T.J.S., LAFON, J.M. 1991. Evolução geocronológica do Complexo Gnáissico-Migmatítico - NW do Ceará. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 14. Recife, 1991. *Atas...* Recife, SBG. Bol. 12, p. 268-271.
- HILLIER, S. J. & VELDE, B. 1990. Octahedral occupancy and the chemical composition of the diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clays and Clays Minerals*, 26:149-168.
- INOUE, A. 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In: Velde, B. (Ed.), *Origin and Mineralogy of Clays*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 268-330.
- JARDIM DE SÁ, E.F., HACKSPACHER, P.C., NOGUEIRA, A.B.M., LINS, F.A., McREATH, I., SRIVASTAVA, N. K. 1979. Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da Bacia Jaibaras, Noroeste do Ceará. In: Simp. Geol. Nordeste. 9. Natal, 1979. *Atas...* Natal, Bol. Soc. Bras. Geol. Núcleo Nordeste, v. 7. p. 30-38.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/pan-Africana. Unpublished doctorate thesis. Universidade de Brasília, Brasília, 804 pp.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1984. Evolução proterozóica da Província Borborema. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 11. Natal, 1984. *Atas...* Natal, SBG. p. 297-316.
- JOHNSON, A.M. 1984. Debris Flow. In: Brunsten, B. and Prior, D. B. (eds.) *Slope Instability*. Chichester: Wiley, pp. 257-361.
- JOHNSON, M.J. & BASU, A., (Eds). 1993. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 284*, 342pp.
- KEGEL, W., SCORZA, E.P., COELHO, F.C.P. 1958. Estudos Geológicos no Norte do Ceará. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. p. 01-46. (Boletim 184).
- LIEBERMAN, B.S. 1997. Early Cambrian paleogeography and tectonichistory: A biogeography approach. *Geology*, 25, 1039 - 1042.
- LOWE, D.R. 1979. Sediment gravity flow, their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: L.J. Doyle, O.H. Pilkey. (eds). *Geology of Continental Slopes*. SEPM - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ. n. 27.
- LOWE, D.R. 1982. Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, **52**(1):279-297.
- LUNT, I.A., BRIDGE, J.S. & TYE, R.S. 2004. A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers: *Sedimentology*, v. 51, p. 377-414.
- MADEIRA, C.V. & BORGHI L. 1999. Estrutura dos depósitos sedimentares Quaternários da Bacia hidrográfica do Rio Santana, Miguel Pereira, Estado do Rio de Janeiro. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*. V: 22.
- MCBRIDE, E.F., LAND, L.S. & MACK, L.E. 1987. Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **71**, 1019-1034.

- MELLO, Z.F. 1978. Evoluções finais do Ciclo Geotectônico Brasileiro no Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais**. Recife, SBG. v.6, p.2438-2450.
- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: Miall, A. D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, 5, pp.597-604.
- MIALL, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1-62
- MIALL, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, 582p.
- MIALL, A.D. 1992. Alluvial Deposits. In: Walker, R. G. & James, N. P. (Eds) *Facies Models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland, pp. 119-142.
- MIDDLETON, G.V. 1978. Facies. In: Fairbridge R.W. & Bourgeois J. (eds.): *Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stoudsburg, PA, 323-325.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M. 1973. Sediment Gravity Flows: mechanics of flow and deposition In: Middleton, G. V. & Bouma, A. (eds.). *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Los Angeles, SEPM (Pacific Section) Short Course 1, *Anaheim. Lecture Notes*. P. 1-38.
- MILANI, E. J. & ZALÁN, P. V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22: 199-205.
- MOLENAAR, N., CYZIENE J., SLIAUPA, S. 2007. Quartz cementation mechanisms and porosity variation in Baltic Cambrian sandstones. *Sedimentary Geology* 195: 135-159.
- MORAD, S., BERGAN, M., KNARUD, R. & NYSTUEN, J. P. 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. *J. Sedim. Petrol.*, 60, 411-425.
- MORAD S., BEN ISMAIL H. N., DE ROS L. F., AL-AASM I. S., SERRHINI N. E. 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology*, 41: 1253-1272.
- MORAD S., KETZER J. M., DE ROS L. F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications of mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1), 95-120.
- MOREAU, A. M. S. S., KER, J. C., COSTA, L. M. & GOMES, F. H. 2006. Caracterização de solos de duas topossequências em tabuleiros costeiros do sul da Bahia. *Rev. Bras. Ciênc. Solo* [online]. vol.30, n.6, pp. 1007-1019.
- MUTTI, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. Parma, Agip and Università di Parma 275p.
- NASCIMENTO, D.A., & GAVA, A. 1979. Novas considerações sobre a estratigrafia da Bacia Jaibaras. In: *Simp. Geol.*
- NASCIMENTO, D.A., GAVA, A., PIRES, J.L., TEIXEIRA, W., 1981. Geologia da folha SA-24 - Fortaleza. In: *Projeto Radam Brasil. DNPM, Rio de Janeiro*. vol. 21, 23-212.

- NEMEC W., STEEL R.J. 1984. Aluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: E.H. Koster, R.J. Steel. Sedimentology of gravels and Conglomerates. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* **10**:1-31.
- NORDESTE. 9. Natal, 1979. *Atas...* Natal, Boi. Soe. Brás. Geol. Núcleo Nordeste, v. 7. p. 14-29.
- NOVAIS, F.R.G., BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico da região noroeste do Ceará. In: Simp. Geol. Nordeste. 9. Natal, 1979. *Atas.* Fortaleza, Bol. Soc. Bras. Geol. Núcleo Nordeste, v. 7. p. 93-110.
- OLIVEIRA, D.C. 1999. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in Early Palaeozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):423-427.
- OLIVEIRA, D.C. 2001. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Gráben de Jaibaras (nordeste do Brasil). *ACTA GEOLOGICA HISPANICA*, v. 36, nº 1-2, p. 53-95.
- OLIVEIRA D.C. & MOHRIAK W. U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* **20** 351-383.
- OSGOOD, R.G. 1970. Trace fossils on the Cincinnati area. *Paleontographica Americana*, **6**(41): 277-444.
- PARENTE, C. V., SILVA FILHO W. F. & ALMEIDA A. R. 2004. Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R. & BRITO NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, 525-536.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P.E., SEIVER, R. (Eds.) 1987. *Sand and sandstones*. Berlin, Springer-Verlag, 553p.
- PIERSON, T. C. 1980. Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surf. Proc.* **5**, 227-247
- PRADO, F.S., MENDONÇA, J.C.G. S., MORAES, J.B.A., MEDEIROS, M.F., ASSUNÇÃO, P.R.S., ANDRADE, V.A. & MEDEIROS, R.P. 1979. *Projeto Martinópolis*. DNPM/CPRM. Relatório final. 5 Vol. (editado em 1981).
- PISAREVSKY, S. A., MURPHY, J. B., CAWOOD, P. A. & COLLINS, A. S. 2008. Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems. In: PANKHURST, R. J., TROUW, R. A. J., BRITO NEVES, B. B. & DE WIT, M. J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 9-31.
- QUADROS, M.L.E.S. & ABREU, F.A.M. 1995. Bacia de Jaibaras - NW do Ceará: Considerações sobre a evolução tectono-sedimentar. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. Bol. Res. Expand. Gramado, SBG. p.307-309.
- QUADROS, M.L.E.S., ABREU, F.A.M. & GORAYEB, P.S.S. 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras-NW do Ceará.

- In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. Anais. Camboriú, SBG. v.3, p.240-242.
- RAMOS, A., & SOPENA, A. 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain): International Association of Sedimentologists Special Publication No. 6, p. 301-312.
- REMUS, M.V.D., SOUZA, R.S., CUPERTINO, J.A., DE ROS, L.F., DANI, N., VIGNOL-LELARGE, M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*. 38(2): 166-185.
- REYNOLDS Jr., R.C., 1988. Mixed layer chlorite minerals. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* 19, 601–629.
- RIBEIRO, H.J.P.S. 2001. Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações – São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio Sinos, 2001. 428p.
- RUST, B.R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, pp. 187-198.
- RYAN, P.C., HILLIER, S. 2002. Berthierine/chamosite, corrensite, and discrete chlorite from evolved verdine and evaporite-associated facies in the Jurassic Sundance Formation, Wyoming. *American Mineralogist* 87, 1607–1615.
- RØE, S.L. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage planebed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway: *Sedimentology*, v. 34, p. 89–101.
- SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B. 1984. Província Borborema. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. ed. *O Precambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. p. 123-186.
- SANTOS, T.J.S. 1999. Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema. PhD unpublished thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, São Paulo, 186p.
- SBRISSA, G. F., KETZER, J. M. M. 2008. Caracterização petrográfica das rochas-reservatório da Bacia do Recôncavo visando o armazenamento geológico de CO₂. III Mostra de Pesquisa da Pós-Graduação - PUCRS.
- SCHULTZ, A.W. 1984. Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *J. Sedim. Petrol.*, 54:759-772.
- SCHUMM, S.A. 1985. Patterns of alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 5-27.
- SEILACHER, A. 1953. Studien zur Palichnologie, I, Über die Methoden der Palichnologie. *Neus jarbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*. 96: 421-452.
- SEILACHER, A. 1964a. Biogenic Sedimentary Structures. In: IMBRIE, J. & NEWELL, N. (eds.) *Approaches to Paleocology*. New York, John Wiley, p. 296-316.
- SEILACHER, A. 1964b. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, 3: 253-256.

- SILVA FILHO, M. A. 1995. A província Borborema: Uma nova abordagem geotectônica. In: Simp. Geol. do Nordeste. 16. Recife, 1995. Ato... Recife, Bol. Núcleo Nordeste da SBG. 14 (2), p.384-390.
- SMALL, H. L. 1914. *Geologia e Supprimento d 'Água subterrânea no Piauí e parte do Ceará*. Ministério da Viação e Obras Públicas. Inspeção de Obras Contra as Secas. Série I.D. Geologia. Rio de Janeiro. 169 p. (Publicação 32).
- SMYTH, H. R., HALL, R., NICHOLS, G. J. 2008. Significant volcanic contribution to some quartz-rich sandstones, East Java, Indonesia. *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, 335–356.
- SMITH, S.A. 1990. The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the budleigh salterton pebble beds (Lower Triassic), southwest England. *Sedimentary Geol.* 67,199–219.
- SOLANO-ACOSTA W. & DUTTA P. K. 2005. Unexpected trend in the compositional maturity of second-cycle sand. *Sedimentary Geology*, 178, 275–283.
- SON, B.K., YOSHIMURA, T., FUKASAWA, H., 2001. Diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectites from alternating beds in Miocene to Pleistocene rocks of the Niigata Basin, Japan. *Clays and Clay Minerals* 49, 333–346.
- SOUSA, M.A. & OLIVEIRA, M.F.B. 1995. Geophysical evidences of the Transbrasiliano Lineament in Parnaíba Basin. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5., Gramado, 1995. Bol. Res. Expand. Gramado, SBG. p. 260-261.
- STEEL, R.J. & THOMPSON, D.B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (“Bunter” Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, N. Staffordshire, England. *Sedimentology* 30, pp. 341–367.
- STENO N. 1669 [1669]. The Prodomus of Nicolaus Steno’s Dissertation Concerning a Solid Body Enclosed by the process of Nature within a Solid. Traduzido por J. G. Winter. New York: Hafner.
- STONECIPHER, S.A., WINN Jr.,R.D. & BISHOP, M.G. 1984. Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: A function of sandstone geometry, texture and composition and fluid flux. *American Association of Petroleum Geologists*, 3:289-316
- TORQUATO, J.R. 1995. A geologia do noroeste do Ceará. Uma visão histórica. *Rev. Geol.* 8: 5-170.
- TORQUATO, J.R., NETO J. A. N. 1996. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreaú. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 26, 26(4):303-314.
- TUCKER, M.E. 1981. *Sedimentary petrology: an introduction*. Black Well Scientific Publications, Oxford, London. 252p.
- WALKER, R.G. 1984. *Facies model*. 2 ed., Canada, Geosciences, Reprint Series 1, 317p.
- WALKER, R.G. and PLINT, A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: *Facies Models; Response to Sea-level Change* (Eds R.G. Walker and N.P. James), pp. 219–238. Geol. Assoc. Canada, St John’s.

- WELLS, N.A. & DORR, J.A. 1987. A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of Índia. In: Ethridge, F. G.; Flores, R. M. & Harvey, M. D. (eds.) *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Tulsa, SEPM, 51-61.
- WILDING, L.P., SMECK, N.E. & HALL, G.F. 1988. Pedogenesis and soil taxonomy. II – The soil orders. New York, Elsevier Science Publishing Company. 410p.
- WILKINSON, M., MILLIKEN, K.L. & HASZELDINE, R.S. 2001 Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. *J. Geol. Soc., London*, 158: 675-683.
- WU, F.T., CAETANO-CHANG, M. R. Estudo mineralógico dos arenitos das Formações Pirambóia e Botucatu no Centro-Leste do Estado de São Paulo. *Rev. IG, São Paulo*, 13(1), 58-68, 1992.
- VAN HOUTEN, F.B. 1981. The odyssey of molasse. In A. D. Mial (Ed.), *Sedimentation and tectonics in alluvial basins* (pp. 35–48). Geological Association of Canada Special Paper, 23.
- VIEIRA, M. M. 1991. Parâmetros controladores da qualidade dos reservatórios profundos da Bacia Sergipe Alagoas. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado. 216p.
- ZUFFA, G.G. 1980. Hybrid Arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol 50, N°1, pp. 21-29.