



UFOP

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO  
ESCOLA DE MINAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL  
E RECURSOS NATURAIS

TECTÔNICA/PETROGÊNESE/RECURSOS MINERAIS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES SERRA DO  
CATUNI E CHAPADA ACAUÃ INFERIOR, GRUPO  
MACAÚBAS, AO LONGO DO PARALELO 17°30'S, REGIÃO  
CENTRO-NORTE DE MINAS GERAIS

por

Leon Dias Oliveira

Orientadora: Dr.<sup>a</sup> Gláucia Nascimento Queiroga

Co-orientadores: Dr. Maximiliano de Souza Martins

Dr. Marco Paulo de Castro

DISSERTAÇÃO n° 446

Ouro Preto, julho de 2023



**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES SERRA DO  
CATUNI E CHAPADA ACAUÃ INFERIOR, GRUPO MACAÚBAS,  
AO LONGO DO PARALELO 17°30'S, REGIÃO CENTRO-NORTE  
DE MINAS GERAIS**

---





**Universidade Federal  
de Ouro Preto**

**FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

*Reitora*

Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Cláudia Aparecida Malière de Lima

*Vice-Reitor*

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

*Pró-Reitor de Graduação*

Prof<sup>ª</sup>. Tânia Rossi Garbin

**ESCOLA DE MINAS**

*Diretor*

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Junior

*Vice-Diretor*

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

*Chefe*

Tec. Dr. Geraldo Magela Santos Sampaio



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

**CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 82**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Nº 446**

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES SERRA DO CATUNI E  
CHAPADA ACAUÃ INFERIOR, GRUPO MACAÚBAS, AO LONGO DO  
PARALELO 17°30’S, REGIÃO CENTRO-NORTE DE MINAS GERAIS**

**Leon Dias Oliveira**

*Orientadora*

Dr.<sup>a</sup> Gláucia Nascimento Queiroga

*Co-orientadores*

Dr. Maximiliano de Souza Martins

Dr. Marco Paulo de Castro

Dissertação de mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais.

**OURO PRETO**

**2023**

## SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

O482a Oliveira, Leon Dias.

Análise estratigráfica das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, Grupo Macaúbas ao longo do paralelo 17°30'S, região centronorte de Minas Gerais. [manuscrito] / Leon Dias Oliveira. - 2023. 99 f.: il.: color., tab..

Orientadora: Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga.

Coorientadores: Prof. Dr. Marco Paulo de Castro, Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins.

Dissertação (Mestrado Acadêmico). Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.

Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais - Tprm.

1. Bacias sedimentares. 2. Rifte. 3. Geocronologia - Criogeniano. 4. Sedimentos (Geologia) - Fluxos gravitacionais. I. Queiroga, Gláucia Nascimento. II. Castro, Marco Paulo de. III. Martins, Maximiliano de Souza. IV. Universidade Federal de Ouro Preto. V. Título.

CDU 551.243.1

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO  
REITORIA  
ESCOLA DE MINAS  
COORDENACAO DO PROGRAMA DE POS-GRADUACAO  
EM EVOLUCAO CRUSTAL



**FOLHA DE APROVAÇÃO**

**Leon Dias Oliveira**

**Análise estratigráfica das Formações Serra do Catuni e Chapada Acauã inferior, Grupo Macaúbas, ao longo do paralelo 17°30'S, região centro-norte de Minas Gerais.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências Naturais.

Aprovada em 17 de abril de 2023.

**Membros da banca**

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins - Presidente - Universidade Federal de Ouro Preto  
Prof. Dr. Alexandre Uhlein - Universidade Federal de Minas Gerais  
Prof. Dr. Fernando Flecha de Alkmim - - Universidade Federal de Ouro Preto

A Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gláucia Nascimento Queiroga, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito no Repositório Institucional da UFOP em 28/06/2023.



Documento assinado eletronicamente por **Isaac Daniel Rudnitzki, COORDENADOR(A) DE CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS**, em 04/07/2023, às 10:53, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [http://sei.ufop.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **0552255** e o código CRC **7DD73660**.

Dedicado à minha mãe, Cláudia e aos meus irmãos, Jacó, João e Maria.

## Agradecimentos

---

À minha mãe, Cláudia, e meus irmãos, Jacó, João e Maria, pelo suporte ao longo desta etapa.

Aos meus orientadores, professores Gláucia Queiroga, Maximiliano Martins e Marco Paulo de Castro, pela oportunidade de fazer parte deste projeto, por todos os ensinamentos recebidos ao longo do desenvolvimento deste trabalho, pela paciência e pela amizade.

Ao meu orientador Max e ao colega Fernando Ciaralo pelo auxílio e companheirismo nos trabalhos de campo e pelas discussões geológicas e não geológicas realizadas ao longo deste trabalho.

A todos os professores e funcionários do DEGEO/UFOP pelos ensinamentos e convivência ao longo dos anos.

Aos colegas do DEGEO e PPGECRN pelas conversas e convivência, em especial ao Gabriel Medeiros e à Mariana Vilela.

A todos que de alguma forma cooperaram para o desenvolvimento deste trabalho, em especial ao Vandinho e Simone em Itacambira, as turmas de Mapeamento Geológico e Eschwege 2022/2, aos motoristas Reinaldo e Renato pelo apoio ao desbravar o Macaúbas.

À FAPEMIG, pelo projeto que financiou a pesquisa (número APQ-02811-21, coordenado pela professora Dra. Gláucia Nascimento Queiroga e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de produtividade em pesquisa de Gláucia Nascimento Queiroga.

À CAPES por ter me concedido a bolsa de mestrado (2020- 2022).

À UFOP, PROPPI, DEGEO e PPGECRN pela oportunidade de ter realizado este trabalho.



# Sumário

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>IX</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>XI</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	<b>XIII</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>XVII</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>XIX</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>XXI</b>
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS .....	1
1.2. NATUREZA DO PROBLEMA E RELEVÂNCIA DO PROJETO.....	1
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO.....	4
1.4. OBJETIVOS E METAS .....	5
1.5. METODOLOGIA.....	6
1.5.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	6
1.5.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO.....	6
<b>CAPÍTULO 2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E CENÁRIO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>9</b>
2.1. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO.....	9
2.2. ESTRATIGRAFIA .....	10
2.2.1. ROCHAS MAIS VELHAS QUE 1,0 Ga.....	11
2.2.2. GRUPO MACAÚBAS .....	13
2.2.2.1. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS A CERCA DO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DO GRUPO MACAÚBAS .....	13
2.2.2.2. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS .....	16
2.2.2.2.1. SUCESSÃO RIFTE I (TONIANO) .....	16
2.2.2.2.2. SUCESSÃO RIFTE II (CRIOGENIANO) .....	16
2.2.2.2.3. SUCESSÃO MARGEM PASSIVA (CRIOGENIANO - EDIACARANO) .....	18
2.2.2. FORMAÇÃO SALINAS .....	18
2.2.3. GRANITOGÊNESE OROGÊNICA.....	18
2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL .....	19
2.3. MODELO EVOLUTIVO .....	22
<b>CAPÍTULO 3 BASES CONCEITUAIS:</b>	
<b>- ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE SEQUÊNCIAS RIFTE MARINHAS</b>	
<b>- DIAMICTITOS: PROCESSOS E AMBIENTES SEDIMENTARES</b> .....	<b>25</b>
3.1. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE SEQUÊNCIAS RIFTE .....	25
3.1.1. TECTONO-SEQUÊNCIA INÍCIO DE RIFTE.....	27
3.1.2. TECTONO-SEQUÊNCIA CLÍMAX DE RIFTE.....	27

3.1.3. TECTONO-SEQUÊNCIA TÉRMINO DE RIFTE .....	28
3.2. DIAMICTITOS: PROCESSOS E AMBIENTES SEDIMENTARES .....	28
3.2.1. AMBIENTES E PROCESSOS GLACIAIS .....	29
3.2.2. FLUXOS GRAVITACIONAIS .....	31
3.2.3. DIFERENÇAS ENTRE DEPÓSITOS MARINHOS GLACIAIS E NÃO GLACIAIS .....	36
<b>CAPÍTULO 4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>37</b>
4.1. SETOR RIO MACAÚBAS.....	37
4.2. SETOR TERRA BRANCA .....	37
4.3. SETOR BAIXADÃO.....	41
4.4. SETOR TURMALINA .....	42
<b>CAPÍTULO 5 EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES SERRA DO CATUNI E CHAPADA ACAUÃ INFERIOR, GRUPO MACAÚBAS, AO LONGO DO PARALELO 17°30'S, REGIÃO SUDESTE DO BRASIL .....</b>	<b>45</b>
5.1. INTRODUÇÃO .....	47
5.2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	49
5.3. METODOLOGIA .....	53
5.4. ARCABOUÇO SEDIMENTOLÓGICO.....	55
5.4.1. ASSOCIAÇÕES DE LITOFÁCIES .....	55
5.4.1.1. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES I.....	57
5.4.1.2. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES II .....	60
5.4.1.1. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES III.....	61
5.4.1.2. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES IV.....	61
5.4.1.3. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES V .....	64
5.4.1.4. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES VI.....	64
5.5. ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO.....	65
5.5.1. FORMAÇÃO SERRA DO CATUNI.....	67
5.5.2. FORMAÇÃO CHAPADA ACAUÃ INFERIOR .....	69
5.6. DISCUSSÕES.....	72
5.6.1. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR.....	72
5.6.2. MORFOLOGIA DO SISTEMA RIFTE.....	79
5.6.3. CONTEXTO GEODINÂMICO .....	79
5.7. CONCLUSÕES .....	81
<b>CAPÍTULO 6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>83</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>85</b>

## Lista de ilustrações

---

- Figura 1.1:** A) Contextualização geotectônica do sistema orogênico Araçuaí –Congo Ocidental e os cratons associados, com destaque para a área abordada neste estudo. Modificado de Alkmim *et al.*, (2006) e Pedrosa-Soares *et al.*, (2008). B) Mapa litoestrutural do setor central do Grupo Macaúbas. Destaque para os compartimentos estruturais que abrangidos pelo setor. Zona de Cisalhamento Chapada Acauã (ZCCA), Corredor transpressivo de Minas Novas (MN), Bloco Guanhões (BG) e Bloco Porteirinha (BP). Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008). .....2
- Figura 1.2:** Localização e vias de acesso à área de estudo.....5
- Figura 1.3:** Mapa litológico da região abordada por este trabalho. Modificado de Grossi-Sad *et al.* (1997b), Chaves & Andrade (2011) e Chaves & Andrade (2009), com a localização dos levantamentos realizados). .....7
- Figura 2.1:** Cenário geotectônico do sistema orogênico Aracuaí-Congo Ocidental e os cratons relacionados. O polígono vermelho indica a localização aproximada da região abordada neste estudo (modificado de Alkmim *et al.* 2006 e Pedrosa-Soares *et al.* 2008).....10
- Figura 2.2:** Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí destacando as assembleias litotectônicas. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008).....12
- Figura 2.3:** Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008, 2011a), Castro *et al.* (2019, 2020) e Souza *et al.* (2017, 2022). Como as rochas sofreram metamorfismo de baixo grau, nos referimos a seus protólitos. ....14
- Figura 2.4:** Distribuição das diferentes formações do Grupo Macaúbas no domínio externo (oeste) do orógeno Araçuaí. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2011a).....15
- Figura 2.5:** Mapa tectônico simplificado do orógeno Araçuaí mostrando suas principais estruturas. Modificado de Alkmim *et al.* (2017). .....20
- Figura 3.1:** Diagramas de blocos esquemáticos e generalizados mostrando a evolução de sub-bacias marinhas rasas e profundas, superpreenchidas, balanceadas, subpreenchidas e famintas, através de (A) estágio início de rifte, (B) estágio clímax do rifte e (C) estágio término de rifte e início de pós-rifte/quiescenci tectônica. (D) Seções transversais esquemáticas de preenchimentos de bacias marinhas rasas e profundas superpreenchidas, balanceadas, subpreenchidas e famintas. Modificado de Ravnås & Steel (1998). .....26
- Figura 3.2:** Modelo esquemático da zona de contato entre os ambientes glaciais continental e marinho, e subdivisão do ambiente marinho glacial e periglacial, modificado de Brodzikowisk & Van Loon (1991). .....29
- Figura 3.3:** Estrutura para um esquema de classificação preditiva de fácies turbidíticas (de Mutti (1992), e Mutti *et al.* (2003)). Modificado de Tinterre *et al.* (2020).....33
- Figura 3.4:** (A) Esquema de classificação proposto por Talling *et al.* (2012a); (B) relações generalizadas entre tipo de depósito, concentração total de sedimentos e fração relativa de areia e lama, e mudança no fluxo como proposto por Talling *et al.* (2012a). A linha cinza grossa mostra a sequência de depósitos em uma sequência completa de Bouma (1962). Modificado de por Talling *et al.* (2012a). .....35
- Figura 4.1:** Mapa geológico da região abordada por este trabalho. Modificado de Grossi-Sad *et al.* (1997b), Chaves & Andrade (2011) e Chaves & Andrade (2009), com a localização dos levantamentos realizados. ....38
- Figura 4.2:** Estereograma de projeção polar, com todas as medidas de acamamento sedimentar realizadas durante os levantamentos. Número de medidas: 134; atitude modal: 120/21.7; Concentração: 24.3%. .....39

<b>Figura 4.3:</b> Estereograma de projeção polar, com todas as medidas de foliação realizadas durante os levantamentos. Número de medidas: 68; atitude modal: 120/21.7; Concentração: 16.2%. .....	39
<b>Figura 4.4:</b> Estereograma de projeção polar, com todas as medidas de clivagem de crenulação realizadas durante os levantamentos. Número de medidas: 14; atitude modal: 288/56.3; Concentração: 19.8%.....	39
<b>Figura 4.5:</b> Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Rio Macaúbas. Número de medidas: 16; atitude modal: 110/32.9; Concentração: 23.8%. 40	40
<b>Figura 4.6:</b> Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Rio Macaúbas.....	40
<b>Figura 4.7:</b> Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Terra Branca. Número de medidas: 29; atitude modal: 120/21.7; Concentração: 38.6% .....	40
<b>Figura 4.8:</b> Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Terra Branca.....	41
<b>Figura 4.9:</b> Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Baixadão. Número de medidas: 56; atitude modal: 105/21.7; Concentração: 28.9%.....	42
<b>Figura 4.10:</b> Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Baixadão .....	42
<b>Figura 4.11:</b> Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Turmalina. Número de medidas: 33; atitude modal: 160/16.3; Concentração: 24.5% .....	43
<b>Figura 4.12:</b> Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Turmalina.....	43
<b>Figura 5.1:</b> A) Localização e contexto dos crátons São Francisco e Congo em Gondwana Ocidental. Modificado de Alkmim <i>et al.</i> (2006). B) Mapa geológico mostrando a distribuição do Grupo Macaúbas no Orógeno Araçuá, no Brasil. Modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2011a). .....	50
<b>Figura 5.2:</b> Coluna estratigráfica e dados de geocronologia do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares & Alkmim (2011). .....	52
<b>Figura 5.3:</b> Mapa geológico da região abordada por este trabalho. Modificado de Grossi-Sad <i>et al.</i> (1997b), Chaves & Andrade (2011) e Chaves & Andrade (2009), com a localização dos levantamentos realizados.....	54
<b>Figura 5.4:</b> Colunas estratigráficas de detalhe levantadas sobre as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, com interpretação das associações de litofácies. Localização das colunas estratigráficas (1-13) é mostrada na figura 5.3.....	56
<b>Figura 5.5:</b> Fotografias das litofácies de diamictíticas. A) diamictito rico em clastos; B) diamictito rico em clastos, setor Baixadão; C) diamictito pobre em clastos, clastos compostos por quartzo; D) Diamictito pobre em clastos, clastos rocha carbonática.....	60
<b>Figura 5.6:</b> Fotografias das litofácies areno-cascalhosas. A) conglomerado matriz suportado; B) arenito laminado seixoso; C) arenito maciço seixoso; D) contato abrupto entre arenito laminado e arenito laminado seixoso; E) intercalação de arenito maciço seixos e arenito gradado seixoso; F) arenito laminado com clastos de lama .....	61
<b>Figura 5.7:</b> Fotografias das litofácies arenosas. A) arenito laminado; B) arenito maciço; C) arenito laminado ferruginoso de granulometria fina; D) arenito laminado ferruginoso de granulometria grossa.....	64
<b>Figura 5.8:</b> Fotografias das litofácies de granulometria fina. A) arenito laminado lamoso; B) ritmito; C) pelito laminado de coloração clara, encontrado na coluna 1; D) pelito laminado carbonoso, encontrado na coluna 13; E) detalhe do pelito laminado encontrado na coluna 1; F) pelito laminado, coluna 6; G) pelito laminado coluna 4 e H) ritmito encontrado na coluna 13, com clasto centimétrico, ‘dropstone’ .....	65
<b>Figura 5.9:</b> Fotografias de algumas associações de litofácies em escala de afloramento. A) associação de litofácies I-2 vista na coluna 5; B) associação de litofácies IV-1 vista na coluna 6; C) detalhe da associação de litofácies I-2 vista na coluna 5, contatos abruptos entre as litofácies.....	66

<b>Figura 5.10:</b> Colunas estratigráficas levantadas sobre as unidades criogenianas do Grupo Macaúbas no graben Catuni, com interpretação das associações de litofácies e sequências estratigráficas. Localização das colunas estratigráficas é mostrada na figura 5.3. ....	68
<b>Figura 5.11:</b> Colunas estratigráficas levantadas sobre as unidades criogenianas do Grupo Macaúbas no graben Acauã, com interpretação das associações de litofácies e sequências estratigráficas. Localização das colunas estratigráficas é mostrada na Figura 5.3. ....	70
<b>Figura 5.12:</b> Modelo de evolução tectôno-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio pré rifte. ....	73
<b>Figura 5.13:</b> Modelo de evolução tectôno-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio início de rifte. Números indicam o posicionamento das colunas estratigráficas homônimas. ....	74
<b>Figura 5.14:</b> Modelo de evolução tectôno-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio clímax de rifte. Números indicam o posicionamento das colunas estratigráficas homônimas. ....	75
<b>Figura 5.15:</b> Modelo de evolução tectôno-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio término de rifte. Números indicam o posicionamento das colunas estratigráficas homônimas. ....	78



## Lista de Tabelas

---

<b>Tabela 1.1:</b> Compilação dos levantamentos de detalhe realizados, com suas coordenadas, UTM (WGS84), e espessura levantada .....	8
<b>Tabela.5.1:</b> Litofácies diamictíticas das geradas por fluxos de detritos, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo. ....	57
<b>Tabela.5.2:</b> Litofácies areno-cascalhosas geradas por correntes de turbidez de alta densidade, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo .....	58
<b>Tabela.5.3:</b> Litofácies arenosas geradas por correntes de turbidez de alta densidade, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo.....	62
<b>Tabela.5.4:</b> Litofácies areno-pelíticas geradas por correntes de turbidez de baixa densidade e processos pelágicos, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo. ....	63



## RESUMO

---

A bacia Macaúbas, neoproterozoica e precursora do orógeno Araçuaí–Oeste Congo, registra pelo menos três fases de rifteamento antes da instauração da margem passiva. A última fase, desenvolvida durante o período Criogeniano, é formada por uma pilha sedimentar que apresenta expressiva variação faciológica vertical e lateral no sentido do aprofundamento da bacia, em direção a leste, onde ocorrem as maiores espessuras da unidade. Dentre outras, contém camadas de diamictitos, postulados na literatura especializada como remanescentes da atividade de geleiras relacionadas às glaciações do Neoproterozóico, de abrangência global. A análise estratigráfica das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior ao longo da região balizada pelo paralelo 17°30'S e pelos meridianos 43°30'W e 43°00'W (segmento rio Macaúbas, Planalto de Minas, Terra Branca, Caçaritiba e Turmalina) constitui o objetivo da presente dissertação, e visa contribuir para o entendimento da evolução tectôno-sedimentar deste sistema rifte. Foram realizados levantamentos estratigráficos em escala de detalhe (1:100) ao longo das unidades criogenianas presentes nestas regiões, que permitiram a identificação de seis associações de litofácies relacionadas a um ambiente marinho profundo. Variações na composição do arcabouço sedimentológico e na distribuição espacial das associações de litofácies possibilitou o reconhecimento de quatro setores, de oeste para leste: rio Macaúbas, Terra Branca, Baixadão e Turmalina, que correspondem a diferentes porções de dois grabens separados por um alto estrutural. A análise das associações de litofácies possibilitou agrupá-las em três sequências sedimentares associadas aos diferentes estágios subsequentes que refletem a evolução progressiva de falhas normais deste sistema rifte, denominadas início, clímax e término de rifte. A sequência início de rifte registra a primeira fase da sedimentação da bacia, caracterizada como produto de sucessivos pulsos de correntes de turbidez e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, impulsionados pela atividade tectônica inicial do processo de rifteamento. Seu registro sedimentar apresenta granulometria fina a média, em sua base, e tende a apresentar granulometria grossa e mal selecionada em seu topo. A sequência clímax de rifte sobrepõe abruptamente a sedimentação inicial e é caracterizada como produto de fluxos de detritos coesivos de resistência alta e moderada e correntes de turbidez de alta densidade, em sistema de leques subaquosos associados as escarpas de falha. Seu registro sedimentar apresenta granulometria grossa e baixa maturidade textural. Por fim, a sequência término de rifte é caracterizada como a fase final de evolução do sistema rifte e sua transição para o estágio margem passiva da bacia Macaúbas. Seu registro sedimentar foi gerado por correntes de turbidez e processos pelágicos. Assim, de forma geral, as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior registram a evolução de uma bacia rifte marinha, cujo preenchimento sedimentar, foi inicialmente gerado por processos gravitacionais, correntes de turbidez e fluxos de detritos, desencadeados por atividade tectônica, que são sobrepostos por uma espessa sedimentação marinha distal. Desta forma, as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior são interpretadas como equivalentes laterais e correspondem ao preenchimento de dois grabens, proximal e distal, respectivamente.

**PALAVRAS-CHAVE:** Grupo Macaúbas, Rifte, Criogeniano, Diamictito, Fluxos Gravitacionais.



## ABSTRACT

---

The Macaúbas Basin, Neoproterozoic, and precursor of the Araçuaí–West Congo orogen registers at least three rifting phases before establishing the passive margin. The last phase, developed during the Cryogenian period, is formed by a sedimentary pile that presents significant vertical and lateral faciological variation in the direction of the deepening of the basin towards the east, where the most significant thicknesses of the unit occur. Among others, including those of diamictites, postulated in the specialized literature as remnants of the activity of glaciers related to the Neoproterozoic glaciations of global scope. The stratigraphic analysis of the Serra do Catuni and Chapada Acauã Inferior formations along the region marked out by the parallel 17°30' S and by the meridians 43°30'W and 43°00'W (segment Macaúbas River, Planalto de Minas, Terra Branca, Caçaritiba and Turmalina) constitutes the purpose of this dissertation, and aims to contribute to the understanding of the tectonic-sedimentary evolution of this rift system. Detailed scale stratigraphic surveys (1:100) were carried out along the cryogenic units present in these regions, which allowed the identification of six lithofacies associations related to a deep marine environment. Variations in the composition of the sedimentological framework and the spatial distribution of lithofacies associations permitted the recognition of four sectors, from west to east: Macaúbas River, Terra Branca, Baixadão, and Turmalina, which correspond to different portions of two grabens separated by a structural high. The analysis of lithofacies associations made it possible to group them into three sedimentary sequences associated with the different subsequent stages that reflect the progressive evolution of normal faults in this rift system, called beginning, climax, and end of the rift. The early rift sequence records the first phase of basin sedimentation, characterized as the product of successive pulses of turbidity currents and low-resistance cohesive debris flows, driven by the initial tectonic activity of the rifting process. Its sedimentary record presents fine to medium granulometry at its base and tends to present coarse and poorly selected granulometry at its top. The rift climax sequence abruptly overlaps the initial sedimentation and is characterized as a product of high and moderate resistance cohesive debris flows and high-density turbidity currents in a system of underwater fans associated with fault scarps. Its sedimentary record presents coarse granulometry and low textural maturity. Finally, the rift termination sequence is characterized as the final phase of the evolution of the rift system and its transition to the passive margin stage of the Macaúbas Basin. Turbidity currents and pelagic processes generated its sedimentary record. Thus, in general, the Serra do Catuni and Chapada Acauã Inferior formations record the evolution of a marine rift basin whose sedimentary filling was initially generated by gravitational processes, turbidity currents, and debris flows triggered by tectonic activity, which are overlaid by thick distal marine sedimentation. In this way, the Serra do Catuni and Chapada Acauã Inferior formations are interpreted as lateral equivalents and correspond to the filling of grabens, proximal and distal, respectively.

**KEY WORDS:** Macaúbas Group, Rift, Cryogenian, Diamictite, Gravitational Flows.



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

---

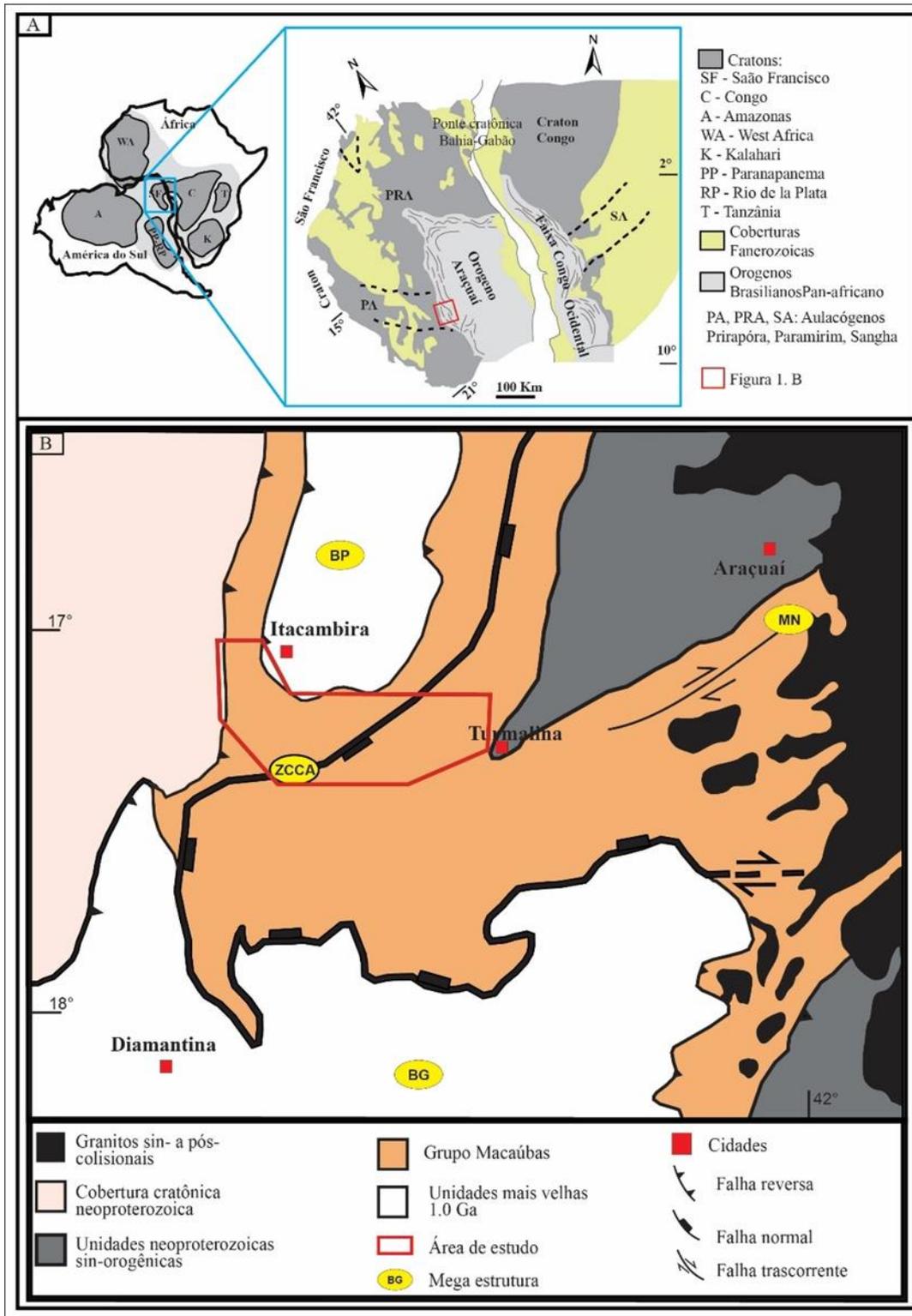
### 1.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Este projeto insere-se na linha de pesquisa intitulada “Tectônica, Petrogênese e Evolução Crustal de Áreas Cratônicas e Orógenos” do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais (PPGECRN) da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto (EM-UFOP). A sua realização contou com a utilização dos recursos financeiros dos seguintes projetos de pesquisa/bolsa de produtividade em pesquisa concedidos à professora Gláucia Queiroga: a) Auxílio Pesquisador UFOP, 2019-2021, processo 23109.004080/2019-88, intitulado “*Análise tectono-stratigráfica e significado geotectônico das sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Macaúbas na região centro-norte de Minas Gerais, orógeno Araçuaí, Brasil*”, b) Demanda Universal FAPEMIG, Edital 001/2021, processo número APQ-02811-21, intitulado “*Estudo da bacia precursora do orógeno Araçuaí e sua correlação com a contraparte africana*” e, c) Bolsa de Produtividade em Pesquisa do CNPq, nível 1D. Ressalta-se que a pesquisa recebeu também o importante apoio de campo do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/EM/UFOP). A bolsa de mestrado foi concedida ao autor pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

### 1.2. NATUREZA DO PROBLEMA E RELEVÂNCIA DO PROJETO

A Era Neoproterozóica (1000-539 Ma) foi palco de intensa atividade tectônica, abrangendo o rompimento do supercontinente Rodinia e a formação do supercontinente Gondwana (Hoffman 1991, Dalziel 1991, 1997; Torsvik 2003, Rino *et al.* 2008), e múltiplos eventos glaciais (Fairchild & Kennedy 2007). Contudo, a natureza destes eventos glaciais e de seus registros sedimentares, são alvo de debate e incertezas, como abordado pelos modelos: *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998), *Slushball Earth* (Hyde *et al.* 2000), *High-tilt Earth* (Williams & Schmidt 2004) e *Zipper-Rift Earth* (Eyles & Januszcak 2004).

No sudeste do Brasil, um registro da história neoproterozoica está preservado no Grupo Macaúbas, que materializa a bacia precursora do orógeno Araçuaí (Fig.1.1A, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). O desenvolvimento desta bacia foi polifásico, compreendendo sucessivos estágios de rifteamento continental durante os períodos toniano e criogeniano, antes da instauração de uma margem passiva (Kuchenbecker *et al.* 2015, Souza *et al.* 2019, 2022; Castro *et al.* 2019, 2020; Amaral *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2021, Vilela *et al.* 2021).



**Figura 1.1:** A) Contextualização geotectônica do sistema orogênico Araçuaí –Congo Ocidental e os cratons associados, com destaque para a área abordada neste estudo. Modificado de Alkmim *et al.*, (2006) e Pedrosa-Soares *et al.*, (2008). B) Mapa litoestrutural do setor central do Grupo Macaúbas. Destaque para os compartimentos estruturais que abrangidos pelo setor. Zona de Cisalhamento Chapada Acauã (ZCCA), Corredor Transpressivo de Minas Novas (MN), Bloco Guanhões (BG) e Bloco Porteirinha (BP). Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008).

O rifteamento criogeniano (*ca.* 720-675 Ma, Kuchenbecker *et al.* 2015) é caracterizado por uma espessa e variável pilha sedimentar, contemplando ainda os horizontes de diamictitos do Grupo

Macaúbas, postulados como de origem glaciogênica e historicamente entendidos como camadas-guia para os estudos estratigráficos dentro da unidade (Hettich 1977, Karfunkel & Hope 1988). As sequências rifte criogenianas possuem grande distribuição em área ao longo do orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, 2011a) e são consideradas como geneticamente relacionadas a Formação Jequitaí (Uhlein *et al.* 1999, 2011; Martins-Neto *et al.* 2001, Uhlein & Uhlein 2022) que ocorre no domínio do cráton do São Francisco. Assim, devido a polaridade sedimentar destas unidades ser de oeste para leste (Noce *et al.* 1997), a Formação Jequitaí agrega as fácies glácio-terrestres a glácio-marinhas rasas presentes no domínio cratônico (Hettich 1977, Uhlein *et al.* 1999, 2011; Martins-Neto *et al.* 2001), enquanto as formações Serra do Catuni, Chapada Acauã Inferior e Nova Aurora marcariam a transição para a deposição/retrabalhamento de diamictitos em bacias marinhas no domínio do orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Babinski *et al.* 2012, Kuchenbecker *et al.* 2015).

A região balizada pelo paralelo 17°30'S e pelos meridianos 43°30'W e 43°00'W, área de interesse desta dissertação, compreende a região situada entre os segmentos da serra do Espinhaço Meridional e Setentrional Mineiro (ou Central). Esta é a única região onde os três estágios de rifteamento do Grupo Macaúbas coexistem, sendo frutos da herança tectônica dos estágios de rifteamento descontínuos do Estateriano, do Toniano e do Criogeniano que operaram na margem oriental do paleocontinente do São Francisco (Souza *et al.* 2017, 2022, Oliveira *et al.* 2021). Este setor é entendido como área-chave para os trabalhos de natureza tectono-estratigráfica do Grupo Macaúbas, pois é onde se encontra a maior completude de seu registro sedimentar, sendo ainda possível determinar uma parte significativa do arcabouço estratigráfico e grande parte das relações de contato preservadas entre as unidades pré-cambrianas.

No atual estado da arte, dois grabens de idade criogeniana são reconhecidos ao longo da região balizada pelo paralelo 17°30'S e pelos meridianos 43°30'W e 43°00'W, estando separados por um alto estrutural (Souza *et al.* 2017, 2022). O graben oeste, registrado pela Formação Serra do Catuni, margeia o cráton do São Francisco, coincidente com o lineamento/falha reversa da Serra do Catuni (Oliveira 1989, Uhlein 1991, Noce *et al.* 1997), locus typicus das sequências diamictíticas glácio-relacionadas, cujo prolongamento meridional se encontra a bacia hidrográfica do rio Macaúbas, área-tipo da “Formação Macahúbas” de Moraes (1932). O graben leste (Noce *et al.* 1997, Martins-Neto *et al.* 2001, Castro *et al.* 2020), registrado pela Formação Chapada Acauã Inferior, ocorre na margem oriental do platô da Chapada Acauã, sendo balizada pelo lineamento estrutural de Taiobeiras/Leme do Prado (Pedrosa-Soares 1995, Grossi-Sad *et al.* 1997b), no vale do rio Araçuaí próximo a cidade de Turmalina, onde Castro *et al.* (2020) reconheceram o preenchimento de um graben tectonicamente ativo sob influência glácio-marinha, tipificado pelos membros Mato Grande e Canabrava. O alto estrutural que separou estes dois grabens é grosseiramente delimitado pela área compreendida entre a bacia hidrográfica do rio Macaúbas, a oeste, o distrito de Planalto de Minas, a sul, e a porção ocidental da Chapada Acauã, a leste, onde corre o rio Jequitinhonha. Posicionado na zona periclinal da anticlinal de

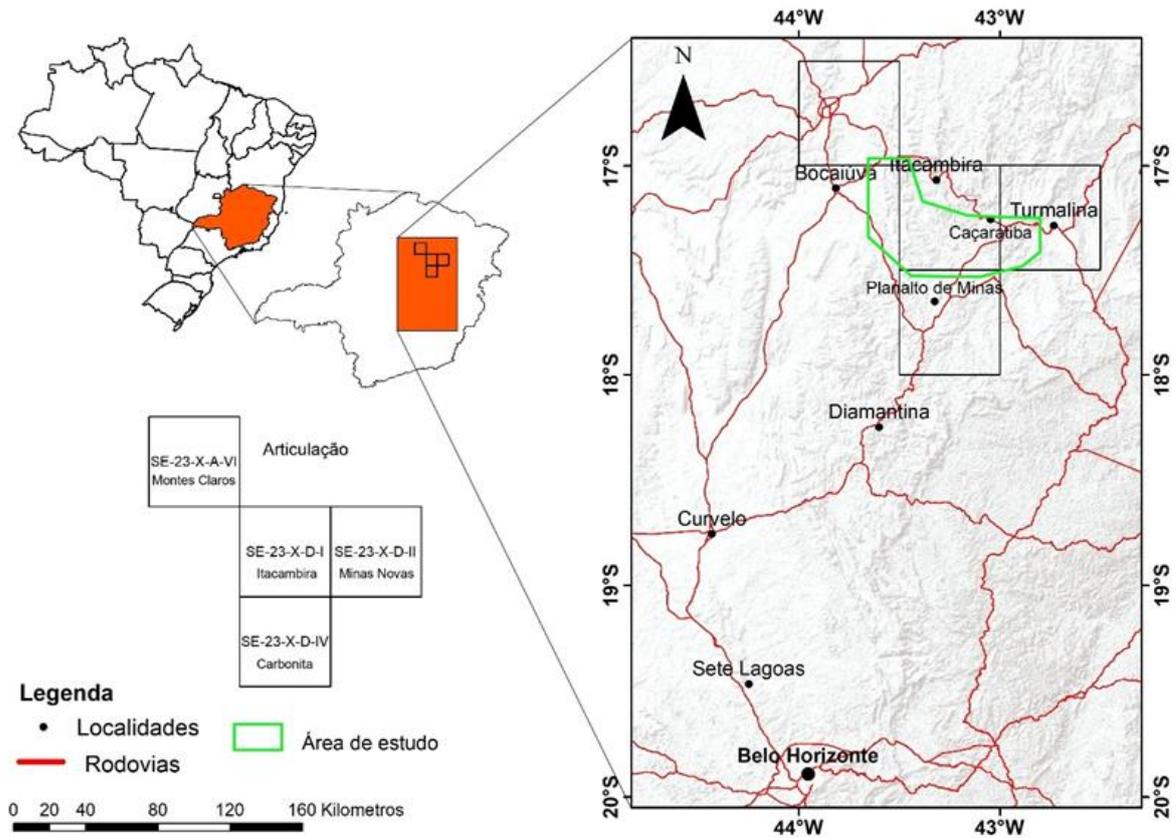
Itacambira, a configuração deste alto estrutural resultou da herança tectônica dos ciclos do Estateriano e do Toniano (Souza et al. 2017, 2019), com destaque para a área ocupada pela associação vulcano-sedimentar da Formação Planalto de Minas. Souza (2016, 2019) e Souza et al. (2017, 2022) individualizaram esta unidade estratigráfica como representante do estágio de rifteamento do Toniano tardio do Grupo Macaúbas, desenvolvida numa antiga zona de transferência associada a formação da bacia Espinhaço. Por consequência, estes autores desvincularam toda a pilha vulcano-sedimentar que caracteriza a Formação Planalto de Minas do pacote de rochas glácio-relacionadas sobrejacente, atribuído a Formação Chapada Acauã Inferior.

Sob a ótica da análise tectono-estratigráfica de sequências rifte (*sensu* Ravnås & Steel 1998, Gawthorpe & Leeder 2000, Kuchle 2010, Miall 2016), o processo de rifteamento é constituída por distintos e sucessivos estágios evolutivos, que refletem a ação progressiva de falhas normais, e tipicamente incluem os estágios de iniciação do rifte, de interação e ligação das falhas durante a fase de expansão, sendo finalizado por uma ou mais zonas de falhas contínuas relacionada(s) ao estágio de clímax de rifte (Cowie *et al.* 2000, McLeod *et al.* 2000, Gawthorpe & Leeder 2000). Na área de estudo, observa-se uma oportunidade ímpar de analisar a evolução tectono-sedimentar deste sistema de rifteamento através do levantamento de seções em escala de detalhe sobre as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior. Neste contexto, este trabalho objetivou: descrever em detalhe o arcabouço litoestratigráfico, com vistas a i) reconhecer os processos e ambientes deposicionais envolvidos no preenchimento dos diferentes grabens; ii) analisar os controles tectônicos e/ou climáticos atuantes e iii) entender a relação integrada entre os processos tectônicos e sedimentares que levaram à formação das sequências rifte criogenianas na zona periclinal da anticlinal de Itacambira e no vale do rio Araçuaí.

### **1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO**

A área objeto de estudo situa-se na região centro-norte do estado de Minas Gerais, entre os meridianos 43° 30' e 42° 40' de longitude oeste e os paralelos 16° 50' e 17° 40' de latitude sul e tem como referências principais os municípios de Turmalina, Itacambira e Diamantina.

Os levantamentos foram realizados em áreas que ocupam parte das folhas geológicas em escala 1:100.000 Carbonita (SE23-X-D-IV, Grossi-Sad *et al.* 1997a), Itacambira (SE-23-X-D-I, Noce *et al.* 1997), Minas Novas (SE23-X-D-II, Pedrosa-Soares & Grossi-Sad 1997), e Montes Claros (SE23-X-A-VI, Chaves & Andrade 2011) (Figura 1.2).



**Figura 1.2:** Localização e vias de acesso à área de estudo.

A malha viária que recobre a área de estudo é constituída por rodovias federais, estaduais e inúmeras estradas vicinais não pavimentadas. As principais rodovias que constituem os trajetos mais usuais para acessar a região são a BR-040 (Belo Horizonte-Paraopeba), BR-135 (Paraopeba-Curvelo), BR-259 (Curvelo – Diamantina), BR-367 (Diamantina – Turmalina/Planalto de Minas) e MG-308 (Caçaratiba – Machados – Itacambira). Outra alternativa é pela BR-040 (Belo Horizonte-Paraopeba), BR-135 (Paraopeba-Curvelo), BR-135 (Curvelo-Bocaiúva), LMG-651 (Bocaiúva – Guaraciama – Pau D’Óleo/Juramento) e MG-308 (Pau D’Óleo/Juramento – Itacambira).

As alternativas de trajeto a partir de Belo Horizonte, são: 1- Belo Horizonte - Curvelo - Diamantina – Planalto de Minas – Turmalina (582 Km); 2- Belo Horizonte - Curvelo - Diamantina - Caçaratiba - Machados – Itacambira (506 Km); 3- Belo Horizonte - Curvelo – Bocaiúva - Guaraciama - Pau D’óleo – Itacambira (470 Km).

#### 1.4. OBJETIVOS E METAS

O objetivo geral desta dissertação consiste em realizar a análise estratigráfica das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior ao longo da região balizada pelo paralelo 17°30’S e pelos meridianos 43°30’W e 43°00’W, entre os segmentos meridional e setentrional da Serra de Espinhaço, região centro norte do estado de Minas Gerais.

Desta forma, têm-se como metas específicas:

- i) Reconhecer e descrever em escala de detalhe o arcabouço litofaciológico e os processos sedimentares que resultaram na deposição destas litofácies.
- ii) Realizar a reconstrução paleoambiental, paleogeográfica e paleotectônica destas unidades ao longo da área de estudo.
- iii) Caracterizar a evolução tectono-sedimentar integrada do sistema rifte criogeniano, visando reconhecer os diferentes estágios evolutivos de um sistema rifte a partir do estudo de seu preenchimento sedimentar.

## **1.5. METODOLOGIA**

O desenvolvimento desta dissertação foi sistematizado em etapas conjugadas entre os levantamentos de campo e tratamento dos dados, sendo continuamente acompanhadas por revisão bibliográfica, que deu suporte à interpretação dos resultados à medida que foram sendo obtidos. Os métodos adotados são descritos a seguir.

### **1.5.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

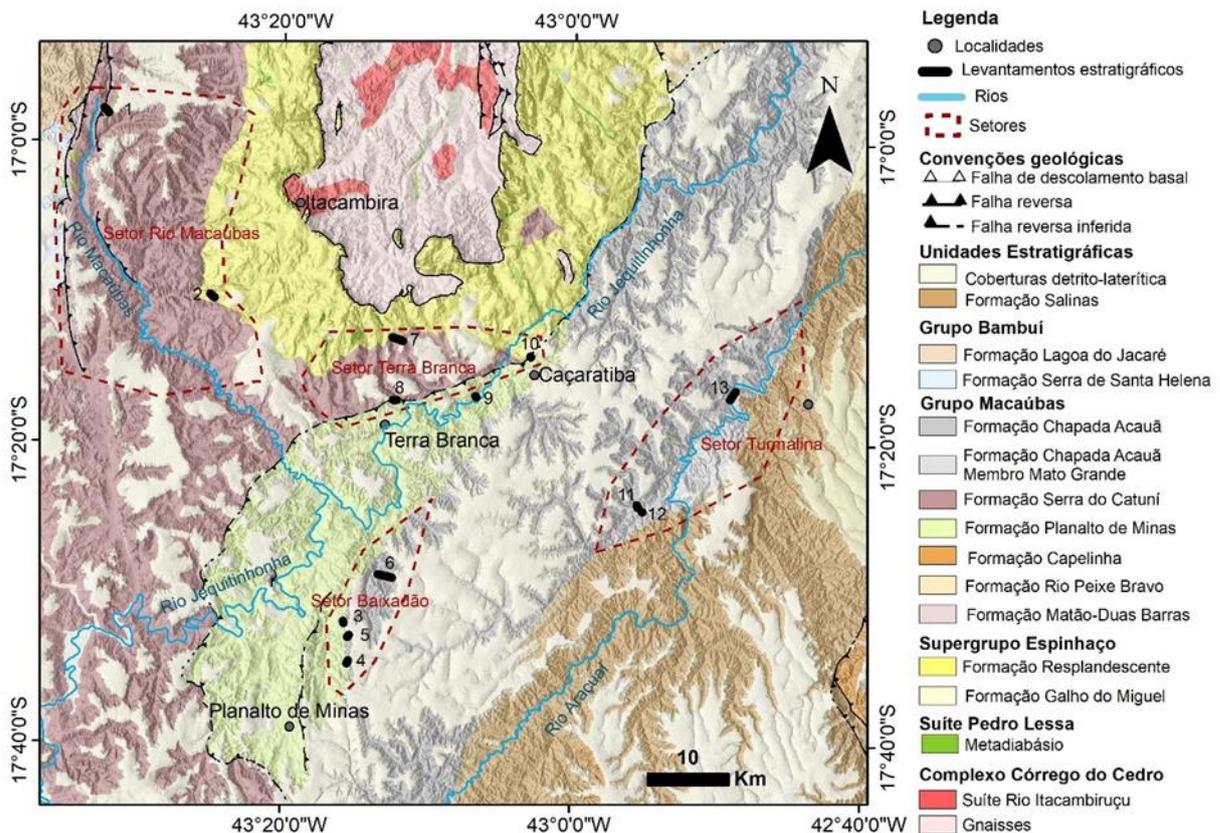
Esta etapa foi contínua durante todo o processo de desenvolvimento desta dissertação, consistiu de uma revisão crítica e continua do material disponível que contemplasse os diversos assuntos pertinentes ao projeto, como: i) geologia regional do orógeno Araçuaí, ii) modelos de evolução geotectônica para a bacia Macaúbas, iii) modelos de evolução estrutural e sedimentar de bacias rifte, iv) eventos glaciais e sedimentação em ambiente glaciogênico, v) sedimentação gravitacional, fluxos de detritos e correntes de turbidez, e vi) revisão dos principais conceitos de sedimentologia, estratigrafia e geologia estrutural que foram aplicados nas campanhas de levantamentos de campo.

### **1.5.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO**

A região enfocada é totalmente coberta por mapas geológicos em escala 1:100.000, Folhas Carbonita, Minas Novas, Itacambira e Montes Claros (Fig. 1.2). Foram realizados levantamentos integrados, estratigráficos e estruturais, em escala de detalhe em áreas-chave (Fig. 1.3), localizados ao longo do setor central do Grupo Macaúbas.

A configuração dos dois grabens criogenianos, e do alto estrutural que os separa, levou a segmentação da área de estudo em quatro setores. O graben oeste, denominado neste trabalho graben Catuni, comporta dois setores: o setor rio Macaúbas, que corresponde a porção mais ocidental da área de estudo (Fig. 1.3), e o setor Terra Branca, localizado na porção central da área de estudo,

correspondendo a uma estreita faixa de orientação leste-oeste (Fig. 1.3). O graben leste, aqui denominado de graben Acauã, comporta os setores Baixadão e Turmalina. O primeiro localiza-se na região próxima ao distrito de Planalto de Minas, na parte sul da área de estudo (Fig. 1.3), ao passo que o segundo posiciona-se na porção oriental da área, no vale do rio Araçuaí próximo a cidade de Turmalina (Fig. 1.3).



**Figura 1.3:** Mapa litológico da região abordada por este trabalho. Modificado de Grossi-Sad *et al.* (1997b), Chaves & Andrade (2011) e Chaves & Andrade (2009), com a localização dos levantamentos realizados.

Os levantamentos estratigráficos de detalhe foram realizados em escala 1:100, em áreas chave previamente definidas, acessíveis e com um bom grau de exposição dos pacotes rochosos a serem levantados (Fig. 1.3), utilizando-se o método tradicional de visadas com uso de “vara de Jacob” (clinômetro, bússola, gps e trena métrica). Foram levantadas 13 colunas estratigráficas que totalizaram 3.303,5 metros de espessura acumulada (Tabela 1). Estes levantamentos tiveram como objetivo reconhecer e definir as fácies sedimentares para uma posterior análise sedimentológica/estratigráfica e identificação das associações de fácies requeridas para reconstruções paleoambientais (*sensu* Miall 2000, 2016). As descrições das rochas meta-sedimentares de baixo grau metamórfico foram realizadas segundo as propostas dos manuais de campo de Tucker (2014) e Stow (2012), e interpretadas em termos de processos e ambientes sedimentares segundo Eyles *et al.* (1985), Mutti *et al.* (2003), Talling *et al.* (2012a).

Perfis geológicos de detalhe foram realizados simultaneamente aos levantamentos de natureza sedimentar/estratigráfica, numa forma de dar suporte e validar as colunas de detalhe no sentido de que o arcabouço estratigráfico não estivesse obliterado por possíveis omissões ou repetições de unidades/camadas devido a presença de estruturas tectônicas. Juntamente com as medidas de S0, foram anotadas as medidas de Sn e Sn+1. Adicionalmente foram utilizados dados de mapeamento geológico realizados pelos trabalhos de Souza (2017, 2019) e Castro (2019), e aqueles gerados pelas disciplinas GEO-493 (Mapeamento geológico) e GEO-391 (Estágio de mapeamento geológico), ministradas entre 2018 e 2022. De posse destes dados, procedeu-se a construção dos perfis geológicos e a análise descritiva de acordo com os conceitos apresentados em Davis & Reynolds (1996), Pluijm & Marshak (1997), Rowland *et al.* (2007) e Fossen (2012).

**Tabela 1.1:** Compilação dos levantamentos de detalhe realizados, com suas coordenadas, UTM (WGS84), e espessura levantada.

Setor	Coluna	UTM - Base	UTM - Topo	Espessura (m)
Rio Macaúbas	1 - Pau D'óleo	655440/8123907	655979/8123275	447,5
	2 - Itacambira	668351/8101017	668853/8100560	322
Baixadão	3 - Baixadão II	684510/8060822	684552/8060496	153
	4 - Carvoeiro	684924/8055546	685114/8055943	132,5
	5 - Baixadão I	685003/8058835	685234/8059059	235
	6 - Tibinha	688748/8066512	690451/8066075	1039,5
Terra Branca	7 - Machados	690569/8095624	691840/8095162	445,5
	8 - Terra Branca	690593/8087921	691059/8087933	99
	9 - Caçaratiba II	700654/8088381	700812/8088216	111
	10 - Caçaratiba I	707403/8093272	707445/8093152	44
Turmalina	11 - Mercadinho I	720342/8074999	720492/8074648	120,5
	12 - Mercadinho II	720978/8074118	721037/8074095	16
	13 - Turmalina	731750/8087915	732394/8088926	138
Somatório das espessuras				3.303,5

## CAPÍTULO 2

### CONTEXTO GEOTECTÔNICO E CENÁRIO GEOLÓGICO REGIONAL

---

---

#### 2.1. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

O paleocontinente São Francisco-Congo, formado pelos crátons homônimos e atualmente localizados no Brasil e na porção central do continente africano, teve seu embasamento estabilizado no limite Riáciano-Orosiriano (*e.g.*, Ledru *et al.* 1994, Teixeira *et al.* 2000, Noce *et al.* 2007, Heilbron *et al.* 2010). As reconstruções paleotectônicas e paleogeográficas revelam que as massas continentais São Francisco e Congo atuaram como uma peça continental única desde 2,0 Ga até a abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo (*e.g.*, Trompette 1994, Brito-Neves *et al.* 1999, Cordani *et al.* 2003, D'Agrella-Filho *et al.* 2004). A ligação entre as contrapartes brasileira e africana é realizada pela ponte cratônica Bahia-Gabão (Pedrosa-Soares *et al.* 2008) (Fig. 2.1), região preservada do evento orogênico Brasileiro-Pan-africano (Porada 1989, Brito-Neves & Cordani 1991, Trompette 1994, Barbosa & Sabaté 2004).

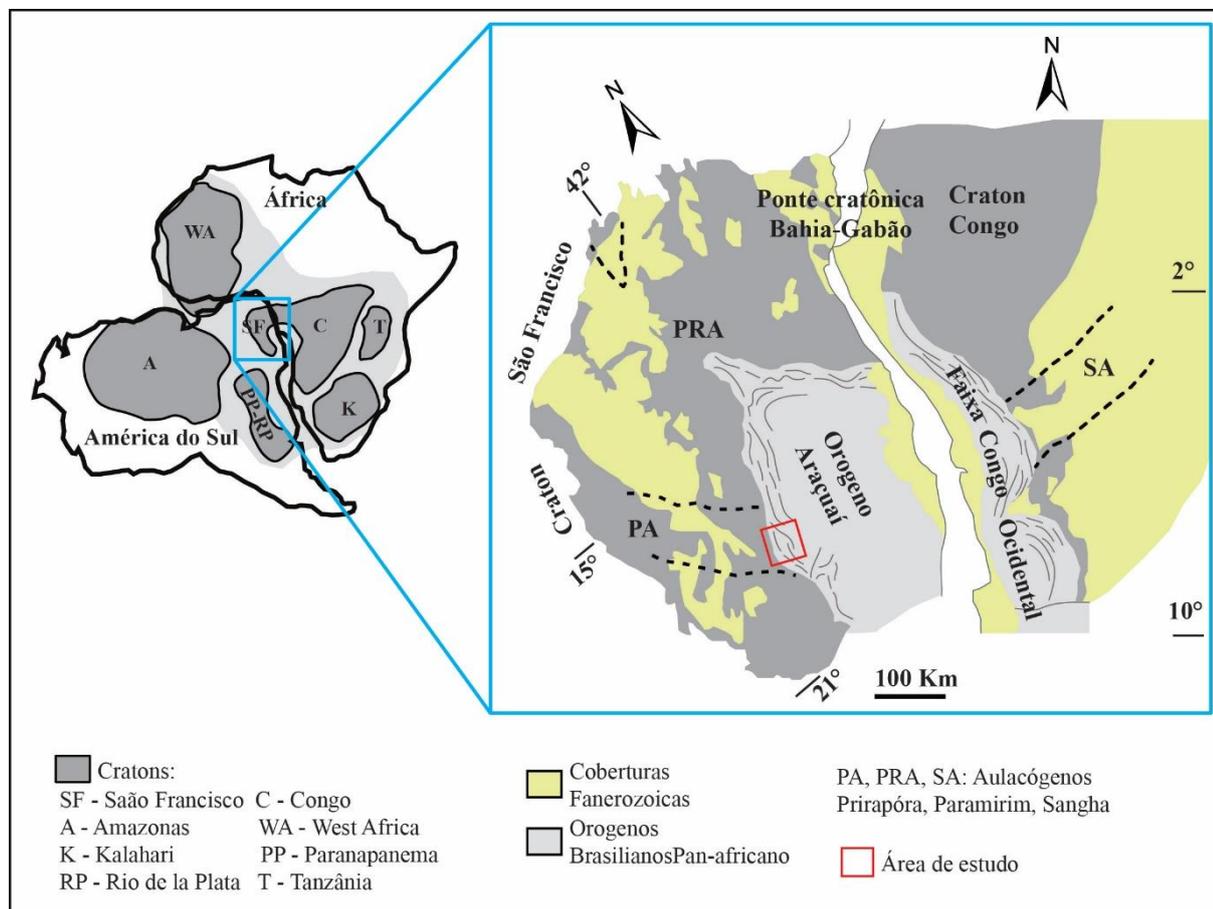
Uma série de eventos extensionais, amplamente distribuídos no espaço e no tempo, atingiram o paleocontinente São Francisco-Congo Ocidental, e estão registrados em bacias sedimentares pré-cambrianas. Os eventos tafrogenéticos que o atingiram foram sucessivos durante o Proterozoico (do Estateriano – *ca.* 1.7 Ga – até o Criogeniano – *ca.* 650 Ma), e deram origem às bacias Espinhaço e Macaúbas (*e.g.* Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2011a; Uhlein *et al.* 1998, Tack *et al.* 2001, Danderfer *et al.* 2009, 2015; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Babinski *et al.* 2012, Chemale *et al.* 2012, Costa *et al.* 2014, 2018; Costa & Danderfer 2017).

Durante o Neoproterozoico, o sistema bacinal Macaúbas, precursor do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, se desenvolveu a sul da ponte cratônica Bahia-Gabão, e compreendeu pelo menos duas fases rifte que precedem à instauração de uma margem passiva (Kuchenbecker *et al.* 2015, Castro *et al.* 2019, 2020; Souza *et al.* 2019, 2022; Amaral *et al.* 2020). No Ediacarano iniciou-se o processo de fechamento da bacia Macaúbas através do consumo do Oceano Adamastor-Brazilide e da formação do supercontinente Gondwana Ocidental (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

A edificação do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental resultou do fechamento da bacia Macaúbas, durante o evento Brasileiro/Pan-africano (Alkmim *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008). Este sistema orogênico não representa um orógeno típico de margem continental (intercratônica), visto que este se desenvolveu em um espaço limitado, em uma conformação que se assemelha a um golfo (*inland-sea basin*), e apresenta extensa deformação, metamorfismo e atividade ígnea. Sendo interpretado como o fechamento de um oceano do tipo Mar Vermelho, com a crosta oceânica ao sul, e a crosta continental estirada ao norte (Alkmim *et al.* 2006), resultou em um orógeno que contém sequências de margem

passiva com rochas ofiolíticas, um arco magmático pré-colisional, e uma enorme quantidade de granitos colisionais e pós colisionais (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2008, 2011b; Queiroga *et al.* 2007, Gonçalves *et al.* 2014, Gradim *et al.* 2014, Peixoto *et al.* 2015, Melo *et al.* 2017, Serrano *et al.* 2018, Araujo *et al.* 2020).

Na porção brasileira, o orógeno Araçuai se estende desde o limite leste do cráton do São Francisco até a margem litorânea do Atlântico, entre os paralelos 15° e 21° W. O limite setentrional deste orógeno é marcado por uma curvatura expressiva, com concavidade voltada para o sul. Já o limite meridional é marcado pela extremidade sul do cráton do São Francisco, nas imediações do paralelo 21° S. Esta extremidade é marcada por uma inflexão da estruturação brasileira (NE), que passa a ser NNE a N-S (Almeida 1977).



**Figura 2.1:** Cenário geotectônico do sistema orogênico Aracuaí-Congo Ocidental e os crátons relacionados. O polígono vermelho indica a localização aproximada da região abordada neste estudo (modificado de Alkmim *et al.* 2006 e Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

## 2.2. ESTRATIGRAFIA

As unidades litoestratigráficas que compõem o orógeno Araçuai refletem o registro de seu desenvolvimento e evolução tectônica. A região abrangida por este estudo está localizada na porção

centro-leste do orógeno em Minas Gerais, balizada pelos municípios de Turmalina e Itacambira, e Planalto de Minas, distrito de Diamantina, englobando as seguintes unidades (Fig. 2.2):

- Embasamento cristalino, representado pelo Complexo Guanhães, de idade arqueana, e pelo Complexo Porteirinha, Arqueano a Paleoproterozoico;
- Rochas metassedimentares e metaígneas de idades estateriana a esteniana do Supergrupo Espinhaço;
- Sequências metassedimentares e metaígneas neoproterozoicas do Grupo Macaúbas;
- Sucessão sedimentar sin-orogênica da Formação Salinas e;
- Registros da granitogênese orogênica, especialmente daquela representante da fase pós-colisional.

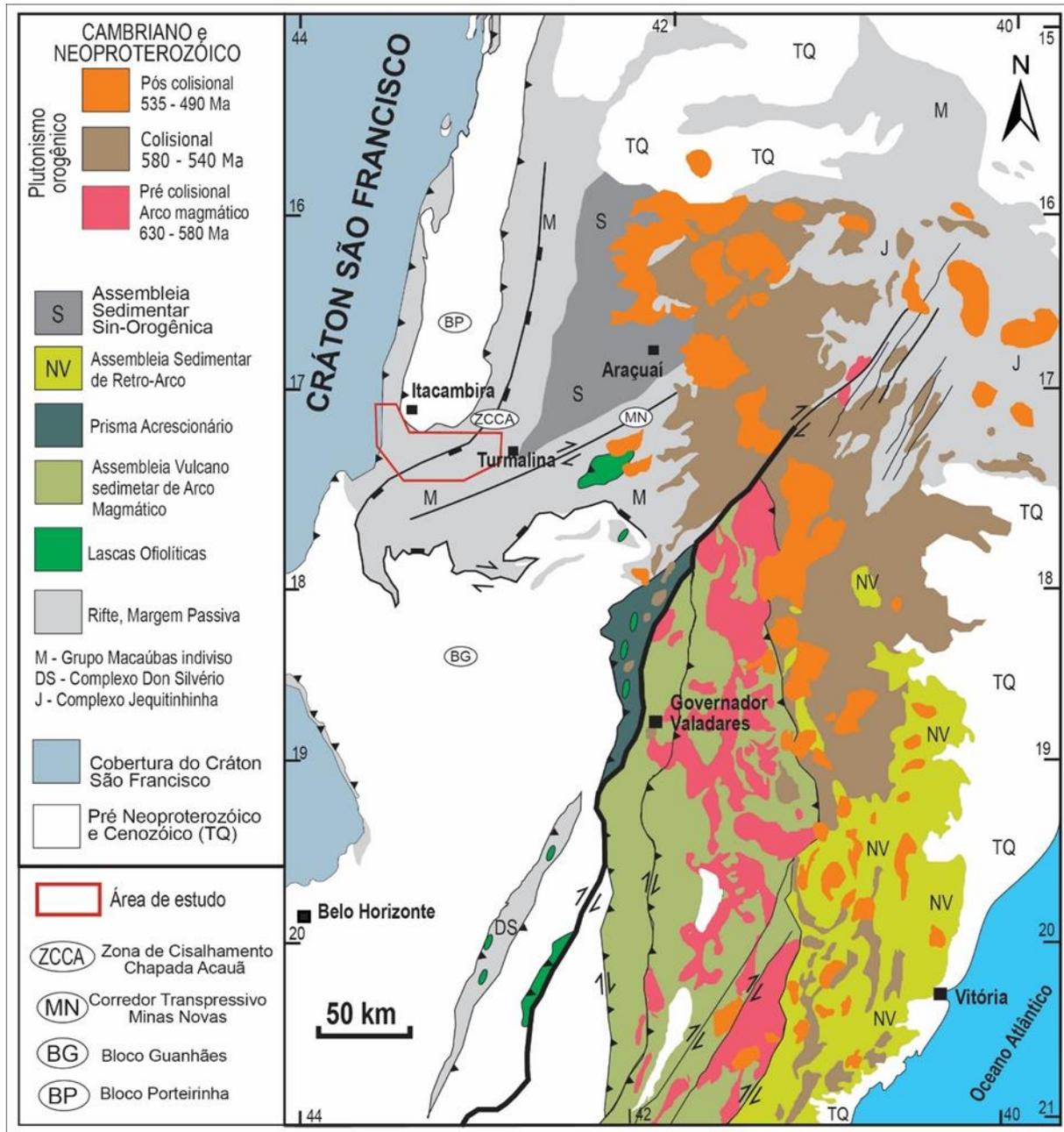
O embasamento cristalino e as rochas pertencentes ao Supergrupo Espinhaço serão descritos em conjunto como sequências mais velhas do que 1,0 Ga, seguidas de um detalhamento do Grupo Macaúbas, foco deste estudo, terminando com as unidades orogênicas, Formação Salinas e granitogênese.

### 2.2.1. ROCHAS MAIS VELHAS QUE 1,0 GA

O Complexo Guanhães é composto por um conjunto de gnaisses TTG (tonalito-trondhjemitogranodiorito), migmatitos, corpos graníticos e sequências metavulcano-sedimentares (Noce *et al.* 2007). Datações U-Pb em zircão revelaram idades entre  $2867 \pm 10$  Ma e  $2711 \pm 11$  Ma para os gnaisses TTG (Silva *et al.*, 2002) e idade de cristalização magmática de  $2710 \pm 10$  Ma para intrusões de leucogranito (Silva *et al.*, 2002).

O Complexo Porteirinha é composto por gnaisses bandados com composição predominantemente granodiorítica, localmente migmatizados, que contêm intercalações concordantes de anfíbolitos e de rochas metaultramáficas (serpentinito, clorita xisto e actinolita xisto) (Noce *et al.* 2007). Os gnaisses TTG do Complexo Porteirinha são datados em  $3371 \pm 6$  Ma e registram dois eventos metamórficos superpostos com idades de  $3146 \pm 24$  Ma e  $698 \pm 85$  Ma (Silva *et al.* 2016).

O Supergrupo Espinhaço, em seu domínio meridional, é subdividido em dois grupos e nove formações (Dussin & Dussin 1995, Chemale *et al.* 2012). O Grupo Diamantina, composto pelas formações Bandeirinha, São João da Chapada, Sopa Brumadinho e Galho do Miguel. E o Grupo Conselheiro Mata, que é composto pelas formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande.



**Figura 2.2:** Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuai destacando as assembleias litotectônicas. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008).

O Supergrupo Espinhaço Meridional é formado por duas grandes sucessões sedimentares, interpretadas como dois ciclos de preenchimento de bacia (Chemale *et al.* 2011, 2012). O primeiro de idade estateriana (1,78 a 1,70 Ga), interpretado como rifte intracontinental, registrado pela sedimentação das formações Bandeirinha e São João da Chapada. O segundo ciclo de idade esteniana-toniana (1,18 a 0,91 Ga) interpretado como uma bacia intracontinental cujo processo inicial de subsidência ocorreu por implantação de um rifte. Essa fase rifte é registrada pela deposição da Formação Sopa Brumadinho e é sucedida por duas fases sag. A primeira marcada pela sedimentação da Formação Galho do Miguel e a segunda pela sedimentação do Grupo Conselheiro Mata.

No domínio setentrional, ao longo da anticlinal de Itacambira, o Supergrupo Espinhaço é constituído pela Formação Resplandecente (Karfunkel & Karfunkel 1975, 1977; Martins 2006, Leite 2013), que registra uma sedimentação eólica em um ambiente árido que transiciona para um ambiente marinho. É formada por quartzitos de elevada maturidade mineralógica e textural e com bimodalidade, que comumente apresentam estruturas sedimentares de diversos portes e muito bem preservadas, como estratos cruzados tabulares e acanalados e marcas de ondas.

## **2.2.2. GRUPO MACAÚBAS**

### **2.2.2.1. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS A CERCA DO ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DO GRUPO MACAÚBAS**

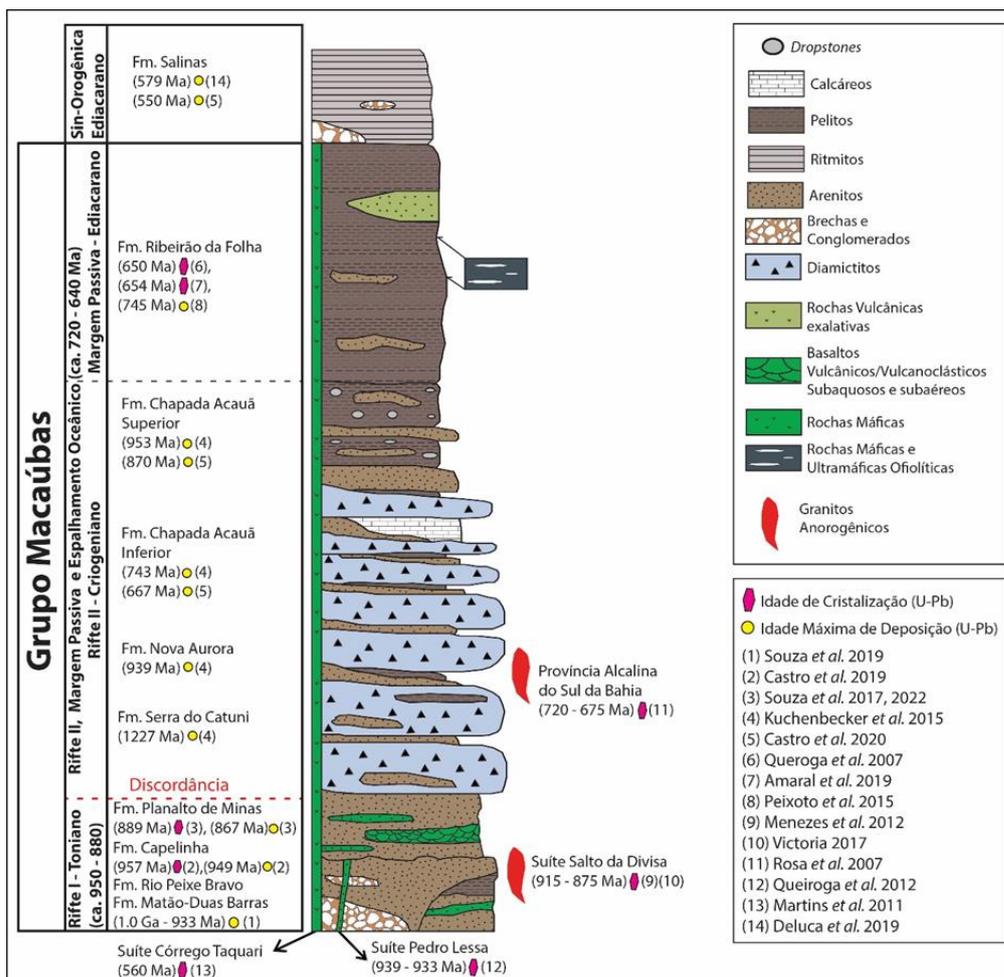
O termo “Formação Macahubas” foi primeiramente utilizado por Moraes (1932), referindo-se a “phyllonitos conglomeráticos” (metadiamicíticos) de grande ocorrência no norte de Minas Gerais, e designado formalmente “Grupo Macaúbas” por Schöll (1972). Posteriormente Pflug & Renger (1973) classificaram o Grupo Macaúbas como base do Supergrupo São Francisco e o interpretaram como uma molassa do “Geossinclinal Minas”.

A partir daí, as propostas de divisão estratigráfica do Grupo Macaúbas foram baseadas em mapeamentos de áreas localizadas (ainda que expressivas em relação ao tamanho), mas que, pela dificuldade ou mesmo ausência de se reconhecer marcadores estratigráficos mapeáveis em escala de bacia, dificultou/impossibilitou a integração destes levantamentos nas diferentes áreas de ocorrência da unidade (vide Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Souza 2019).

No final da década de 1990, Noce *et al.* (1997) propuseram uma nova divisão estratigráfica regional para o Grupo Macaúbas baseada nos mapeamentos regionais realizados pelo Projeto Espinhaço (Grossi-Sad *et al.* 1997b). O Grupo Macaúbas foi caracterizado como uma sequência sedimentar de marcante polaridade sedimentar no sentido leste, interpretada como um ambiente de margem continental passiva. As unidades basais rudito-arenosas e areno-pelítica das formações Rio Peixe Bravo e Duas Barras evidenciam um ambiente deposicional fluvial a costeiro, e são interpretadas como registro da fase rifte da bacia Macaúbas. A fase rifte também seria atribuída a sedimentação litorânea pré-glacial da Formação Domingas e a sedimentação glacio-litorânea da Formação Serra do Catuni. Posteriormente o rifte teria sido preenchido pelo retrabalhamento de sedimentos glaciais que resultou em uma extensa e espessa pilha sedimentar constituída por diamictitos com intercalações areno-pelíticas que representam as formações Nova Aurora e Chapada Acauã. A máxima extensão da bacia seria registrada pela Formação Salinas que contém registros de vulcanismo de assoalho oceânico e sedimentos exalativos. E por fim, a Formação Capelinha representaria depósitos associados ao fechamento da bacia, compondo um prisma acrescionário edificados no Evento Brasileiro.

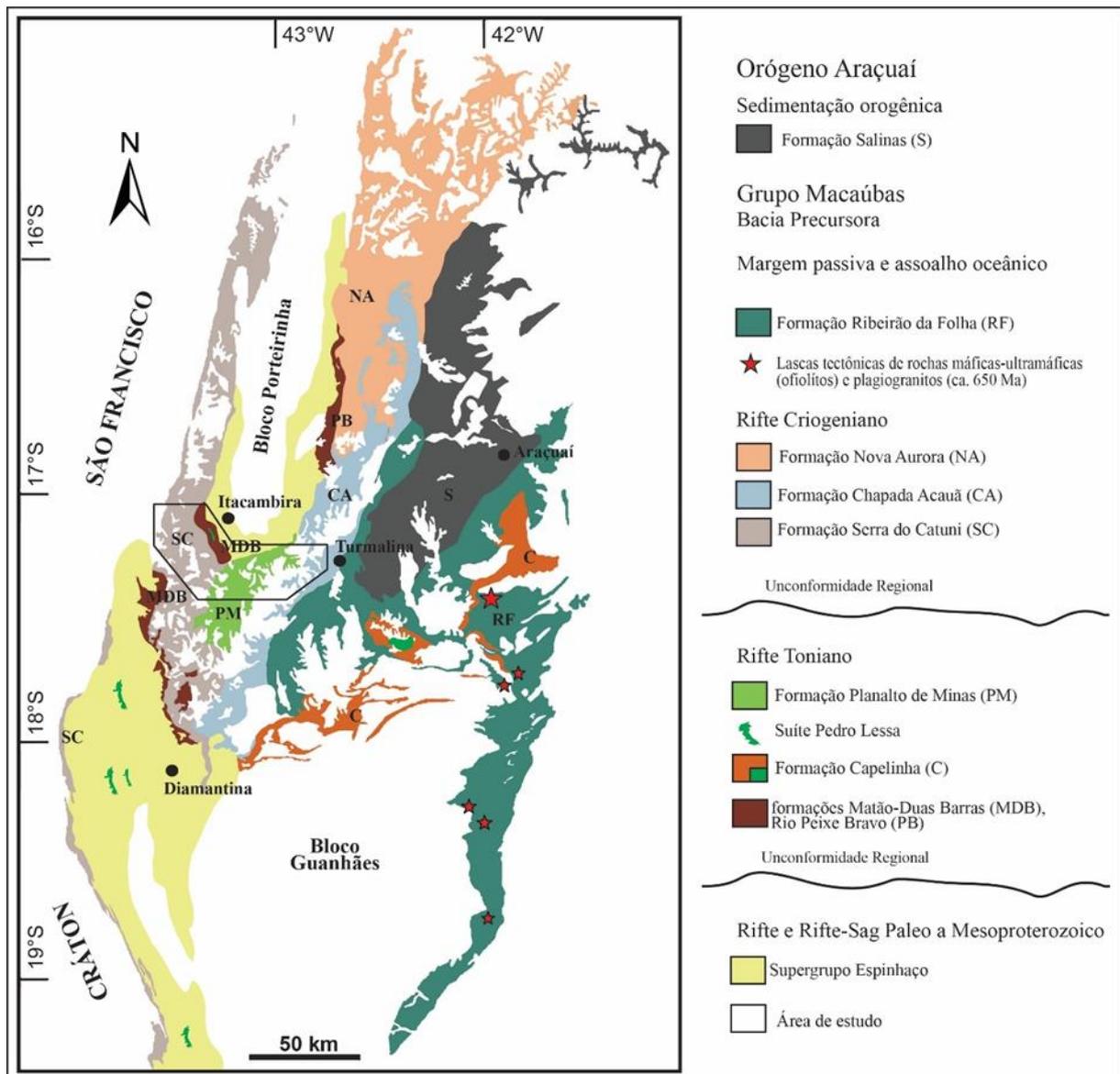
Pedrosa-Soares *et al.* (2011a) propuseram uma nova subdivisão do Grupo Macaúbas baseada na divisão proposta por Noce *et al.* (1997) mas com as modificações inseridas por Lima *et al.* (2002), Pedrosa-Soares *et al.* (2007, 2008) e Martins *et al.* (2008). Nesta concepção, o Grupo Macaúbas foi dividido em três sucessões que comportam sete formações: Pré-glacial - Matão, Duas Barras e Rio Peixe Bravo; Glacial - Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior; e Pós-glacial - Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha.

Apesar das sutis diferenças entre as divisões acima citadas, um importante ponto comum a todas as divisões é a interpretação do Grupo Macaúbas como uma única sequência, registrando a evolução de um rifte continental até a fase de margem passiva, com influência glacial. O desenvolvimento de trabalhos combinados de campo e de geocronologia (*e.g.* Kuchenbecker *et al.* 2015, Castro *et al.* 2019, 2020; Souza *et al.* 2019, 2022; Amaral *et al.* 2019), faz com que o Grupo Macaúbas seja entendido na atualidade como o registro da evolução polifásica de uma bacia que compreendeu sucessivos estágios de rifteamento continental durante os períodos Toniano e Criogeniano, antes da instauração de uma margem passiva (Fig. 2.3 e 2.4).



**Figura 2.3:** Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008, 2011a), Castro *et al.* (2019, 2020) e Souza *et al.* (2017, 2022).

Estes distintos estágios são: Rifte I (Toniano) (*ca.* 950-890 Ma) registrado pelas formações Capelinha (Castro *et al.* 2019), Matão-Duas Barras (Souza *et al.* 2019), Rio Peixe Bravo (Costa & Danderfer 2017) e Planalto de Minas (Souza *et al.* 2022); Rifte II (Criogeniano) (*ca.* 720-675 Ma) registrado pelas formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior (Kuchenbecker *et al.* 2015, Castro *et al.* 2020, Vilela *et al.* 2021, Oliveira *et al.* 2021); e Margem Passiva (*c.* 676 Ma) registrado pelas formações Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha (Queiroga *et al.* 2007, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Amaral *et al.* 2019). A descrição detalhada das formações acima é apresentada a seguir.



**Figura 2.4:** Distribuição das diferentes formações do Grupo Macaúbas no domínio externo (oeste) do orógeno Araçuaí. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2011a).

## **2.2.2.2. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS**

### **2.2.2.2.1. SUCESSÃO RIFTE I (TONIANO)**

A Formação Capelinha, definida formalmente por Grossi-Sad *et al.* (1993) e posteriormente redefinida na região homônima como unidade de base do Grupo Macaúbas por Castro (2014) e Castro *et al.* (2019), foi depositada diretamente sobre as rochas do Bloco de Guanhões. É uma sequência (meta) vulcano-sedimentar que representa os primeiros estágios do sistema de rifteamento do Toniano inferior (*ca.* 957 Ma, Castro *et al.* 2019), composta por uma Unidade Inferior predominantemente metapsamítica (quartzitos puros a micáceos e xistos quartzosos) com corpos de anfibolitos intercalados e por uma Unidade Superior, essencialmente metapelítica.

A Formação Matão-Duas Barras é composta por depósitos exclusivamente continentais, representadas por metabrechas e metaconglomerados ricos em seixos e blocos de quartzito, gradando para quartzitos e quartzitos conglomeráticos com teores variáveis de mica, feldspato, óxido de ferro e/ou fragmentos líticos (Souza *et al.* 2019).

A Formação Rio Peixe Bravo consiste em quartzitos impuros, metapelitos, e raros metaconglomerados (Viveiros *et al.* 1978, Mourão *et al.* 1997, Knauer *et al.* 2006, Costa & Danderfer 2017). A Formação Rio Peixe Bravo representa parte da sedimentação fluvial à marinha que se deu durante a fase de rifte continental toniana da bacia Macaúbas (Martins-Neto *et al.* 2001, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008).

A Formação Planalto de Minas se configura como uma sequência metavulcano-sedimentar do Toniano tardio (*ca.* 890 Ma, Souza *et al.* 2017, 2022), constituída por magnetita-sericita-quartzitos contendo intercalações que variam de milimétricas a decamétricas de xistos verdes *strictu sensu*.

### **2.2.2.2.2. SUCESSÃO RIFTE II (CRIOGENIANO)**

A sequência rifte criogeniana é caracterizada por conter em seu registro sedimentar espessas camadas de diamictito, interpretados como de origem glaciogênica (*e.g.*, Karfunkel & Hope 1988, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2001; Grossi-Sad *et al.* 1997b, Noce *et al.* 1997, Martins 2006, Babinski *et al.* 2012, Kuchenbecker *et al.* 2015, Alkmim *et al.* 2017), onde a Formação Serra do Catuni representa a sedimentação glácio-terrestre a glácio-marinha, e as formações Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior são o registro do espessamento e expansão da sedimentação glácio-marinha. Contudo, esta sequência também foi interpretada como produto da ressedimentação de sedimentos de origem glaciogênica em um ambiente tectonicamente ativo (Uhlein *et al.* 1999, Castro *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2021).

A Formação Serra do Catuni é formada por pacotes maciços de diamictito com intercalações subordinadas de arenitos e pelitos (Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Oliveira *et al.* 2021). Apresenta características glaciais como seixos pingados ‘*dropstones*’, clastos estriados e em forma de ferro de passar ‘*flat-iron-shaped*’ (Karfunkel & Hoppe 1988, Grossi-Sad *et al.* 1997b, Noce *et al.* 1997, Martins 2006).

Nas proximidades do município de Olhos D’Água, terminação periclinal da serra do Espinhaço Meridional, Oliveira *et al.* (2021) descreveram o arcabouço estratigráfico da Formação Serra do Catuni, identificando três diferentes estágios tectono-sedimentares. O primeiro foi caracterizado pelo retrabalhamento de sedimentos de origem glacial. O segundo estágio é formado por sedimentos depositados diretamente por gelo, em um ambiente glácio-marinho. E o terceiro estágio caracteriza se pela sedimentação associada a uma fase transgressiva da bacia, em ambiente marinho profundo em porções mais distais da bacia.

A Formação Nova Aurora consiste predominantemente em metadiamictitos e metaturbiditos com lentes quartzosas e importantes intercalações de formações ferríferas diamictíticas do tipo Rapitan e raros metapelitos (Viveiros *et al.* 1978, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Mourão *et al.* 1997, Uhlein *et al.* 1999, Noce *et al.* 1997, Vilela *et al.* 2014, 2021).

A Formação Chapada Acauã é subdividida em Inferior e Superior (Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 1992). A Formação Chapada Acauã Inferior é formada por diamictitos, arenitos e pelitos, compondo uma sucessão cíclica de fluxos de detritos e turbiditos arenosos a lamosos e pelitos, com pelo menos uma espessa lente de calcário dolomítico no topo (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Uhlein *et al.* 1999, 2007; Martins 2006, Castro *et al.* 2020). A Formação Chapada Acauã Inferior passa gradualmente para a Superior, constituída por intercalações de arenito e pelito, representantes da sedimentação plataformal no setor proximal da margem passiva da bacia Macaúbas (Grossi-Sad *et al.* 1997b, Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares & Oliveira 1997, Martins-Neto *et al.* 2001).

Na região de Turmalina, Castro *et al.* (2020) reconstituíram o arcabouço paleoambiental e paleotectônico da Formação Chapada Acauã Inferior. O Membro Mato Grande contém diamictitos *sensu strictu*, registrando uma bacia marinha tectonicamente ativa, em que a sedimentação seria controlada por pulsos de fluxos de massa e depósitos de corrente de turbidez em leques submarinos, retrabalhando o material trazido pelas geleiras. O Membro Canabrava registra a diminuição da atividade tectônica, conjugada ao aumento relativo do nível do mar. Este membro encerra depósitos turbidíticos de granulação mais fina, com descargas episódicas de icebergs ao longo de franjas de leques submarinos e deposição de lentes carbonáticas, denunciando a transição de um cenário glácio-marinho para um ambiente de deglaciação, com idade máxima de sedimentação em torno de 660 Ma.

### **2.2.2.2.3. SUCESSÃO MARGEM PASSIVA (CRIOGENIANO - EDIACARANO)**

A Formação Ribeirão da Folha, unidade de topo do Grupo Macaúbas, assim como a Formação Chapada Acauã Superior, registra o estágio margem passiva da bacia Macaúbas e inclui, em sua porção ocidental, turbiditos areno-pelíticos com intercalações de pelitos carbonosos e margas (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Em sua porção oriental, a Formação Ribeirão da Folha engloba uma sequência metavulcanosedimentar ofiolítica que, da base para o topo, inclui rochas metaultramáficas, rochas metamáficas com vênulas de plagiogranito oceânico e rochas metassedimentares sulfetadas. Os ortoanfíbolitos bandados hospedam veios de plagiogranito, datados em  $660 \pm 29$  Ma (Queiroga *et al.* 2007) e  $645 \pm 10$  (Queiroga 2010, Amaral *et al.* 2020). Esta idade indica a época da cristalização magmática do ofiolito de Ribeirão da Folha.

### **2.2.2. FORMAÇÃO SALINAS**

A Formação Salinas (Pedrosa-Soares 1995) representa uma assembleia sedimentar orogênica acumulada durante o fechamento do orógeno Araçuai em ambiente marinho profundo e sob atividade sísmica local (Lima *et al.* 2002, Domingues da Costa *et al.* 2018). Seus turbiditos grauvaquianos estão superpostos em discordância ou em contato tectônico com os depósitos de margem passiva distal da bacia Macaúbas (Lima *et al.* 2002, Alkmim *et al.* 2006, Santos *et al.* 2009). Estudos de proveniência sedimentar e paleogeografia indicam que a Formação Salinas se depositou em um espaço entre a bacia Macaúbas e o Arco Magmático Rio Doce, durante o fechamento da bacia precursora do orógeno Araçuai, em algum tempo posterior a ca. 580-550 Ma, idade máxima de sedimentação da unidade (Lima *et al.* 2002, Alkmim *et al.* 2006, Peixoto *et al.* 2015, Domingues da Costa *et al.* 2018, Deluca *et al.* 2019, Castro *et al.* 2020).

### **2.2.3. GRANITOGÊNESE OROGÊNICA**

Baseado em relações de campo, bem como em dados geoquímicos e geocronológicos, o magmatismo orogênico foi agrupado em cinco supersuítas (G1 a G5; Pedrosa-Soares *et al.* 2011b, Gradim *et al.* 2014, Peixoto *et al.* 2015, Novo *et al.* 2018, Serrano *et al.* 2018). A Supersuíte G1 (ca. 630-585 Ma) é o registro do estágio pré-colisional, composta majoritariamente por granitoides do tipo I, tonalitos e granodioritos (*e.g.*, Nalini *et al.* 2000, 2005, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008, 2011b; Novo *et al.* 2007, Silva *et al.* 2005). A Supersuíte G2 (ca. 585-545 Ma) engloba a granitogênese do tipo S do estágio sin-colisional, constituída essencialmente por granitos peraluminosos (Nalini *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2011b). A Supersuíte G3 (ca. 545-530 Ma) foi formada no período tardi a pós-colisional do orógeno Araçuai, produto de uma granitogênese do tipo S,

formada essencialmente por leucogranitos com granada e/ou cordierita, pobres em micas e livres da foliação regional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2011b; Silva *et al.* 2008). A Supersuíte G4 (ca. 530-500 Ma) é a granitogênese do tipo S relacionada ao colapso extensional do orógeno Araçuaí, composta majoritariamente por granitos a duas micas que, localmente, preservam cúpulas de granito pegmatóide ou raízes de biotita granito, os quais compõem intrusões hospedadas, principalmente, pelas formações Ribeirão da Folha e Salinas (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Campos *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2011b; Silva *et al.* 2005). A Supersuíte G5 (ca. 530-480 Ma) representa a granitogênese do tipo I e do tipo A, cálcio-alcalina e rica em potássio e ferro do estágio pós-colisional do orógeno Araçuaí. É predominantemente composta por granitos ou charnockítos (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006, 2007, 2011b; Silva *et al.* 2005, 2008).

### 2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A partir da análise da evolução cinemática do orógeno Araçuaí, Alkmim *et al.* (2006, 2007, 2017) o dividiram em doze compartimentos estruturais, sendo as mais relevantes para o presente trabalho o Cinturão de Dobras e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço, a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã, o Corredor Transpressivo de Minas Novas e o Bloco Guanhães (Fig. 2.5).

O Cinturão de Dobras e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço é o domínio de vasta extensão territorial, cerca de 700 km segundo a direção meridiana, margeando a borda leste do cráton do São Francisco (Alkmim *et al.* 2007, 2017), contendo rochas do embasamento arqueano-paleoproterozoico, e as supracrustais do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, bem como um volume expressivo de derrames e intrusões máficas da suíte Pedro Lessa. Este cinturão é caracterizado por um sistema de dobras, cavalgamentos e falhas reversas, com direção geral meridiana, geradas em duas fases deformacionais co-axiais e progressivas em resposta a um campo contracional de direção E-W, com vigência dirigida sistematicamente em direção ao cráton do São Francisco (*e.g.* Uhlein *et al.* 1998; Dussin & Dussin 1995, Grossi-Sad *et al.* 1997b). Indicadores cinemáticos como, a foliação com mergulho para leste associada a lineação de estiramento mineral de caráter *down-dip*, que afetam de forma pervasiva as unidades englobadas pelo cinturão, associados a estruturas de grande escala, corroboram o transporte tectônico dirigido para oeste (Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995, Grossi-Sad *et al.* 1997b, Alkmim *et al.* 2007, 2017). A fase de deformação principal registrada no cinturão é acompanhada de metamorfismo nas condições de fácies xisto verde a anfíbolito (Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995, Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

Este cinturão exhibe a arquitetura de um sistema de cavalgamentos profundamente erodido (Alkmim *et al.* 2017). As feições estratigráficas e estruturais documentadas na região indicam que a maioria das grandes falhas, especialmente falhas reversas e de empurrão que limitam blocos de



sedimentar envolvida apresenta sua espessura máxima (Alkmim *et al.* 2017). Esta porção é marcada pela ausência de um empurrão frontal, que coincide com a ocorrência em profundidade do aulacógeno de Pirapora de tendência WNW-ESE, um graben parcialmente invertido que corta a porção central do cráton adjacente (Alkmim & Cruz 2005, Reis *et al.* 2017a). Ao progredir para sul, o cinturão se torna cada vez mais profundo, elevando o grau metamórfico da cobertura proterozoica. Sua terminação expõe o nível do substrato na porção E do Quadrilátero Ferrífero, caracterizada por falhas de empurrão e dobras de vergência para leste (Almeida 1977; Peres *et al.* 2004).

A Zona de Cisalhamento Chapada Acauã leva o nome do platô de direção NNE situado na margem oriental da serra do Espinhaço em Minas Gerais e que atua como divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Jequitinhonha, a oeste, e Araçuaí, a leste (Alkmim *et al.* 2006, 2007). Corresponde a uma faixa cuja largura varia de 15 a 35 km. Seu traço é curvilíneo e se estende desde a região de Itamarandiba, passando por São Gonçalo do Rio Preto, até a região de Salinas em Minas Gerais, sendo que a sua continuidade para norte é apenas inferida, conectando-a com a Saliência do Rio Pardo. É uma zona de cisalhamento normal com componente dextral, que atuou no abatimento de todo o bloco posicionado a leste da serra do Espinhaço Meridional e a norte do bloco de Guanhões durante o colapso extensional do orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2007). Este compartimento tectônico é marcado por uma rica assembleia de estruturas de segunda geração que se superpõem às estruturas associadas ao transporte tectônico para oeste, dentre as quais se destacam dobras vergentes para leste. A essas dobras se associam uma clivagem de crenulação, cuja orientação preferencial é em torno de 290/50. Zonas de cisalhamento ducteis-rúpteis normais e tension gashes verticais são outros elementos muito frequentes no seu interior (Grossi-Sad *et al.* 1997a, Gradim *et al.* 2005, Marshak *et al.* 2006). A orientação espacial e o sentido de cisalhamento das estruturas implicam em uma natureza distensional para a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã.

Marshak *et al.* (2006) interpretam-na como uma manifestação do colapso gravitacional, que teria contribuído para a exumação de rochas de crosta média no interior do orógeno Araçuaí. Rochas de idades toniana e criogeniana relacionadas aos sistemas de rifte intracontinentais da bacia Macaúbas compõem o seu arcabouço estratigráfico, assim como as rochas da Formação Salinas, unidade sin-orogênica correlata à inversão da bacia Macaúbas no limite Ediacarano-Cambriano.

O Corredor Transpressivo de Minas Novas é cortado a sudoeste pela Zona de Cisalhamento Chapada Acauã e perde definição em direção a nordeste, rumo ao núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí (Fig. 2.5, Pedrosa-Soares 1995). Possui geometria em flor positiva, desenhada por uma foliação normalmente paralela ao acamamento. O metamorfismo neste setor é de fácies xisto verde a anfíbolito, sob condições de baixa a média pressão (Alkmim *et al.* 2006, 2007).

O Bloco de Guanhães é um grande alto estrutural que expõe o embasamento do orógeno Araçuai a sudeste do cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional (250 km x 140 km). É constituído de terrenos TTG, gnaisses arqueanos, sequências metassedimentares e grandes plútons graníticos da Suíte Borrachudos (1,75 Ga; Dussin *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002, Noce *et al.* 2007). A Formação Capelinha, toniana, e as unidades criogenianas do Grupo Macaúbas (formações Chapada Acauã e Ribeirão da Folha) fazem contato com o ele ao norte através de zonas de cisalhamento de cinemática majoritariamente normal dextral (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007; Gradim *et al.* 2005, Castro 2014). Tal fato constitui um indício de que o Bloco de Guanhães deve ter atuado como alto estrutural já a época do rifte Macaúbas (Alkmim *et al.* 2007).

### 2.3. MODELO EVOLUTIVO

O orógeno Araçuai-Congo Ocidental (Pedrosa-Soares & Wiedermann Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001), edificado como um único sistema orogênico, foi definido com base nos seguintes componentes geotectônicos: i) a existência de um arco magmático associado ao consumo de litosfera oceânica (Pedrosa-Soares *et al.* 1998). Esse fato foi evidenciado pela descoberta de remanescentes de ofiolitos neoproterozoicos (Pedrosa-Soares *et al.* 1990, 1992, Queiroga *et al.* 2007) e pela caracterização geoquímica e isotópica do batólito tonalítico Galiléia, originado a partir de um arco magmático continental, edificado em torno de 594 Ma (Nalini 1997); ii) nas correlações entre as faixas Araçuai e Congo Ocidental (Brito-Neves & Cordani 1991, Trompette 1994); iii) na relação cronológica e espacial dos conceitos de orógeno e cráton. No entanto, os modelos evolutivos propostos até então careciam de um mecanismo capaz de explicar o início do processo de subducção desta bacia estreita.

O modelo de evolução tectônica do orógeno Araçuai-Congo Ocidental foi proposto por Alkmim *et al.* (2003, 2006, 2007), no qual o fechamento da bacia Macaúbas teria sido induzido por colisões à distância, contra os crátons do São Francisco e do Congo, e o orógeno resultante se caracterizaria, então, como confinado e seguiria um mecanismo similar ao fechamento de um quebra-nozes (*nutcracker tectonics model*).

Fossen *et al.* (2017, 2020), Cavalcante *et al.* (2019) e Konopásek *et al.* (2020) propõem que o orógeno Araçuai-Congo Ocidental evoluiu como um orógeno intracontinental, baseado principalmente em um "problema de espaço" para o desenvolvimento do oceano Adamastor, em que dentro da configuração confinada, não seria possível gerar um oceano grande o bastante para um período de subducção de 50 Ma e na extensa fusão parcial da crosta média, interpretada como decorrente da decomposição radiogênica de sedimentos férteis e aquecimento da crosta durante o afinamento litosférico pré-orogênico. Cavalcante *et al.* (2019) sugerem que a crosta oceânica era inexistente ou muito limitada na bacia de Macaúbas.

Apesar do caráter contrastante entre os modelos, a notável coerência entre as diversas áreas do conhecimento geológico (levantamentos detalhados de campo, estudos petrográficos e estruturais, química da rocha total, geoquímica isotópica, geotermobarometria quantitativa e petrologia) (*e.g.*, Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2011a; Queiroga *et al.* 2007, Novo *et al.* 2018, Gonçalves *et al.* 2014, Gradim *et al.* 2015, Kuchenbecker *et al.* 2015, Peixoto *et al.* 2015 Alkmim *et al.* 2017, Amaral *et al.* 2020) apoiam uma interpretação sólida para as unidades tectônicas do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental e seu arranjo no tempo e espaço, sendo essas melhor explicadas através do desenvolvimento e consumo do oceano Adamastor (Caxito *et al.* 2021).

Desta forma, neste trabalho, tem-se como base o modelo tectônico “quebra-nozes” (Alkmim *et al.* 2006) para a evolução do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, que pode ser dividido em cinco estágios evolutivos, a abertura da bacia Macaúbas, o estágio de convergência inicial, o estágio colisional, o escape tectônico na porção sul e o colapso orogênico.

A abertura da bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, foi polifásica, e registra sucessivos processos de rifteamento continental (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Kuchenbecker *et al.* 2015, Castro *et al.* 2019, 2020; Souza *et al.* 2019, 2022) registradas no grupo homônimo. O primeiro processo de rifteamento desenvolveu-se entre *ca.* 957 e 880 Ma, período Toniano (Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Silva *et al.* 2008, Castro *et al.* 2019, Souza *et al.* 2019, 2022) e seu registro sedimentar é representado pelas unidades basais e proximais do Grupo Macaúbas.

O magmatismo inicial relacionado ao fraturamento crustal, que marca o início do processo de rifteamento, é representado por diques máficos datados em 1,0 Ga e localizados no sul da Bahia e extremo nordeste de Minas Gerais (D’Agrella-Filho *et al.* 1990, 2004; Renné *et al.* 1990), anfíbolitos da Formação Capelinha ( $957 \pm 14$  Ma; Castro *et al.* 2019), diques máficos da Suíte Pedro Lessa ( $946 \pm 46$  a  $906 \pm 7$  Ma; Machado *et al.* 1989, Queiroga *et al.* 2012), diques máficos localizados no domínio Espinhaço Central ( $895 \pm 3$  Ma e  $896 \pm 2$  Ma; Moreira *et al.* 2020), xistos verdes da Formação Planalto de Minas ( $889 \pm 9$  Ma; Souza *et al.* 2017, 2022), e granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa ( $875 \pm 9$  Ma; Silva *et al.* 2008).

O segundo evento de rifteamento continental, relacionado à deposição das unidades glacio-relacionadas, se estabeleceu entre *ca.* 750 a 670 Ma, no período Criogeniano (Kuchenbecker *et al.* 2015, Castro *et al.* 2020, Vilela *et al.* 2021). A idade deste rifteamento é corroborada pela província alcalina do sul da Bahia (Rosa *et al.* 2007), pelo vulcanismo Louilla (Thiéblemont *et al.* 2011) e pelo vulcanismo máfico de *ca.* 694 Ma associado à Formação *Lower Diamictite* (Straathof 2011). O estágio margem passiva foi instaurado em um momento anterior a 660 Ma, a idade mais velha obtida em rochas ofiolíticas no orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2017). Essa fase é representada por extensa sedimentação

de turbiditos areno-pelíticos de mar profundo e por remanescentes oceânicos datados em 660-645 Ma (Queiroga *et al.* 2007, Amaral *et al.* 2020).

## CAPÍTULO 3

### BASES CONCEITUAIS:

### - ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE SEQUÊNCIAS RIFTE MARINHAS - DIAMICTITOS: PROCESSOS E AMBIENTES SEDIMENTARES

---

---

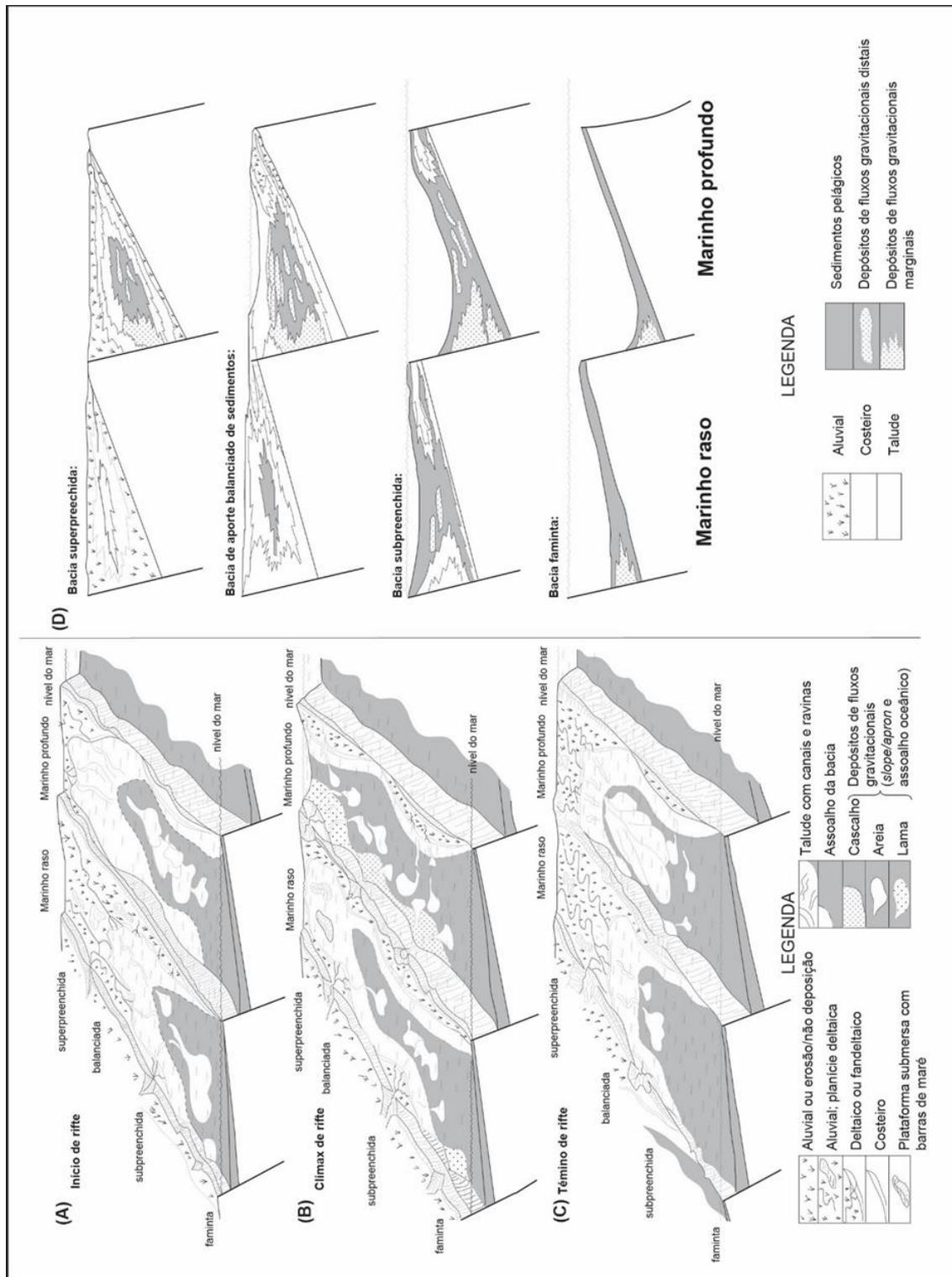
#### 3.1. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE SEQUÊNCIAS RIFTE

Riftes representam o estágio inicial da fragmentação continental, onde a distensão pode levar à ruptura litosférica e à formação de uma nova bacia oceânica (Kearay *et al.* 2009). São bacias em forma de calhas alongadas limitadas por falhas e, devido a sua morfologia, são comumente receptáculos de sedimentos, preservando, em vários graus de completude, um registro do ambiente no qual se originaram ou evoluíram (Şengör 1995). Graças a suas estruturas tectônicas limitantes, possuem alto potencial de preservação para registros sedimentares de mudanças anteriores no clima, nível da lâmina d'água e aporte de sedimentos/água (Gawthorpe & Leeder 2000).

A assinatura estratigráfica das bacias rifte é controlada por uma variedade de processos tectônicos, climáticos, magmáticos e sedimentares que deixam assinaturas distintas no registro sedimentar (*e.g.* Eisbacher 1985, Leeder & Gawthorpe 1987, Surlyk 1989, Prosser 1993, Leeder 1995, Bosence 1998, Ravnås & Steel 1998, Gawthorpe & Leeder 2000, Khalil & McClay 2009) e a distribuição espacial e a arquitetura de sistemas deposicionais adjacentes às zonas de falhamento normal são majoritariamente influenciadas pelo desenvolvimento destas falhas, juntamente com suas expressões fisiográficas e variações nas taxas de subsidência (Seger & Alexander 1993, Dart *et al.* 1994, Gawthorpe & Leeder 2000, Leeder *et al.* 2002, Leppard & Gawthorpe 2006, Khalil & McClay 2009). Além disso, Scholz *et al.* (1990, 1993) mostraram que o controle primário na sedimentação sin-rifte é tectônico, e que pode ser influenciado pela trama estrutural pré-rifte (Versfelt & Rosendahl 1989, Lezzar *et al.* 2002) e topografia pré-rifte (Crossley 1984). A subsidência destas bacias é episódica caracterizada por curtos estágios de rápida criação de espaço de acomodação em resposta a pulsos de extensão e reativação de falhas, comumente seguidos por períodos mais longos de quiescência tectônica (Martins-Neto & Catuneanu 2010).

O processo de rifteamento é constituído por diferentes estágios subsequentes que refletem a evolução progressiva de falhas normais, e tipicamente incluem o estágio de iniciação do rifte, o estágio de interação e ligação das falhas, e o estágio de zona de falhas contínuas ou estágio clímax (Cowie *et al.* 2000, McLeod *et al.* 2000, Gawthorpe & Leeder 2000). A sedimentação desenvolvida durante cada um destes estágios pode ser classificada em um esquema estratigráfico triplo de tratos de sistema tectônico (Prosser 1993, Ravnås & Steel 1998, Holz *et al.* 2017). Estes tratos de sistema tectônico são denominados início de rifte, clímax de rifte e término de rifte. A seguir são descritas as principais

características destes tratos de sistemas tectônico, aqui denominadas tectono-sequências, no contexto de bacias rifte marinhas de águas profundas, como proposto por Ravnås & Steel (1998) (Fig. 3.1).



**Figura 3.1:** Diagramas de blocos esquemáticos e generalizados mostrando a evolução de sub-bacias marinhas rasas e profundas, superpreenchidas, balanceadas, subpreenchidas e famintas, através de (A) estágio início de rifte, (B) estágio clímax do rifte e (C) estágio término de rifte e início de pós-rifte/quiescência tectônica. (D) Seções transversais esquemáticas de preenchimentos de bacias marinhas rasas e profundas superpreenchidas, balanceadas, subpreenchidas e famintas. Modificado de Ravnås & Steel (1998).

### **3.1.1. TECTONO-SEQUÊNCIA INÍCIO DE RIFTE**

O início do rifte é caracterizado pela instalação de falhas isoladas e restritas que criam meio-grabens incipientes, caracterizados por baixa taxa de acomodação e preenchidos por uma sucessão sedimentar associada a escapa de falha da lapa, com uma camada basal de granulação fina, formada principalmente por lama, depositada durante o início da geração de espaço de acomodação devido a rotação inicial dos blocos. Esta sedimentação basal fina reflete a privação de material siliciclástico grosseiro no meio-graben recém-formado antes do estabelecimento de qualquer drenagem transversal. O soerguimento da lapa e estabelecimento de suas drenagens pode desencadear uma fase de progradação inicial.

A elevação da lapa em áreas submersas geralmente resulta na deposição de camadas de pelito hemipelágicos e o material mais grosseiro é depositado nas áreas baixas adjacentes. Áreas adjacentes às escarpas de falha experimentam subsidência contínua durante todo o rifteamento, embora a subsidência possa variar tanto em taxa quanto em magnitude. A deposição derivada da lapa e associada as escapas de falha tendem a registrar uma fase inicial de progradação representada por um padrão granocrescente ascendente.

Na capa, o início de rifte é caracterizado pela deposição de material relativamente grosseiro derivado de um sistema deposicional preexistente ou da descarga descendente de detritos intemperizados durante a inclinação inicial, decorrente da rotação dos blocos. Em um contexto de um ambiente submerso, a rotação pode ser acompanhada por um alargamento da área de drenagem durante o rejuvenescimento da topografia do rifte, o que, em geral, resulta em taxas de erosão crescentes em áreas altas recém-formadas, possivelmente associadas à incisão dos sistemas de drenagem antecedentes ou à formação de um sistema de drenagem reversa ou juvenil. Nestas condições, pode haver uma produção significativa de areia nos trechos ascendentes da capa, que pode resultar na formação de fluxos gravitacionais arenosos entregues diretamente à bacia. Neste contexto, a sedimentação de início de rifte pode ser formada por espessas camadas de areia ou apresentar um padrão granocrescente ascendente com a deposição de unidades arenosas que sobrepõem pelitos basais.

### **3.1.2. TECTONO-SEQUÊNCIA CLÍMAX DE RIFTE**

O clímax do rifte é caracterizado pela formação de área deposicional maior e mais profunda sob altas taxas de subsidência em decorrência da evolução e interação entre as falhas normais. A sedimentação neste estágio é caracterizada pelo recuo dos sistemas deposicionais, resultando na deposição de camadas pelíticas ao longo da maior parte da bacia. Sedimentos de granulometria grossa geralmente estão restritos às margens da bacia, contudo, lobos arenosos podem progradar a partir bacia adentro e alimentar fluxos de gravitacionais.

As sucessões sedimentares associadas as escarpas de falha possuem alta variabilidade ao longo da direção da bacia e geralmente correspondem a pacotes sedimentares assimétricos, com padrão de empilhamento progradante e granocrescente ascendente, que se torna retrogradante e granodecrescente ascendente e retrogradante e granodecrescente ascendente, com tal desenvolvimento em diversas escalas, ou ou uma série de unidades regressivas-transgressivas empilhadas.

Em geral, o volume de sedimentos provenientes da erosão da lapa provavelmente será muito menor do que os de geração de espaço de acomodação, portanto, em grande escala, ao longo de toda a fase rifte, é provável que o padrão de empilhamento sedimentar possua uma tendência granodecrescente ascendente. Padrões granodecrescentes ascendentes intermediários e de pequena escala são interpretados como produto da deposição de correntes de turbidez de alta e baixa densidade associados à taludes submarinos, que tendem a se desenvolver em sucessões sedimentares arenosas. Padrões granocrescentes ascendentes a granodecrescentes ascendentes intermediários e de pequena escala tendem a se desenvolver em sucessões sedimentares ricas em lama, e podem estar relacionados a fase inicial de progradação de leques subaquosos antes de uma fase de recuo e preenchimento.

### **3.1.3. TECTONO-SEQUÊNCIA TÉRMINO DE RIFTE**

O início do rifte é caracterizado pela diminuição da subsidência mecânica induzida por estiramento crustal. Em ambiente marinho profundo, este estágio é caracterizado pela deposição de turbiditos de bases abruptas. Em porções distais da bacia, em decorrência do soerguimento reduzido dos blocos de falha durante o estágio término de rifte, juntamente com altas taxas de erosão, podem produzir áreas de escarpa de falhas de baixo relevo ou planificadas, resultando, por sua vez, em suprimento reduzido de sedimentos. Desta forma, a subsidência continua em conjunto com suprimento limitado ou decrescente de sedimentos, produzem um recuo geral dos sistemas deposicionais em direção à fonte, o que pode vir a desencadear a deposição de camadas de pelitos hemipelágicos.

### **3.2. DIAMICTITOS: PROCESSOS E AMBIENTES SEDIMENTARES**

Diamictito é um termo não genético, empregado na descrição de litofácies para se referir a qualquer mistura mal selecionada de clastos, areia e lama, independente de qual seja o ambiente deposicional (Frakes 1978, Eyles *et al.* 1983). No entanto, diamictitos neoproterozoicos encontrados em todos os continentes são classificados por muitos geólogos como tilitos, produto direto da sedimentação de material carregado por geleiras continentais (Chumakov & Elston 1989, Eyles & Januszczak 2004). Apesar de alguns diamictitos serem gerados como tilitos, estes também podem ser gerados como depósitos marinhos com influência glacial (Eyles *et al.* 1985, Brodzikowski & Van Loon 1991, Eyles & Januszczak 2004). Ainda assim, a maioria é gerada por fluxos de massa (fluxos de detritos) em encostas instáveis e em áreas tectonicamente ativas, como em riftes e zonas de subducção (Einsle 2000).

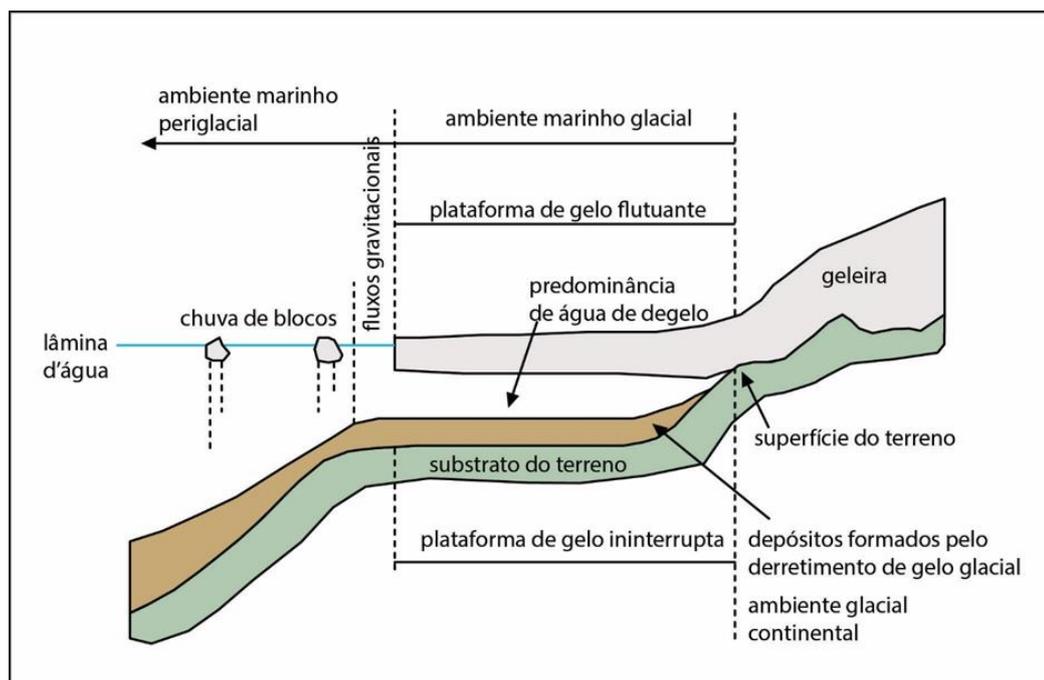
A seguir são sumarizadas e descritas as principais características e classificações dos processos glaciais e não glaciais que podem depositar diamictitos em ambiente marinho.

### 3.2.1. AMBIENTES E PROCESSOS GLACIAIS

O ambiente glacial é extremamente complexo, pois as geleiras podem afetar os processos deposicionais tanto em ambiente continental (glacioterrestre) como marinho (glaciomarinho), e havendo muitos subambientes dentro de cada uma dessas configurações (Eyles & Eyles 2010).

Os ambientes glaciais, terrestre e marinho, apresentam variações na predominância dos processos deposicionais, em que os sedimentos podem ser transportados por gelo, água, vento ou por processos gravitacionais, com a deposição ocorrendo a partir de gelo ativo (avanço e/ou expansão) ou passivo (recuando gradualmente devido à ablação), em água corrente ou estagnada, por ventos de escala local ou regional e ao longo de encostas íngremes ou pouco inclinadas, subaquáticas ou subaéreas (Brodzikowisk & Van Loon 1991).

Existem diferentes classificações e subdivisões do ambiente sob influência glacial. Brodzikowisk & Van Loon (1991) propõem a divisão em ambiente glacial e periglacial, onde o ambiente marinho glacial, é onde uma camada 'eterna' ininterrupta de gelo glacial se estende sobre o mar, e os sedimentos são transportados pelo movimento da massa de gelo. A área sob a influência do regime de gelo (eg. fluxos de água de degelo) e coberta por material glacial transportado por fluxos gravitacionais é considerada pertencente ao ambiente marinho periglacial (Fig. 3.2, Brodzikowisk & Van Loon 1991).



**Figura 3.2:** Modelo esquemático da zona de contato entre os ambientes glaciais continental e marinho, e subdivisão do ambiente marinho glacial e periglacial, modificado de Brodzikowisk & Van Loon (1991).

Eyles & Eyles (2010) classificam como ambiente glaciomarinho os ambientes marinhos influenciados por processos glaciais. Os principais controles sobre a sedimentação são o clima regional, pois este determina o volume de água derretida que atinge o ambiente marinho, e a proximidade da margem da camada de gelo, porque determina se o ambiente é dominado por processos glaciais, como em um ambiente glaciomarinho em contato com gelo, ou por processos marinhos em plataformas e taludes continentais distantes da camada de gelo.

O ambiente glaciomarinho próximo à camada de gelo (Eyles & Eyles 2010) pode ser entendido como semelhante aos ambientes marinho glacial e terminoglacial (Brodzikowisk & Van Loon 1991). Nesta configuração proximal, os principais processos sedimentares são: chuva de blocos e deposição de *dropstones*, devido ao derretimento do gelo, correntes de tração e fluxos gravitacionais.

Onde há a deposição por chuva de blocos, são formados diamictitos, matriz suportado, com ou sem estratificação, com clastos de distribuídos de maneira irregular, podendo apresentar uma ampla gama de características texturais, dependendo da natureza e quantidade de detritos transportados pelo gelo, o suprimento de finos de plumas de água de degelo e retrabalhamento classificação dos sedimentos por ondas e correntes de maré no fundo do mar.

Correntes de tração tendem a gerar fácies diamíticas ricas em areia, formado um continuum de litofácies com areias seixosas e cascalhos mal selecionados. Estes depósitos tendem a possuir granulometria grossa, principalmente na base, podendo variar da fração areia até matacão, havendo um afinamento gradual em direção ao topo, e a parte inferior maciça e cascalhosa pode gradar para areias seixosas estratificadas ou areias puras na parte superior.

Fluxos gravitacionais ressedimentam o material glaciogênico em decorrência do colapso de encostas íngremes, dando origem à fácies diamictíticas de bases erosivas com geometria planar, lenticular ou canalizada, podendo apresentar grande variedade de estruturas penetrativas, como resultado de altas pressões intersticiais causadas pelo carregamento súbito de sedimentos do substrato.

O ambiente glaciomarinho distal é dominado por processos marinhos não glaciais (Eyles *et al.* 1985). Em zonas de deposição de lama onde há suprimento irrestrito de sedimentos suspensos, diamictos de granulação fina se acumulam onde há chuva de blocos em decorrência do degelo de *icebergs* (Eyles *et al.* 1985, e referência nele citadas). O ambiente glaciomarinho distante da camada de gelo (Eyles & Eyles 2010) é dividido em duas configurações, plataforma e talude continental, que podem ser equivalentes a nomenclatura extraglacial de Brodzikowisk & Van Loon (1991). A sedimentação nestes ambientes distais é gerada por correntes de tração, fluxos gravitacionais e chuvas de blocos (Eyles *et al.* 1985 e referência nele citadas, Brodzikowisk & Van Loon 1991).

Em plataformas continentais sob influência glacial, o processo sedimentar dominante é a produção de extensas e finas camadas de diamictito formado por chuvas de blocos, formados pela mistura de sedimentos finos suspensos e sedimentos grossos carregados por *icebergs*. Contudo, processos de ressedimentação como fluxos gravitacionais, podem ocorrer de forma restrita e ser induzidos por atividade sísmica e tempestades, sendo registrados por camadas de diamictito maciços ou estratificados que podem estar associados a depósitos turbidíticos (Eyles & Eyles 2010).

Em taludes continentais os processos dominantes são deslizamentos e fluxos gravitacionais, onde a sedimentação é dominada por fluxos de detritos, e estes podem estar intercalados com depósitos turbidíticos. O registro desta sedimentação são diamictitos maciços e estratificados associados a uma variedade de fácies cascalhosas maciças e gradadas e fácies de arenosas, depositados em canais e leques de talude e de base de talude (Eyles & Eyles 2010).

### 3.2.2. FLUXOS GRAVITACIONAIS

Fluxos gravitacionais subaquosos (Middleton & Hampton 1973), ou fluxos de densidade (Mulder & Alexander 2001), tal como fluxos de detritos e correntes de turbidez, são fluxos de sedimentos ou misturas de sedimentos e fluidos, transportados pela ação da gravidade.

Partindo da definição de que fluxos de detritos são fluxos de sedimentos com reologia plástica, não newtoniano, e estado laminar a partir do qual ocorre a deposição por congelamento em massa (Gani 2004, Shanmugam 2016) e correntes de turbidez são fluxos de sedimentos com reologia newtoniana e estado turbulento, no qual o sedimento é sustentado pela turbulência do fluido e a partir do qual ocorre a deposição por sedimentação em suspensão (Dott 1963, Sanders 1965, Middleton & Hampton 1973, Shanmugam 2016).

Modelos conceituais para sistemas deposicionais em bacias de águas profundas preveem que os sedimentos são tipicamente transportados para as partes mais profundas da bacia por fluxos gravitacionais (Henstra *et al.* 2016). Um único evento gravitacional pode compreender vários tipos diferentes de fluxos (Wood & Smith 1958, Haughton *et al.* 2003, Talling *et al.* 2004), e a associação de fluxos de detritos e correntes de turbidez é denominada fluxo bipartido (Sanders 1965) e/ou fluxo híbrido (Haughton *et al.* 2009).

A transição de um fluxo plástico, coesivo, pra um fluxo turbulento é possivelmente derivado da transformação progressiva do fluxo descendente (Mutti *et al.* 1999, Norem *et al.* 1990, Ravenne & Beghin 1983). A transição de um fluxo plástico para um fluxo turbulento pode ocorrer devido a processos de mistura ao longo da superfície superior de um fluxo plástico (fluxo de detritos subaquático), produzindo sedimentos diluídos em suspensão (corrente de turbidez) (Mulder & Alexander 2001, Talling *et al.* 2012a). A transição de um fluxo turbulento para um fluxo plástico é denominada

amortecimento da turbulência, processo associado ao aumento da concentração de lama ou clastos de argila dentro de fluxos turbulentos, que pode resultar na transformação de parte do fluxo turbulento em um fluxo coesivo (Lowe & Guy 2000, Haughton *et al.* 2003, 2009, Hodgson 2009, Patacci *et al.* 2014). Isto evidencia que os fluxos gravitacionais podem apresentar mudanças no mecanismo de suporte durante o fluxo, desde o comportamento plástico até o comportamento newtoniano em fluxos turbulentos diluídos e vice-versa (Fisher 1983).

Desta forma, fluxos gravitacionais, fluxos de detritos e de correntes de turbidez, possuem um registro sedimentar que pode ser composto por uma vasta gama de litofácies que refletem as condições composicionais e energéticas do fluxo. A seguir são sumarizadas as principais características dos depósitos gerados por estes processos segundo os modelos propostos por Mutti (1992), Mutti *et al.* (2003) e Talling *et al.* (2012a).

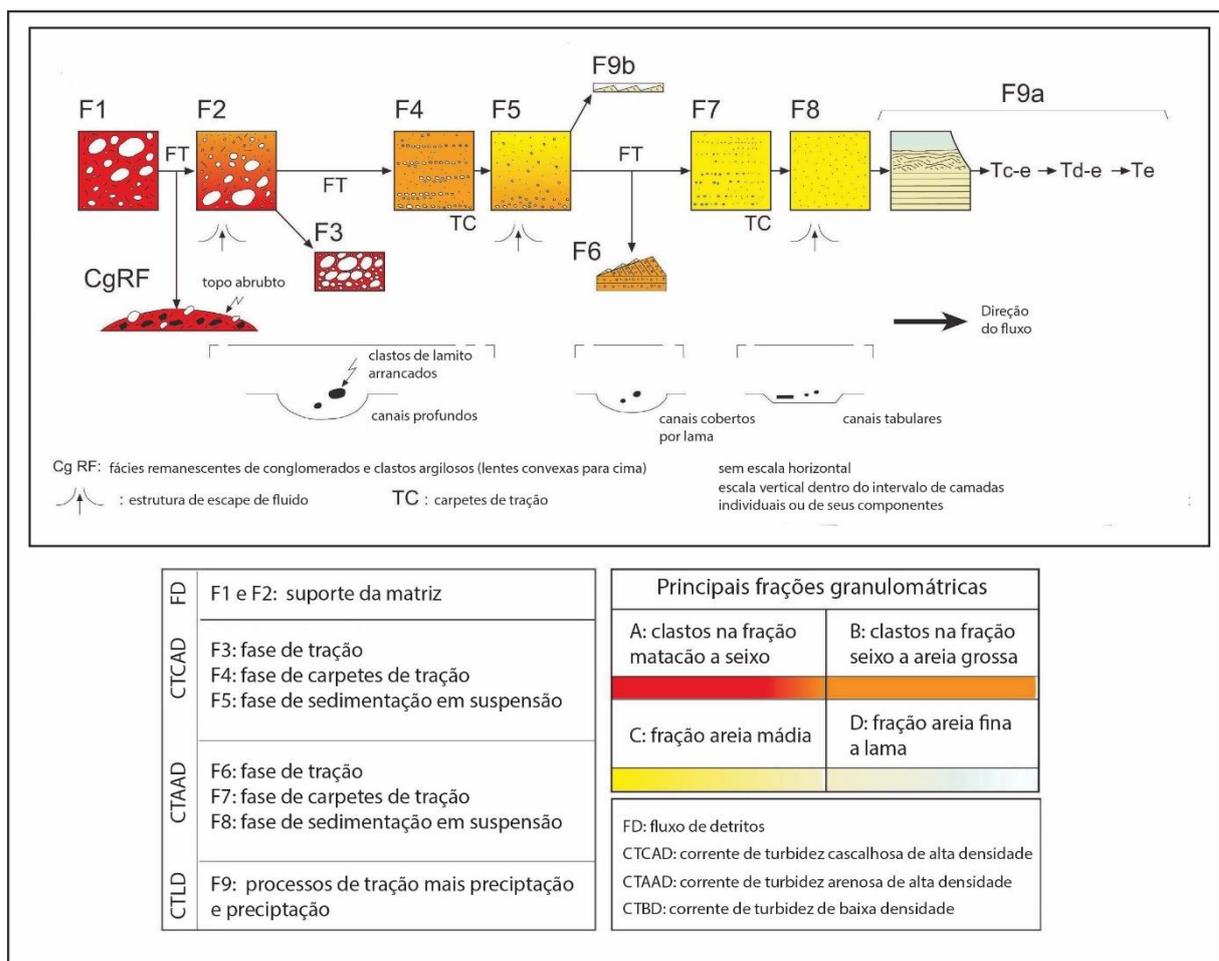
Mutti (1992), Mutti *et al.* (2003), propuseram um esquema com nove fácies divididas em quatro grupos principais de fácies, caracterizados por frações granulométricas bem definidas que registram a deposição a partir de quatro diferentes tipos de fluxos gravitacionais, que evoluem a partir do fluxo descendente (Fig. 3.3) Os quatro grupos de fácies são: 1) - fácies de granulometria muito grossa caracterizadas por paraconglomerados (diamictitos) e ortoconglomerados compostos por matacões, blocos e seixos (F1, F2 e F3), 2) - fácies de granulometria grossa compostas por seixos, grânulos e areia muito grossa a grossa (F4, F5, F6 e F7), 3) - fácies de granulometria média, compostas principalmente por arenitos maciços de granulometria média (F8) e 4) - fácies de granulometria fina, principalmente caracterizada camadas laminadas, compostas por areia fina e lama (F9).

Mutti (1992) interpreta este trato de fácies como resultante da transformação progressiva de um fluxo de detritos coesos em uma corrente de turbidez de baixa densidade através de vários tipos de correntes de turbidez de alta densidade. Desta forma, o estágio inicial do fluxo é registrado por fluxos de detritos coesivos (F1 e F2), que se transformam em correntes de turbidez de alta densidade supercríticas capazes de depositar cascalho (fácies F3, F4 e F5), que podem ser associadas às fases de tração, tapetes de tração e sedimentação de material em suspensão propostos por Lowe (1982). A continuidade na transformação do fluxo resulta correntes de turbidez de alta densidade arenosas que atravessam a zona de deposição de fluxos cascalhosos, gerando as fácies F6 (*mega-ripples*), interpretada como produto da precipitação de areia grossa após um salto hidráulico, resultando em expansão do fluxo e suspensão de sedimentos, através da qual ocorre a precipitação dos grãos mais grossos. O *bypass* das frações areia grossa, média e fina em decorrência da deposição da fácies F6, resulta em uma corrente de turbidez arenosa de alta densidade caracterizada por uma taxa de sedimentação acelerada registrando um estágio de reconcentração capaz de produzir as fácies F7 e F8, que correspondem a sedimentação por tapetes de tração e sedimentação de material em suspensão. O estágio final é um fluxo de mais baixa

energia, onde o fluxo residual é uma corrente de turbidez de baixa densidade capaz de depositar a fácies F9.

Contudo, Mutti *et al.* (2003) descrevem este trato de fácies com ênfase em um fluxo bipartido, que consiste em um fluxo basal denso capaz de depositar fácies de granulometria muito grossa e grossa (grupos de fácies 1 e 2) e um fluxo turbulento superior, capaz de depositar as fácies de granulometria grossa a fina (grupos 3 e 4).

O modelo de classificação de fluxos gravitacionais proposto por Talling *et al.* (2012a) se baseia na evidência de que a transformação do fluxo pode ser de fluxo denso (coesivo) para diluído (turbulento), bem como de fluxo diluído (turbulento) para denso (coesivo), e que o estado do fluxo, tipo de depósito e transformação do fluxo são fortemente dependentes da fração de volume de lama fina coesiva dentro de um fluxo. Neste modelo, a subdivisão dos fluxos se baseia primariamente pelo mecanismo de deposição, se ocorre de forma incremental gerada por correntes de turbidez ou por consolidação em massa gerada por fluxos de detritos (Fig. 3.4).



**Figura 3.3:** Estrutura para um esquema de classificação preditiva de fácies turbídicas (de Mutti (1992), e Mutti *et al.* (2003)). Modificado de Tinterre *et al.* (2020).

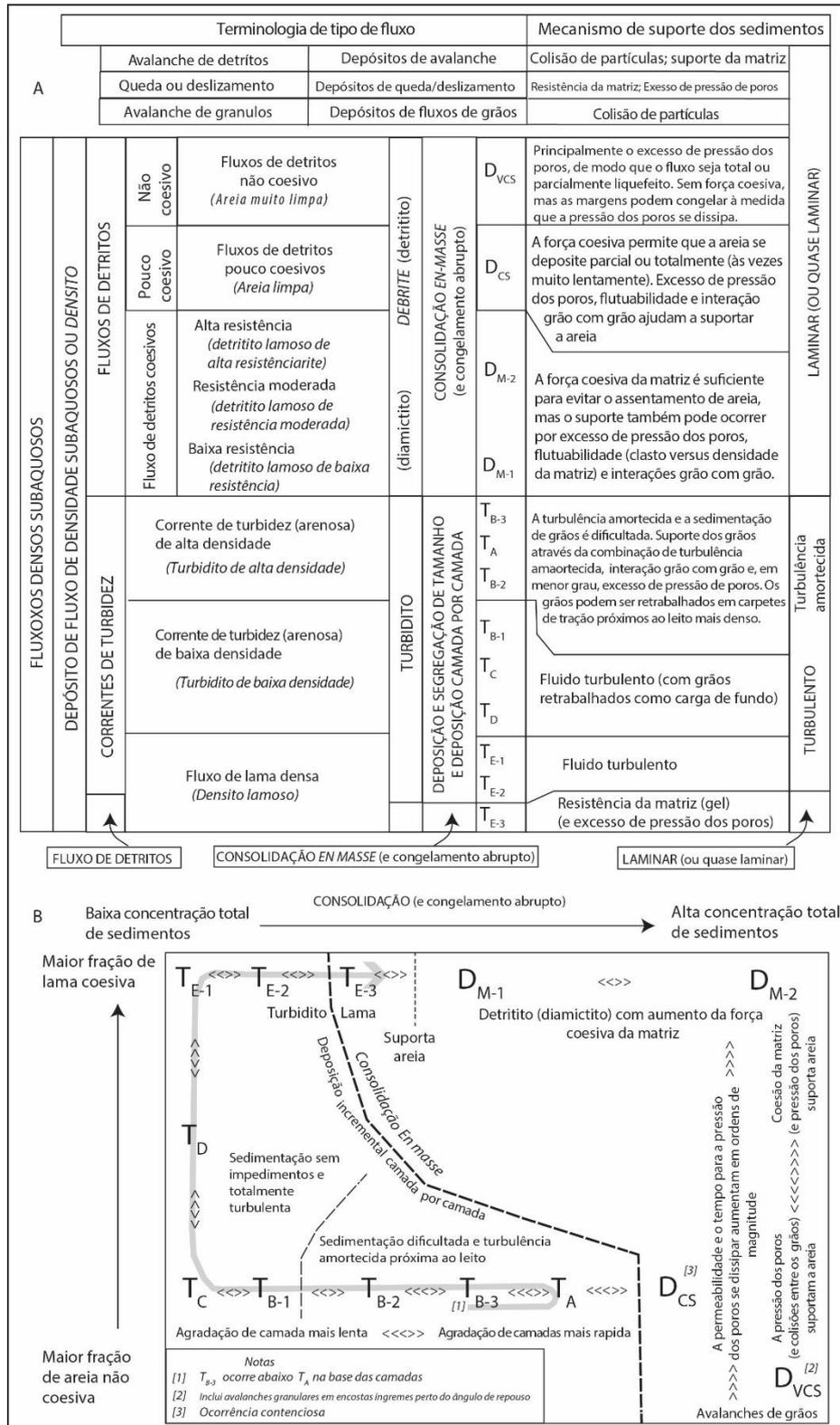
Os fluxos de detritos são classificados de acordo com o teor de lama da matriz e se contêm clastos de tamanho excessivo (fácies D), sendo subdivididos em fluxos de detritos coesivos com uma matriz rica em lama com areia (DM) e fluxos de detritos pouco coesivos com uma matriz de areia limpa mal selecionada (DCS). Os fluxos coesivos podem gerar três tipos distintos de depósitos, que podem conter clastos, sendo eles detritos coesivos espessos e de resistência alta e moderada, ricos em clastos DM-2, onde os clastos podem chagar a fração matacão. Depósitos gerados por fluxos de alta resistência tendem a ocorrer em configurações mais proximais e possuir dezenas de metros e espessura, enquanto os depósitos de resistência moderada tendem a caracterizar as áreas distais e possuir espessura inferior a três metros. Os fluxos de baixa resistência (DM-1), assim como os fluxos de resistência moderada, rendem a caracterizar áreas distais. Os fluxos de baixa resistência formados por lama coesiva são capazes apenas de carregar clastos na fração areia a grânulos. Os fluxos de detritos pouco coesivos (DCS) podem gerar depósitos extensivos, formados por areia textura maciça e mal selecionada, que podem conter clastos de tamanhos variados, podendo chegar à fração matacão.

Correntes de turbidez por sua vez, são divididas em alta e baixa densidade, de acordo com as estruturas sedimentares que são indicadores dos processos próximos ao leito e, conseqüentemente, da concentração de sedimentos. O registro sedimentar de correntes de turbidez de alta densidade são formados pelas fácies TA, TB-3 e TB-2, enquanto o registro sedimentar de correntes de turbidez de baixa densidade são formados pelas fácies TB-1, TC e TD.

As fácies de alta densidade são depositadas em decorrência do amortecimento da turbulência em decorrência da elevada concentração de sedimentos próximos ao leito (> 10% - 20%), produzindo laminações planas espaçadas: a fácies TB-3 que tendem a ocorrer abaixo de camadas de arenito maciço puro, enquanto a fácies TA é depositada incrementalmente camada por camada em decorrência do aumento na taxa de precipitação ou por deposição em massa relacionada a um fluxo de detritos liquefeitos arenosos (DCS).

A transição do fluxo de alta para baixa densidade é marcada pela deposição da fácies TB-2, que possui caráter transicional e é composta por areia grossa laminadas, que tendem a sobrepor a fácies TA.

As fácies de baixa densidade são depositadas após a transformação do fluxo, ocorrendo a deposição das fácies TB-1, formada por areis finamente laminadas, TC, formada por areias finas com estratificações cruzadas, e TD formada por areia fina e silte finamente laminados. Estas fácies são depositadas devido à diminuição progressiva da taxa de precipitação e baixa concentração de sedimentos próximos ao leito, que resulta no não amortecimento da turbulência e conseqüentemente ocorre sedimentação por processos de tração próximo ao leito, com a formação de camadas laminadas, TB e TD, e onduladas, TC.



**Figura 3.4:** (A) Esquema de classificação proposto por Talling *et al.* (2012a); (B) relações generalizadas entre tipo de depósito, concentração total de sedimentos e fração relativa de areia e mudança no fluxo proposto por Talling *et al.* (2012a). A linha cinza grossa mostra a sequência de depósitos em uma sequência completa de Bouma (1962). Modificado de Talling *et al.* (2012a).

O estágio final e menos energético de um fluxo de gravitacional, é classificado como unidade lamosa TE, depositada como reflexo da desaceleração do fluxo. Talling *et al.* (2012a) introduzem três

diferentes fácies com base em sua fração de lama coesiva. As fácies TE-1, lama finamente laminada, e, TE-2, lama gradada, que resultam da sedimentação de flocos a partir de um fluxo com concentrações de lama mais baixas. A fácies TE-3, intervalos de lama maciça, se formam através da consolidação em massa de lama coesa em suspensão relativamente densa devido à gelatificação do fluxo.

### **3.2.3. DIFERENÇAS ENTRE DEPÓSITOS MARINHOS GLACIAIS E NÃO GLACIAIS**

A seguir são destacadas as principais características dos depósitos gerados por processos não glaciais, fluxos gravitacionais, e por processos glaciais.

As principais feições que indicam deposição por fluxos gravitacionais são: 1) camadas de diamictitos com contatos de base e topo abruptos; 2) distribuição caótica de clastos em camadas individuais e ausência de orientações preferenciais de clastos indicando que o fluido não segregou ou orientou partículas sedimentares durante o transporte ou deposição; 3) padrão ascendente de espessamentos e aumento da granulometria e de afinamento e diminuição da granulometria das camadas de diamictito indicando progradação ou retrogradação dos processos gravitacionais; 4) ocorrência de fácies geradas por fluxos de detritos interestratificadas com fácies geradas por correntes de turbidez, indicando que o sistema deposicional foi dominado por fluxos sedimentares gravitacionais (*cf.* Mulder & Alexander 2001, Haughton *et al.* 2009, Menzies *et al.* 2010, Carto & Eyles 2012, Talling *et al.* 2012a).

As feições típicas de depósitos glaciomarinhos são: 1) camadas com bases e topos gradacionais; 2) estruturas indicando deposição de seixos pingados “*dropstones*”; 3) clastos em forma de “bala” (*bullet shape*) e de “ferro-de-engomar” (*flat-iron-shapped*) e estriados (Thomas & Connell 1985, Gilbert 1990, Brodzikowski & Van Loon 1991, Eyles 1993, Powell & Domack 2002, Benn & Evans 2010, Menzies *et al.* 2010).

A existência de feições como clastos em forma de “bala” (*bullet shape*), “ferro-de-engomar” (*flat-iron-shapped*) e estriados em sequências depositadas por fluxos gravitacionais, são evidências da fonte glacial dos sedimentos, que foram depositados em ambiente marinho terminoglacial a extraglacial.

## CAPÍTULO 4

### ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO

---

---

A área de estudo (Fig.4.1), está localizada no setor central do orógeno Araçuaí, entre as serras do Espinhaço Meridional e Setentrional mineiro, se estendendo ao longo da terminação periclinal da anticlinal de Itacambira. Nesta porção do orógeno, a deformação se desenvolveu de forma progressiva com transporte de massa de E para W, em regime dúctil-rúptil e/ou rúptil-dúctil (Oliveira 1989, Uhlein 1991, Grossi-Sad *et al.* 1997b, Martins 2006).

Durante os levantamentos de campo, simultaneamente aos levantamentos estratigráficos e sedimentológicos de detalhe, foi realizado a coleta de dados estruturais. Apesar do cunho estratigráfico desta dissertação, o levantamento de dados estruturais compôs condição *sine qua non* desenvolvimento do trabalho, uma vez que toda a área de estudo foi deformada durante a edificação do orógeno Araçuaí.

O conjunto de dados estruturais é composto por 13 perfis, 134 medidas de acamamento sedimentar, 68 medidas de foliação, 14 medidas de clivagem de crenulação. De forma geral, o acamamento sedimentar e a foliação possuem um comportamento semelhante, com direção NE/SW e mergulhando suavemente para SE, em um padrão homoclinal, apresentando se levemente ondulado em alguns locais (Fig. 4.2 e 4.3). A clivagem de crenulação foi pouco observada e possui direção aproximadamente N-S, mergulhando para W com alto ângulo (Fig.4.4).

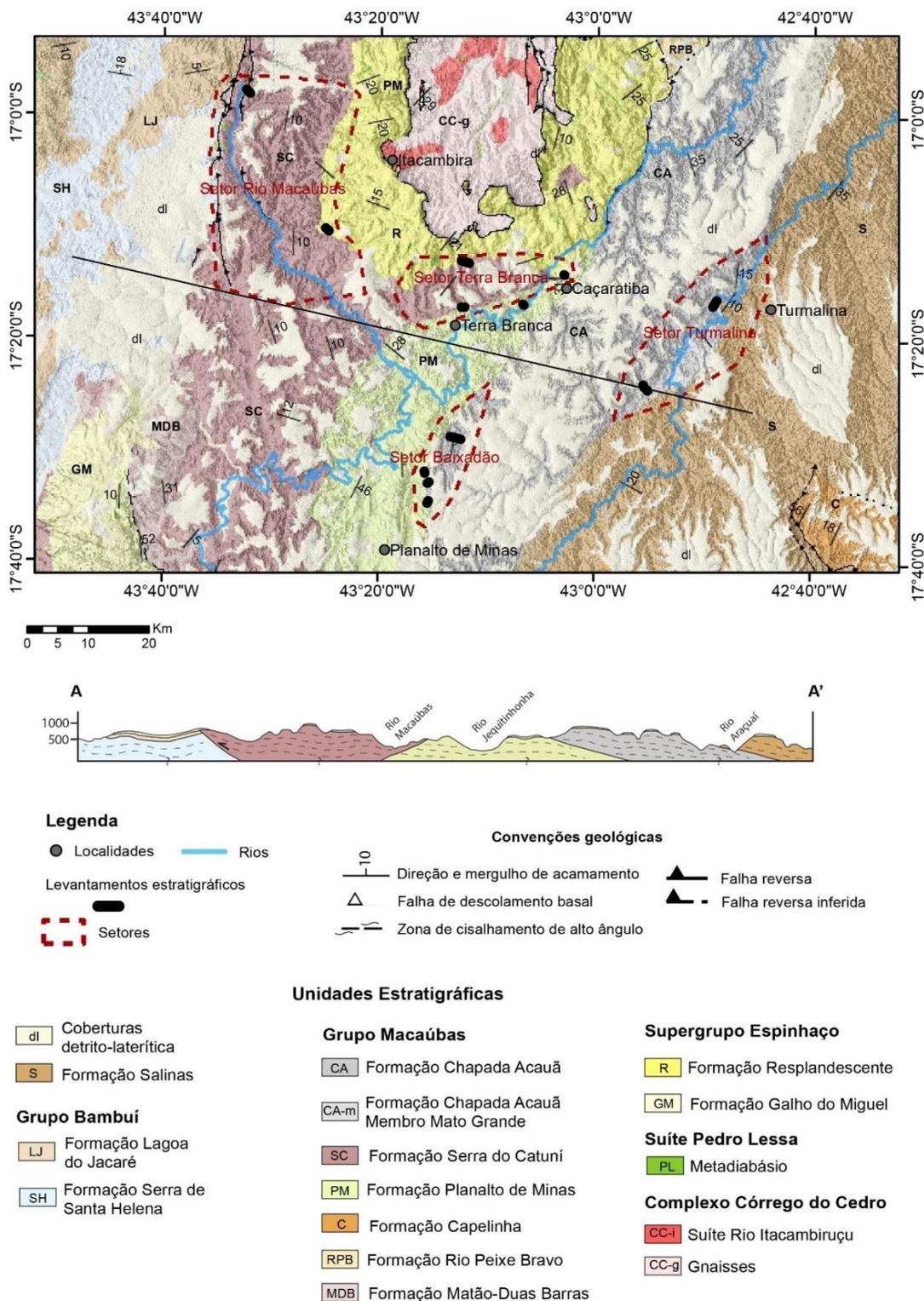
#### 4.1.SETOR RIO MACAÚBAS

No setor Rio Macaúbas foram realizados dois levantamentos, tipificados pelos perfis 1 e 2. O acamamento sedimentar possui direção preferencial N-NE/S-SW, mergulhando para SE, em torno de 30° (Fig.4.5). Na coluna 1, os estratos criogenianos, Formação Serra do Catuni, estão empurrados sobre as rochas do Grupo Bambuí, o acamamento possui comportamento homoclinal, com atitude média 109/33 (Fig. 4.5). Na coluna 2, a sequência criogeniana, Formação Serra do Catuni, sobrepõem em paraconformidade as rochas da Formação Matão-Duas Barras. Os estratos estão levemente ondulados, apresentando certa variabilidade em sua direção, mas com mergulhos de baixo ângulo (Fig. 4.6).

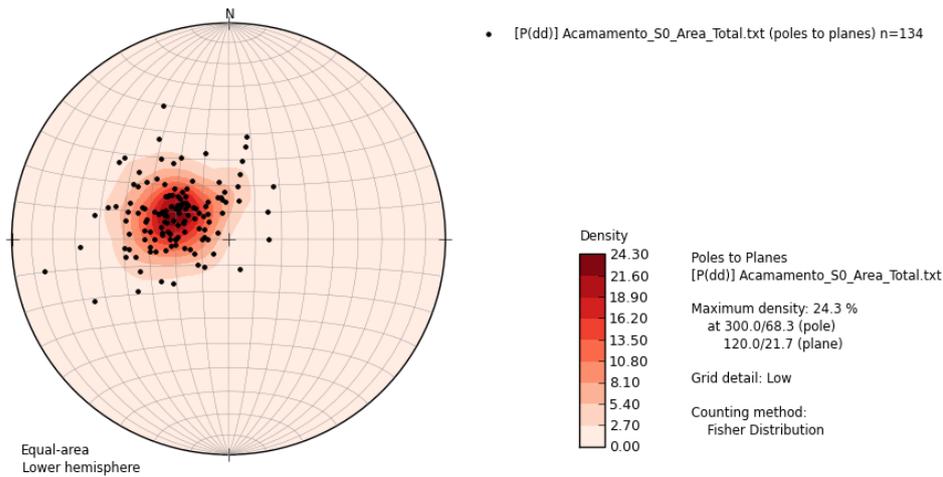
#### 4.2.SETOR TERRA BRANCA

No setor Terra Branca – Caçaratiba foram realizados quatro levantamentos, materializados pelas colunas 7, 8, 9 e 10. O acamamento sedimentar possui um padrão homoclinal, com direção preferencial em torno de N20°E, mergulhando para SE com ângulos em torno de 20° (Fig. 4.7). Os estratos criogenianos, Formação Serra do Catuni, em parte deste setor sobrepõem em paraconformidade as unidades tonianas do Grupo Macaúbas (Fig. 4.8), as colunas 7 e 9 a tem como base a Formação Matão-

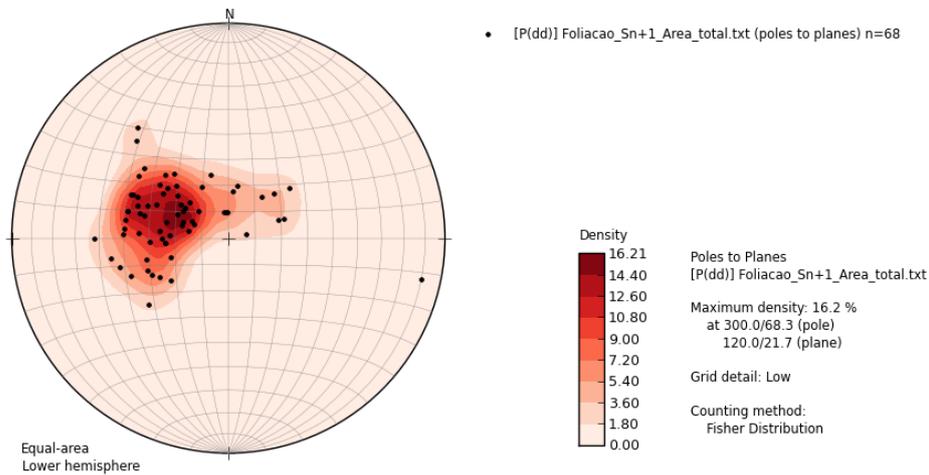
Duas Barras, e a coluna 8 tem como base a Formação Planalto de Minas. Na coluna 10, levantada no extremo leste deste setor, os estratos criogenianos, Formação Serra do Catuni, estão empurrados sobre a Formação Resplandecente.



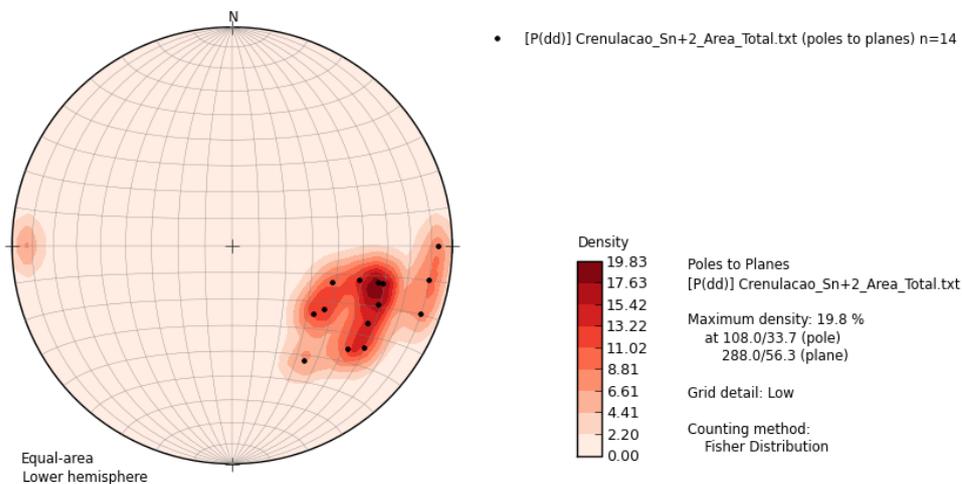
**Figura 4.1:** Mapa geológico da região abordada por este trabalho. Modificado de Grossi-Sad *et al.* (1997b), Chaves & Andrade (2011) e Chaves & Andrade (2009), com a localização dos levantamentos realizados.



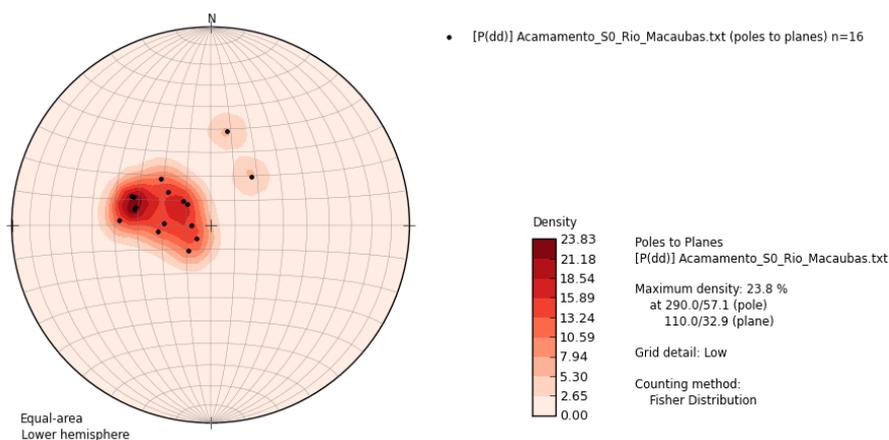
**Figura 4.2:** Estereograma de projeção polar, com todas as medidas de acamamento sedimentar realizadas durante os levantamentos. Número de medidas: 134; atitude modal: 120/21.7; Concentração: 24.3%.



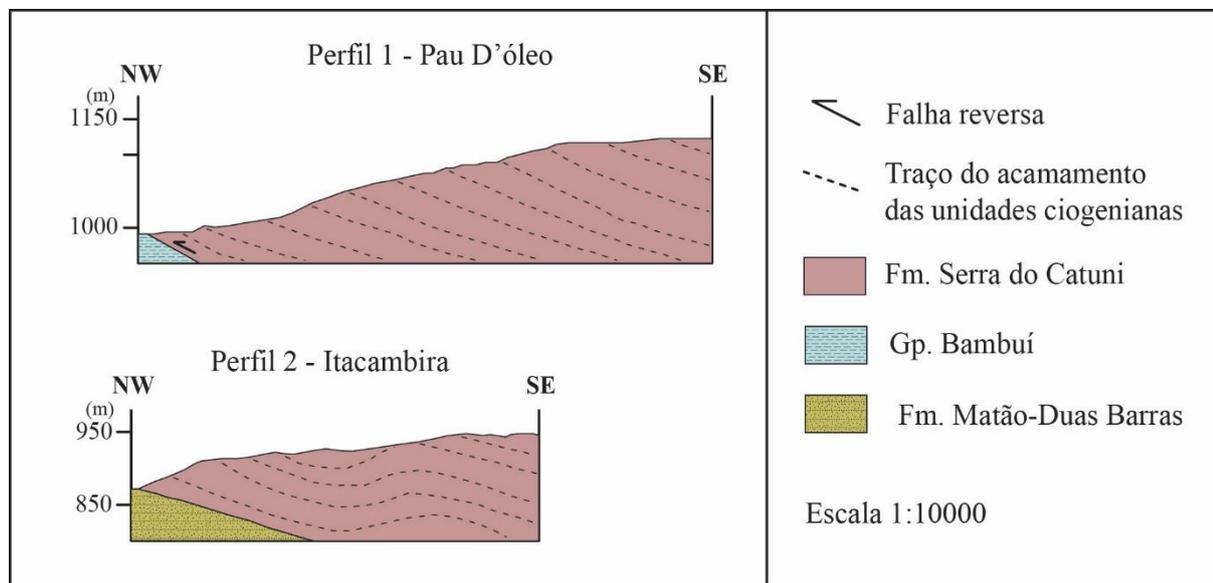
**Figura 4.3:** Estereograma de projeção polar, com todas as medidas de foliação realizadas durante os levantamentos. Número de medidas: 68; atitude modal: 120/21.7; Concentração: 16.2%.



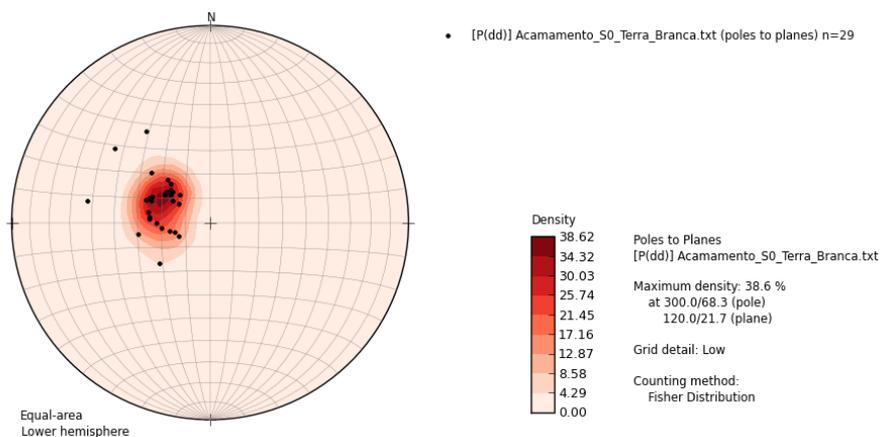
**Figura 4.4:** Estereograma de projeção polar, com todas as medidas de clivagem de crenulação realizadas durante os levantamentos. Número de medidas: 14; atitude modal: 288/56.3; Concentração: 19.8%.



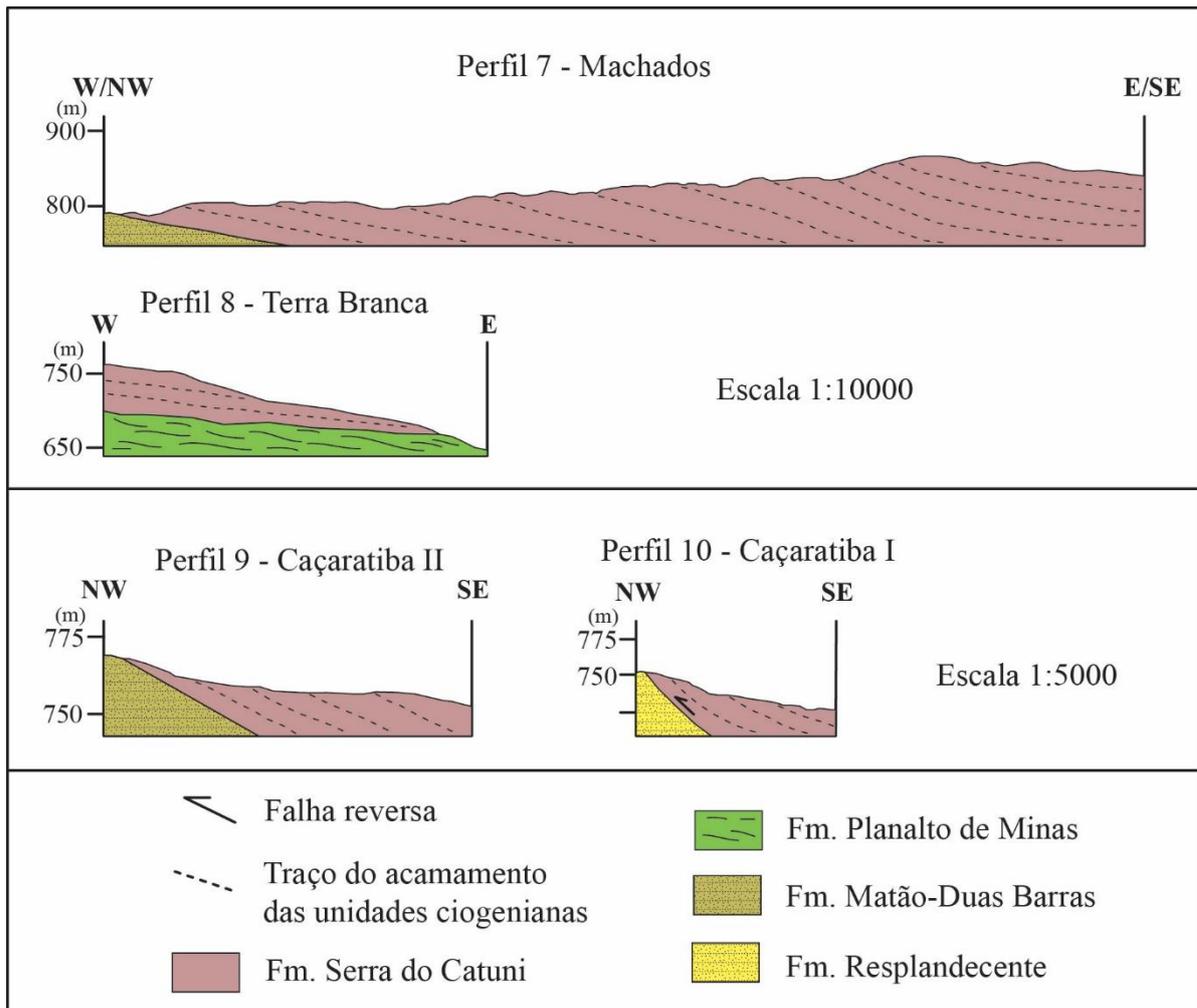
**Figura 4.5:** Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Rio Macaúbas. Número de medidas: 16; atitude modal: 110/32.9; Concentração: 23.8%.



**Figura 4.6:** Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Rio Macaúbas.



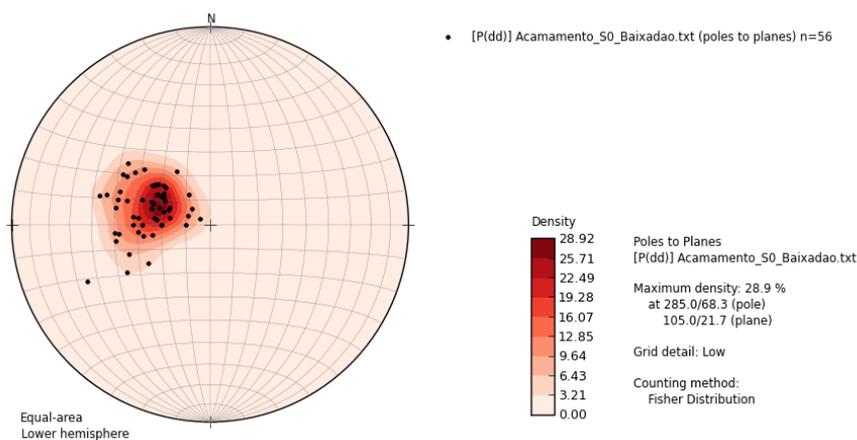
**Figura 4.7:** Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Terra Branca. Número de medidas: 29; atitude modal: 120/21.7; Concentração: 38.6%.



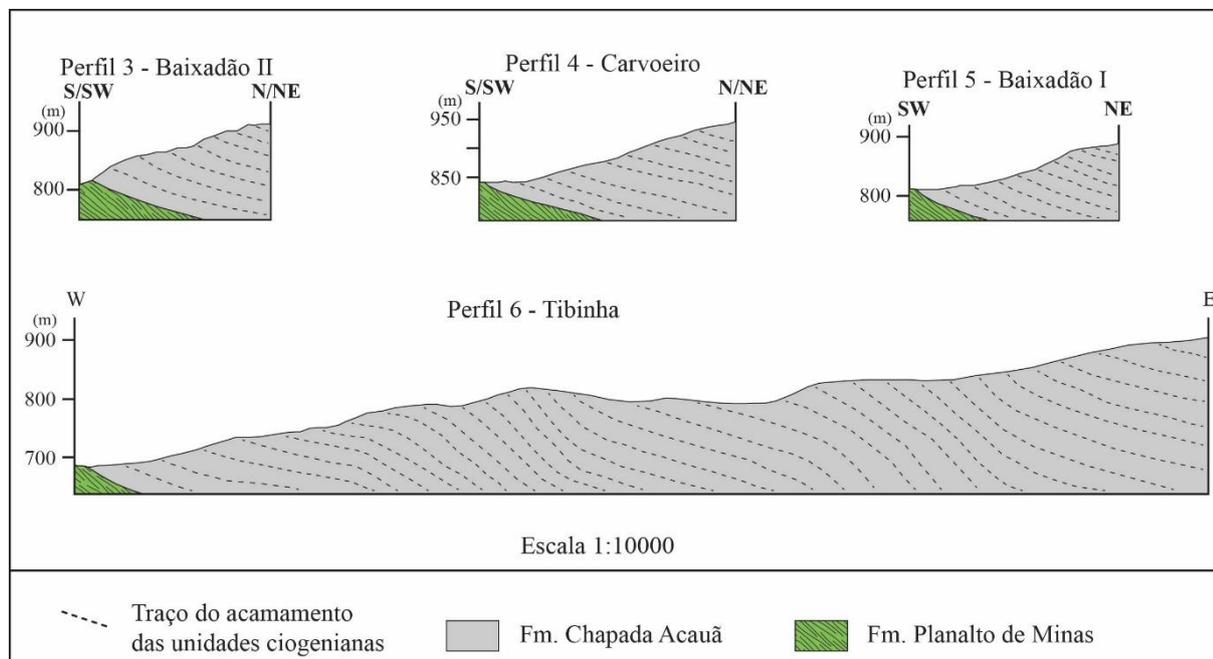
**Figura 4.8:** Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Terra Branca.

### 4.3.SETOR BAIXADÃO

No setor Baixadão foram realizados quatro levantamentos, exemplificados pelas colunas 3, 4, 5 e 6. O acamamento sedimentar possui direção preferencial em torno de  $N15^{\circ}E$ , mergulhando para SE com ângulos em torno de  $20^{\circ}$  (Fig. 4.9). Os estratos criogenianos, Formação Chapada Acauã Inferior, neste setor sobrepõem em paraconformidade a Formação Planalto de Minas e possuem um padrão homoclinal (Fig.4.10). Apesar da pouca variação, na coluna 5, os estratos criogenianos possuem uma pequena diferença de atitude, sua direção é preferencialmente N-NW/ S-SE, mergulhando para E-NE, com cerca de  $40^{\circ}$ , enquanto nas colunas 3, 4 e 6 os estratos possuem direção NE/SW com mergulho em torno de  $20^{\circ}$  para SE. Contudo, na coluna 6, foi observado leves ondulações nos estratos, devido variações no ângulo de mergulho, que variam entre  $20^{\circ}$  e  $40^{\circ}$ .



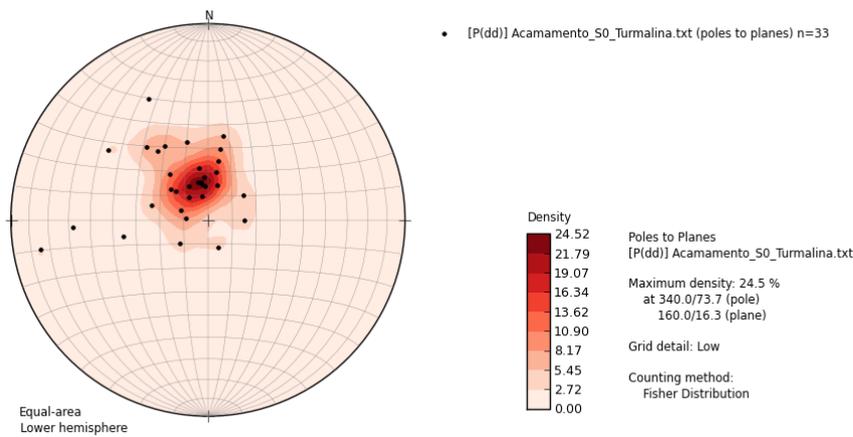
**Figura 4.9:** Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Baixadão. Número de medidas: 56; atitude modal: 105/21.7; Concentração: 28.9%.



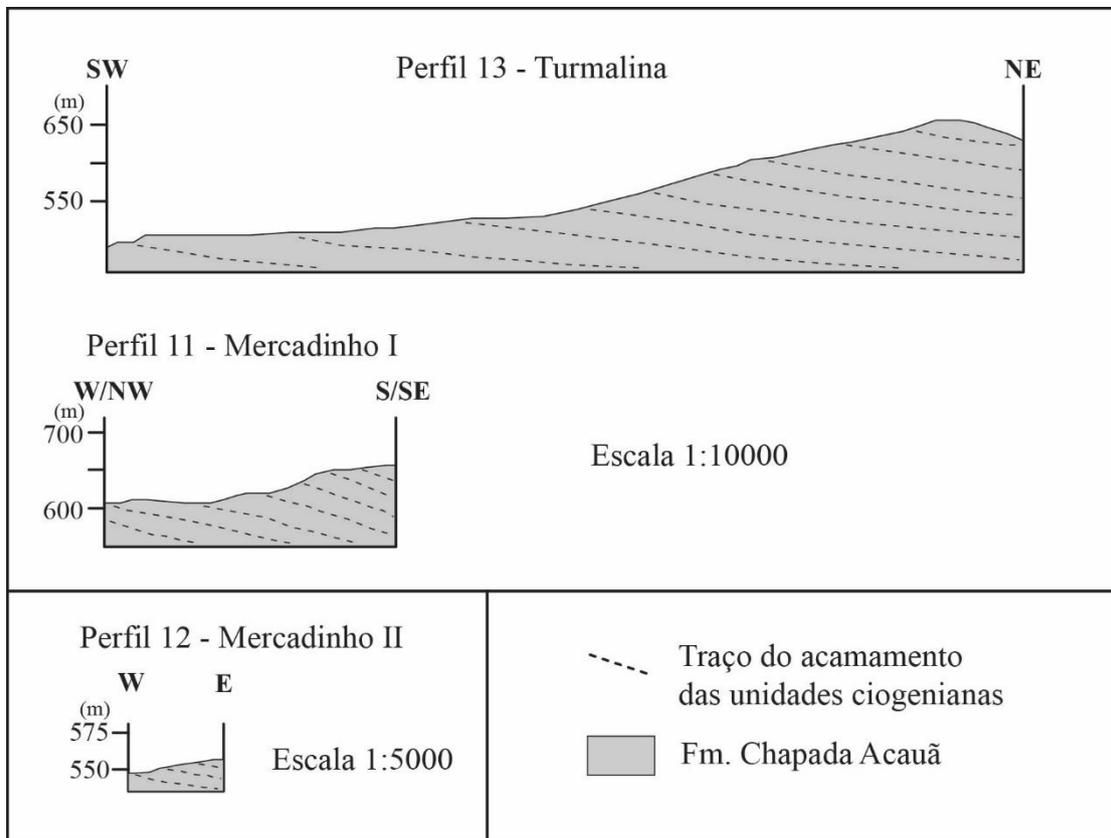
**Figura 4.10:** Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Baixadão.

#### 4.4.SETOR TURMALINA

No setor Turmalina, foram realizados quatro levantamentos, representados pelas colunas 11, 12 e 13. O acamamento sedimentar possui direção preferencial em torno de N50°E, mergulhando em baixo ângulo para SE, em torno de 16° (Fig. 4.11). Neste setor não foi encontrado o contato de base da sequência criogeniana, Formação Chapada Acauã Inferior, e a distribuição das medidas de S0 possuem um padrão homoclinal (Fig. 4.12).



**Figura 4.11:** Estereograma de projeção polar das medidas de acamamento sedimentar realizadas no setor Turmalina. Número de medidas: 33; atitude modal: 160/16.3; Concentração: 24.5%.



**Figura 4.12:** Perfis lito estruturais dos levantamentos realizados no setor Turmalina.



# CAPÍTULO 5

## EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES SERRA DO CATUNI E CHAPADA ACAUÃ INFERIOR, GRUPO MACAÚBAS, AO LONGO DO PARALELO 17°30'S, REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

---

Leon Dias Oliveira<sup>a\*</sup>, Maximiliano Martins<sup>a</sup>, Gláucia Queiroga<sup>a</sup>, Fernando Ciaralo<sup>a</sup>, Marco Paulo de Castro<sup>a</sup>, Gabriel Barbosa Medeiros<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Morro do Cruzeiro, 35400-000, Ouro Preto, MG, Brazil, leon-dias@hotmail.com.com\*

### **Resumo**

A bacia Macaúbas, neoproterozoica e precursora do orógeno Araçuaí–Oeste Congo, registra pelo menos três fases de rifteamento antes da instauração da margem passiva. A última fase, desenvolvida durante o período Criogeniano, é formada por uma pilha sedimentar que apresenta expressiva variação faciológica vertical e lateral no sentido do aprofundamento da bacia, em direção a leste, onde ocorrem as maiores espessuras da unidade. Dentre outras, contém camadas de diamictitos, postulados na literatura especializada como remanescentes da atividade de geleiras relacionadas às glaciações do Neoproterozóico, de abrangência global. A análise estratigráfica das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior ao longo da região balizada pelo paralelo 17°30'S e pelos meridianos 43°30'W e 43°00'W (segmento rio Macaúbas, Planalto de Minas, Terra Branca, Caçaratiba e Turmalina) constitui o objetivo do presente artigo, e visa contribuir para o entendimento da evolução tectôno-sedimentar deste sistema rifte. Foram realizados levantamentos estratigráficos em escala de detalhe (1:100) ao longo das unidades criogenianas presentes nestas regiões, que permitiram a identificação de seis associações de litofácies relacionadas a um ambiente marinho profundo. Variações na composição do arcabouço sedimentológico e na distribuição espacial das associações de litofácies possibilitou o reconhecimento de quatro setores, de oeste para leste: rio Macaúbas, Terra Branca, Baixadão e Turmalina, que correspondem a diferentes porções de dois grabens separados por um alto estrutural. A análise das associações de litofácies possibilitou agrupá-las em três sequências sedimentares associadas aos diferentes estágios subsequentes que refletem a evolução progressiva de falhas normais deste sistema rifte, denominadas início, clímax e término de rifte. A sequência início de rifte registra a primeira fase da sedimentação da bacia, caracterizada como produto de sucessivos pulsos de correntes de turbidez e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência,

impulsionados pela atividade tectônica inicial do processo de rifteamento. Seu registro sedimentar apresenta granulometria fina a média, em sua base, e tende a apresentar granulometria grossa e mal selecionada em seu topo. A sequência clímax de rifte sobrepõe abruptamente a sedimentação inicial e é caracterizada como produto de fluxos de detritos coesivos de resistência alta e moderada e correntes de turbidez de alta densidade, em sistema de leques subaquosos associados as escarpas de falha. Seu registro sedimentar apresenta granulometria grossa e baixo maturidade textural. Por fim, a sequência término de rifte é caracterizada como a fase final de evolução do sistema rifte e sua transição para o estágio margem passiva da bacia Macaúbas. Seu registro sedimentar foi gerada por correntes de turbidez e processos pelágicos. Assim, de forma geral, as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior registram a evolução de uma bacia rifte marinha, cujo preenchimento sedimentar, foi inicialmente gerado por processos gravitacionais, correntes de turbidez e fluxos de detritos, desencadeados por atividade tectônica, que são sobrepostos por uma espessa sedimentação marinha distal. Desta forma, as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior são interpretadas como equivalentes laterais e correspondem ao preenchimento de dois grabens, proximal e distal, respectivamente.

**Palavras-chave:** Grupo Macaúbas, Rifte, Criogeniano, Diamictito, Fluxos Gravitacionais.

### **Abstract**

The Macaúbas Basin, Neoproterozoic, and precursor of the Araçuaí–West Congo orogen registers at least three rifting phases before establishing the passive margin. The last phase, developed during the Cryogenian period, is formed by a sedimentary pile that presents significant vertical and lateral faciological variation in the direction of the deepening of the basin towards the east, where the most significant thicknesses of the unit occur. Among others, including those of diamictites, postulated in the specialized literature as remnants of the activity of glaciers related to the Neoproterozoic glaciations of global scope. The stratigraphic analysis of the Serra do Catuni and Chapada Acauã Inferior formations along the region marked out by the parallel 17°30' S and by the meridians 43°30'W and 43°00'W (segment Macaúbas River, Planalto de Minas, Terra Branca, Caçaratiba and Turmalina) constitutes the purpose of this article, and aims to contribute to the understanding of the tectonic-sedimentary evolution of this rift system. Detailed scale stratigraphic surveys (1:100) were carried out along the cryogenic units present in these regions, which allowed the identification of six lithofacies associations related to a deep marine environment. Variations in the composition of the sedimentological framework and the spatial distribution of lithofacies associations permitted the recognition of four sectors, from west to east: Macaúbas River, Terra Branca, Baixadão, and Turmalina, which correspond to different portions of two grabens separated by a structural high. The analysis of lithofacies associations made it possible to group them into three sedimentary sequences associated with the different subsequent stages that reflect the progressive evolution of normal faults in this rift system, called beginning,

climax, and end of the rift. The early rift sequence records the first phase of basin sedimentation, characterized as the product of successive pulses of turbidity currents and low-resistance cohesive debris flows, driven by the initial tectonic activity of the rifting process. Its sedimentary record presents fine to medium granulometry at its base and tends to present coarse and poorly selected granulometry at its top. The rift climax sequence abruptly overlaps the initial sedimentation and is characterized as a product of high and moderate resistance cohesive debris flows and high-density turbidity currents in a system of underwater fans associated with fault scarps. Its sedimentary record presents coarse granulometry and low textural maturity. Finally, the rift termination sequence is characterized as the final phase of the evolution of the rift system and its transition to the passive margin stage of the Macaúbas Basin. Turbidity currents and pelagic processes generated its sedimentary record. Thus, in general, the Serra do Catuni and Chapada Acauã Inferior formations record the evolution of a marine rift basin whose sedimentary filling was initially generated by gravitational processes, turbidity currents, and debris flows triggered by tectonic activity, which are overlaid by thick distal marine sedimentation. In this way, the Serra do Catuni and Chapada Acauã Inferior formations are interpreted as lateral equivalents and correspond to the filling of grabens, proximal and distal, respectively.

**Keywords:** Macaúbas Group, Rift, Criogenian, Diamictite, Gravitational Flows.

## 5.1. INTRODUÇÃO

A Era Neoproterozóica (1000-539 Ma), foi palco de intensa atividade tectônica, abrangendo o rompimento do supercontinente Rodinia e a formação do supercontinente Gondwana (Hoffman 1991, Dalziel 1991, 1997; Torsvik 2003, Rino *et al.* 2008), e múltiplos eventos glaciais (Fairchild & Kennedy 2007). Contudo, a natureza destes eventos glaciais e de seus registros sedimentares, são alvo de debate e incertezas, como abordado pelos modelos *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998), *Slushball Earth* (Hyde *et al.* 2000), *High-tilt Earth* (Williams & Schmidt 2004) e *Zipper-Rift Earth* (Eyles & Januszczak 2004).

No sudeste do Brasil, um registro da história neoproterozoica está preservado no Grupo Macaúbas, que materializa a bacia precursora do orógeno Araçuaí (Fig.1.1A, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). O desenvolvimento desta bacia foi polifásico, compreendendo sucessivos estágios de rifteamento continental durante os períodos Toniano e Criogeniano, antes da instauração de uma margem passiva (Kuchenbecker *et al.* 2015, Souza *et al.* 2019, 2022; Castro *et al.* 2019, 2020; Amaral *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2021, Vilela *et al.* 2021).

O rifteamento Criogeniano (*ca.* 720-675 Ma, Kuchenbecker *et al.* 2015) é caracterizado por uma espessa e variável pilha sedimentar que contém os horizontes de diamictitos do Grupo Macaúbas, postulados como de origem glaciogênica e historicamente entendidos como camadas-guia para os estudos estratigráficos dentro da unidade (Hettich 1977, Karfunkel & Hope 1988).

As sequências rifte criogenianas possuem grande distribuição em área ao longo do orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, 2011a) e são consideradas como geneticamente relacionadas a Formação Jequitaiá (Uhlein *et al.* 1999, 2011; Martins-Neto *et al.* 2001, Uhlein & Uhlein 2022) que ocorre no domínio do cráton do São Francisco. Assim, devido a polaridade sedimentar destas unidades ser de oeste para leste (Noce *et al.* 1997), a Formação Jequitaiá agrega as fácies glácio-terrestres a glácio-marinhas rasas presentes no domínio cratônico (Hettich 1977, Uhlein *et al.* 1999, 2011; Martins-Neto *et al.* 2001), enquanto as formações Serra do Catuni, Chapada Acauã Inferior e Nova Aurora marcariam a transição para a deposição/retrabalhamento de diamictitos em bacias marinhas no domínio do orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Babinski *et al.* 2012, Kuchenbecker *et al.* 2015).

A região ao longo do paralelo 17°30' S e pelos meridianos 43°30'W e 43°00'W, área foco deste trabalho, é entendida como área-chave para os trabalhos de natureza tectono-estratigráfica do Grupo Macaúbas, pois é onde se encontra a maior completude de seu registro sedimentar, sendo ainda possível determinar uma parte significativa do arcabouço estratigráfico, além disto, grande parte das relações de contato entre as unidades pré-cambrianas estão preservadas, pois nele os sucessivos estágios de rifteamento do Grupo Macaúbas coexistem (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). No atual estado da arte, dois grabens de idade criogeniana são reconhecidos no setor central do Grupo Macaúbas, estando separados por um alto estrutural (Souza *et al.* 2017, 2022). O graben oeste margeia o cráton do São Francisco, coincidente com o lineamento/falha reversa da Serra do Catuni (Oliveira 1989, Uhlein 1991, Noce *et al.* 1997) e é registrado pela Formação Serra do Catuni, enquanto o graben leste (Noce *et al.* 1997, Martins-Neto *et al.* 2001, Castro *et al.* 2020) ocorre na margem oriental do platô da Chapada Acauã, sendo balizado pelo lineamento estrutural de Taiobeiras/Leme do Prado (Pedrosa-Soares 1995, Grossi-Sad *et al.* 1997b) e registrado pela Formação Chapada Acauã Inferior. O alto estrutural que separou estes dois grabens está posicionado na zona periclinal da anticlinal de Itacambira, sua configuração resultou da herança tectônica dos ciclos do Estateriano e do Toniano (Souza *et al.* 2017, 2019), e em grande parte é formado pela associação vulcano-sedimentar da Formação Planalto de Minas (Souza 2016, 2019; Souza *et al.* 2017, 2022), classificada como o registro do estágio de rifteamento do Toniano tardio do Grupo Macaúbas, desenvolvido numa antiga zona de transferência associada a formação da bacia Espinhaço. Por consequência, estes autores desvincularam toda a pilha vulcano-sedimentar que caracteriza a Formação Planalto de Minas do pacote de rochas glácio-relacionadas sobrejacente, atribuído a Formação Chapada Acauã Inferior.

Sob a ótica da análise estratigráfica de sequências rifte (*sensu* Ravnås & Steel 1998, Gawthorpe & Leeder 2000, Kuchle 2010, Miall 2016), o processo de rifteamento é constituída por distintos e sucessivos estágios evolutivos, que refletem a ação progressiva de falhas normais,

e tipicamente incluem os estágios de iniciação do rifte, de interação e ligação das falhas durante a fase de expansão, sendo finalizado por uma ou mais zonas de falhas contínuas relacionada(s) ao estágio de clímax de rifte (Cowie *et al.* 2000, McLeod *et al.* 2000, Gawthorpe & Leeder 2000). Na área de estudo, observa-se uma oportunidade ímpar de analisar a evolução tectono-sedimentar deste sistema de rifteamento através do levantamento de seções em escala de detalhe sobre unidades criogenianas do Grupo Macaúbas em seu setor central. Neste contexto, este trabalho objetivou: descrever em detalhe o arcabouço litoestratigráfico das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, com vistas a: i) reconhecer os processos e ambientes deposicionais envolvidos no preenchimento dos diferentes grabens; ii) analisar os controles tectônicos e/ou climáticos atuantes e iii) entender a relação integrada entre os processos tectônicos e sedimentares que levaram à formação das sequências rifte criogenianas na zona periclinal da anticlinal de Itacambira e no vale do rio Araçuaí.

## 5.2.CONTEXTO GEOLÓGICO

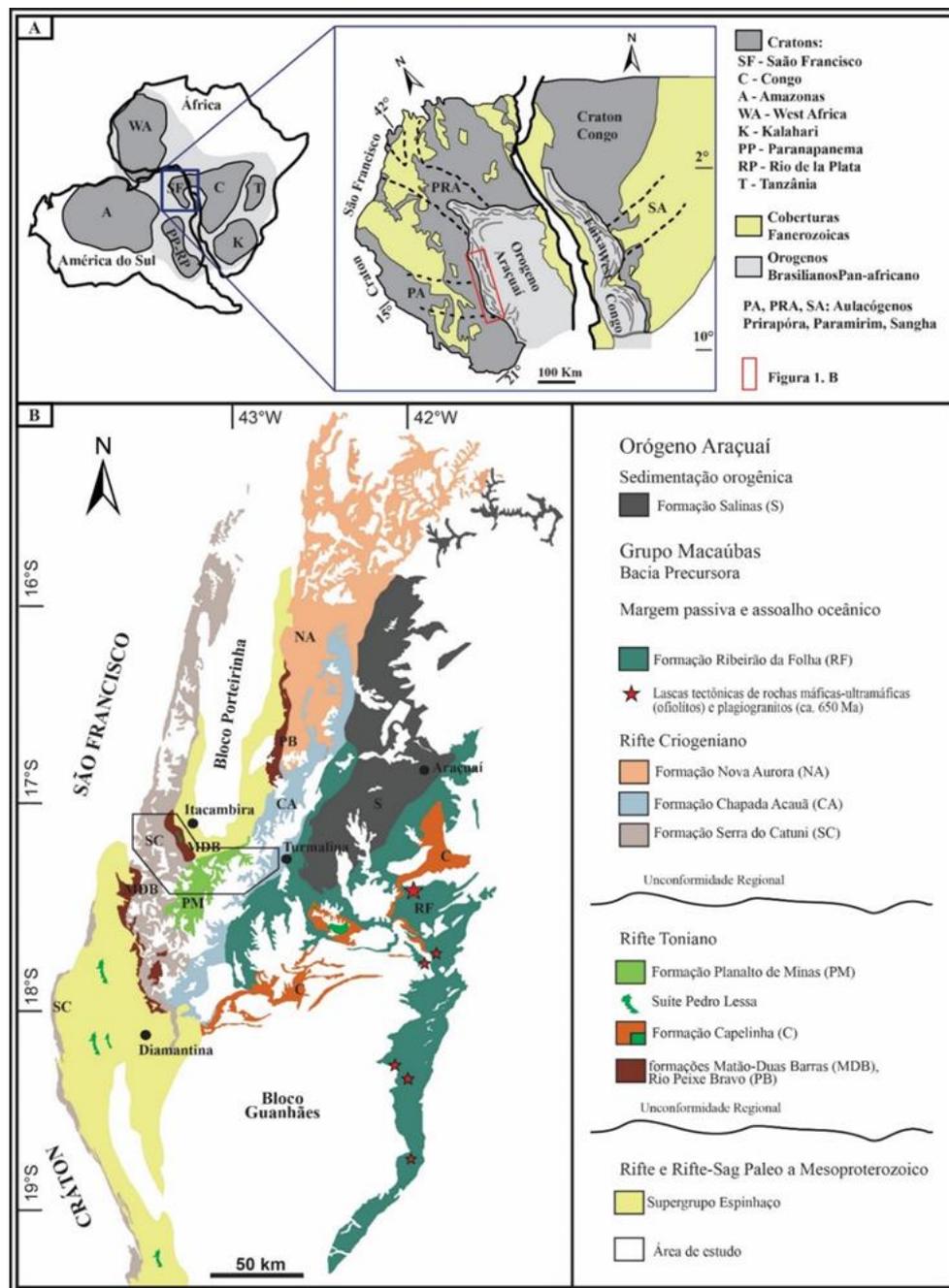
Os crátons São Francisco e Congo, atualmente localizados no sudeste do Brasil e na região centro-oeste da África (Fig. 5.1A, Almeida 1977, Trompette 1994) consistem em blocos arqueanos que foram amalgamados e estabilizados durante a orogenia riaciana-orosiriana (Degler *et al.* 2018, Barbosa & Sabaté 2002, 2004), e a plataforma continental resultante tornou-se o palco de pelo menos seis eventos tafrogênicos do Estateriano até o Criogeniano (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

Estas bacias proterozóicas foram invertidas e metamorfizadas durante a orogenia neoproterozoica-cambriana inferior (Alkmim *et al.* 2017), no contexto da amalgamação do paleocontinente Gondwana (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Alkmim *et al.* 2006). A região do estudo está localizada a leste do Cráton do São Francisco, no domínio externo do orógeno Araçuaí no Brasil, situada em partes no cinturão da Serra do Espinhaço e na zona de cisalhamento da Chapada Acauã (Alkmim *et al.* 2006).

No orógeno Araçuaí, esses eventos tafrogênicos são registrados pelas unidades estaterianas e mesoproterozoicas compostas por rochas vulcânicas e sedimentares do sistema rifte-sag Espinhaço e granitos anorogênicos estaterianos (Chemale *et al.* 2012, Guadagnin *et al.* 2015, Costa *et al.* 2018, Magalhães *et al.* 2018) e pelos eventos extensionais tonianos e criogenianos que formaram o sistema de bacinal precursor do orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

O sistema de Bacinal precursor do orógeno Araçuaí, é registrado pelo Grupo Macaúbas, de idade neoproterozoica (Fig. 5.1B e 5.2, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). Este sistema bacinal compreende pelo menos três estágios evolutivos, parcialmente associados a episódios distintos de

magmatismo anorogênico, e que são separados por expressivas inconformidades regionais (Martins *et al.* 2008, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011, Babinski *et al.* 2012, Kuchenbecker *et al.* 2015, Alkmim *et al.* 2017, Castro *et al.* 2019, Souza *et al.* 2019, 2022).



**Figura 5.1:** A) Localização e contexto dos crátons São Francisco e Congo em Gondwana Ocidental. Modificado de Alkmim *et al.* (2006). B) Mapa geológico mostrando a distribuição do Grupo Macaúbas no Orógeno Araçuaí, no Brasil. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2011a).

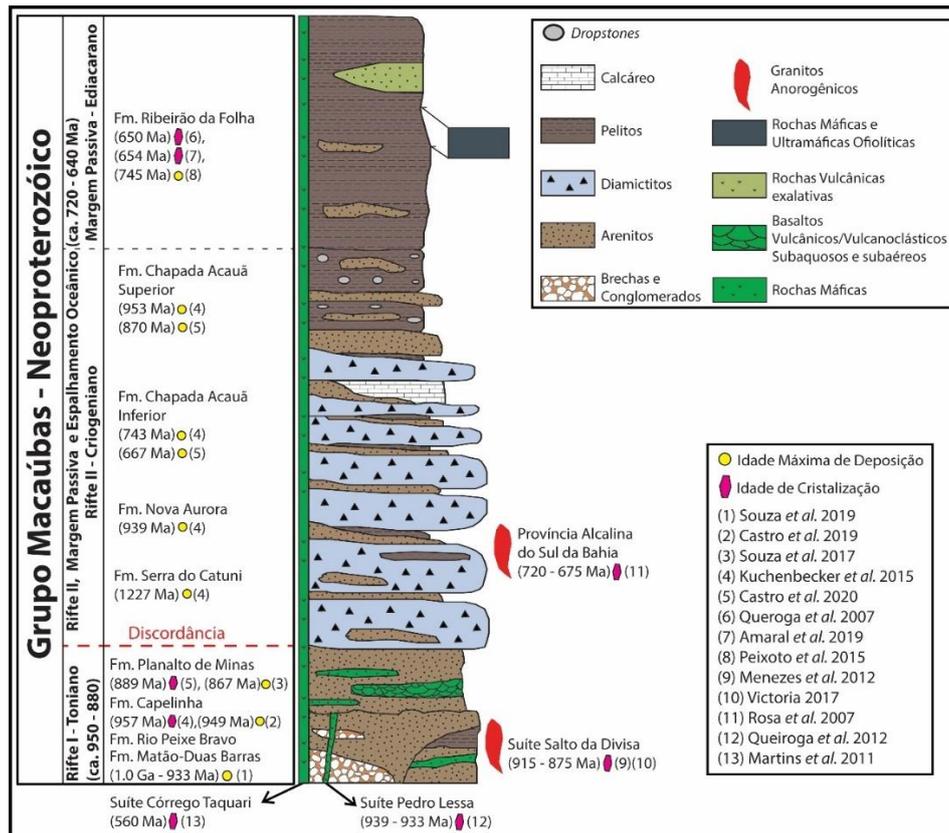
A sequência rifte toniana do Grupo Macaúbas (*ca.* 1000 - 860 Ma) (Fig. 5.1B e 5.2) marca a primeira tentativa de quebra crustal e é registrada por intrusões de diques máficos da Suíte Pedro Lessa entre 905 e 930 Ma (Machado *et al.* 1989, Queiroga *et al.* 2012, Souza 2016), e pela granitogênese anorogênica da Suíte Salto da Divisa, datada de 875 Ma (Machado *et al.* 1989,

Silva *et al.* 2008, Menezes *et al.* 2012, Victoria 2017). A sedimentação deste estágio é registrada pelas sequências clásticas continentais que compõem as formações Matão-Duas Barras e Rio Peixe Bravo (Noce *et al.* 2007, Martins *et al.* 2008, Souza *et al.* 2019), e pelas sequências vulcano-sedimentares das formações Capelinha e Planalto de Minas (Castro *et al.* 2019, Souza *et al.* 2022).

A sequência rifte Criogeniana do Grupo Macaúbas (*ca.* 725 - 670 Ma) (Fig. 5.1B e 5.2) (Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Kuchenbecker *et al.* 2015, Castro *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2021, Vilela *et al.* 2021) é registrado pelas formações Serra do Catuni, Chapada Acauã Inferior (focos deste estudo) e Nova Aurora. O rifte crigeniano evoluiu para os estágios margem passiva e oceânico da Bacia Macaúbas, registrados pelas formações Chapada Acauã Superior e Ribeirão da folha (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2011; Queiroga *et al.* 2007, Kuchenbecker *et al.* 2015, Peixoto *et al.* 2015, Amaral *et al.* 2020, Castro *et al.* 2020). A base desta sequência é marcada por uma discordância regional que a separa de unidades mais antigas, sequência rifte Toniana do Grupo Macaúbas, sucessão mesoproterozoica do Supergrupo Espinhaço e embasamento Arqueano-Paleoproterozóico (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Babinski *et al.* 2012, Kuchenbecker *et al.* 2015). A Formação Serra do Catuni é formada por pacotes maciços de diamictito de com intercalações subordinadas de arenitos e pelitos (Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Oliveira *et al.* 2021). Apresenta características glaciais como seixos pingados ‘*dropstones*’, clastos estriados e em forma de ferro de passar ‘*flat-iron-shaped*’ (Karfunkel & Hoppe 1988, Grossi-Sad *et al.* 1997b, Noce *et al.* 1997, Martins 2006). A Formação Chapada Acauã Inferior é formada por diamictito laminado, arenitos e pelitos, compondo uma sucessão cíclica de fluxos de detritos e turbiditos arenosos a lamoso (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Uhlein *et al.* 1999, 2007; Martins 2006, Castro *et al.* 2020).

O arcabouço sedimentar destas formações sugere a evoluções geneticamente ligada a sedimentação da Formação Jequitaí (Uhlein & Uhlein 2022), e apesar de terem sido interpretadas como produto de uma sedimentação glacio-marinha (Karfunkel & Hope 1988, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2011a; Noce *et al.* 1997, Martins 2006, Babinski *et al.* 2012, Alkmim *et al.* 2017), atualmente são entendidas como produto de fluxos de massa subaquosos gerados por atividade tectônica em margens instáveis, que retrabalham sedimentos de origem glaciogênica (Uhlein *et al.* 1999, Castro *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2021, Uhlein & Uhlein 2022).

A Formação Nova Aurora consiste predominantemente em diamictitos e turbiditos e importantes intercalações de formações ferríferas diamictíticas e raros metapelitos (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Viveiros *et al.* 1978; Uhlein *et al.* 1999; Vilela *et al.* 2014, 2021), que representam sedimentação glaciomarinha distal de alta energia, gerada por fluxos de detritos e correntes de turbidez (Vilela *et al.* 2021).



**Figura 5.2:** Coluna estratigráfica e dados de geocronologia do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares & Alkmim (2011).

O topo da sequência rifte Criogeniana é marcada pela transição para a sequência margem passiva e oceânica do Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Babinski *et al.* 2012, Kuchenbecker *et al.* 2015, Castro *et al.* 2020, Amaral *et al.* 2020) registrada pela formação Chapada Acauã Superior, formada por uma sucessão de depósitos de platformais e turbiditos proximais, e pela Formação Ribeirão da Folha, formada por turbiditos distais, pelitos pelágicos e sedimentos químico-exalativos, com lascas tectônicas de rochas máfico-ultramáficas e plagiogranitos com assinaturas litoquímicas e isotópicas típicas de magmas de assoalho oceânico (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2011; Queiroga *et al.* 2007, Kuchenbecker *et al.* 2015, Peixoto *et al.* 2015, Amaral *et al.* 2020, Castro *et al.* 2020). E/ou é sobreposta pela Formação Salinas, que representa uma bacia orogênica do Ediacarano tardio preenchida por uma espessa sucessão turbidítica areno-pelítica com lentes ortoconglomerados, e separada das sequências do Grupo Macaúbas por uma discordância regional (Lima *et al.* 2002, Santos *et al.* 2009, Peixoto *et al.* 2015, Domingues da Costa *et al.* 2018, Deluca *et al.* 2019).

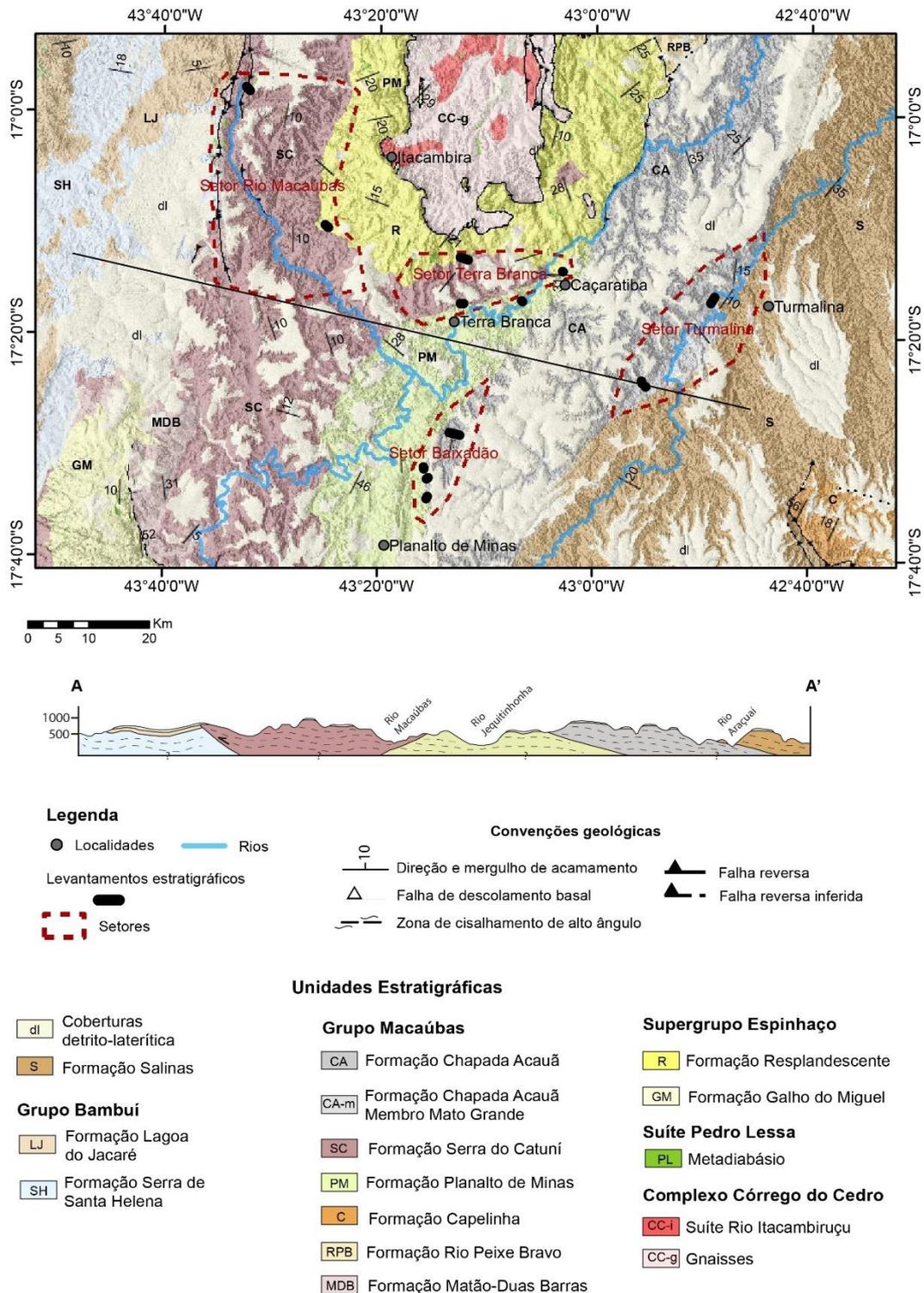
A área de estudo (Fig. 5.1B e 5.3) está localizada na porção ocidental do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008), entre as serras do Espinhaço Setentrional e Meridional, Setor central do Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a), onde a sequência rifte Criogeniana, formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, afloram em uma vasta extensão territorial

(Grossi-Sad *et al.* 1997b). Ao longo da porção central da área de estudo, a sequência rifte Criogeniana sobrepõe as formações Resplandecente (Karfunkel & Karfunkel 1975, 1977; Martins 2006, Leite 2013), Matão-Duas Barras (Souza *et al.* 2019) e Planalto de Minas (Souza *et al.* 2017, 2022). No extremo oeste da área a sequência criogeniana está empurrada sobre a cobertura do Cráton São Francisco, Grupo Bambuí, (Oliveira 1989) e a leste é sobreposta pela Formação Salinas (Lima *et al.* 2002, Santos *et al.* 2009, Peixoto *et al.* 2015, Domingues da Costa *et al.* 2018, Deluca *et al.* 2019, Castro *et al.* 2020).

### 5.3.METODOLOGIA

A disposição espacial das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior e do alto estrutural que os separa, levou a segmentação da área de estudo em quatro setores. A área de ocorrência da Fm. Serra do Catuni, comporta dois setores: o setor Rio Macaúbas, que corresponde a porção mais ocidental da área de estudo (Fig. 5.3), e o setor Terra Branca, localizado na porção central da área de estudo, correspondendo a uma estreita faixa de orientação leste-oeste (Fig. 5.3). A área de ocorrência da Fm. Chapada Acauã Inferior, é composta os setores Baixadão e Turmalina. O primeiro localizado na região próxima ao distrito de Planalto de Minas, na parte sul da área de estudo (Fig. 5.3), ao passo que o segundo posiciona-se na porção oriental da área, no vale do rio Araçuai próximo a cidade de Turmalina (Fig. 5.3).

Ao longo destes quatro setores foram realizados levantamentos estratigráficos e sedimentológicos de detalhe, realizados em escala 1:100, em áreas chave previamente definidas, acessíveis e com um bom grau de exposição dos pacotes rochosos a serem levantados (Fig. 5.3), utilizando-se o método tradicional de visadas com uso de “vara de Jacob” (clinômetro, bússola, gps e trena métrica). Apesar da do metamorfismo, deformação e ação intempérica, foi possível identificar uma vasta variação faciológica, apesar da superposição da trama tectônica sobre a textura sedimentar das litofácies finas. Assim, foram levantadas 13 colunas estratigráficas (Fig. 5.4) que totalizaram 3.303,5 metros de espessura acumulada. Estes levantamentos tiveram como objetivo reconhecer e definir as fácies sedimentares para uma posterior análise sedimentológica/estratigráfica e identificação das associações de fácies requeridas para reconstruções paleoambientais (*sensu* Miall 2000, 2016).



**Figura 5.3:** Mapa geológico da região abordada por este trabalho. Modificado de Grossi-Sad *et al.* (1997b), Chaves & Andrade (2011) e Chaves & Andrade (2009), com a localização dos levantamentos realizados.

No setor Rio Macaúbas foram levantadas 2 colunas estratigráficas, coluna 1 – Pau D’óleo e coluna 2 - Itacambira, que totalizam 769,5 metros de espessura levantada. A coluna 1, está localizada no limite oeste deste setor, onde as rochas que compõem o pacote criogeniano estão

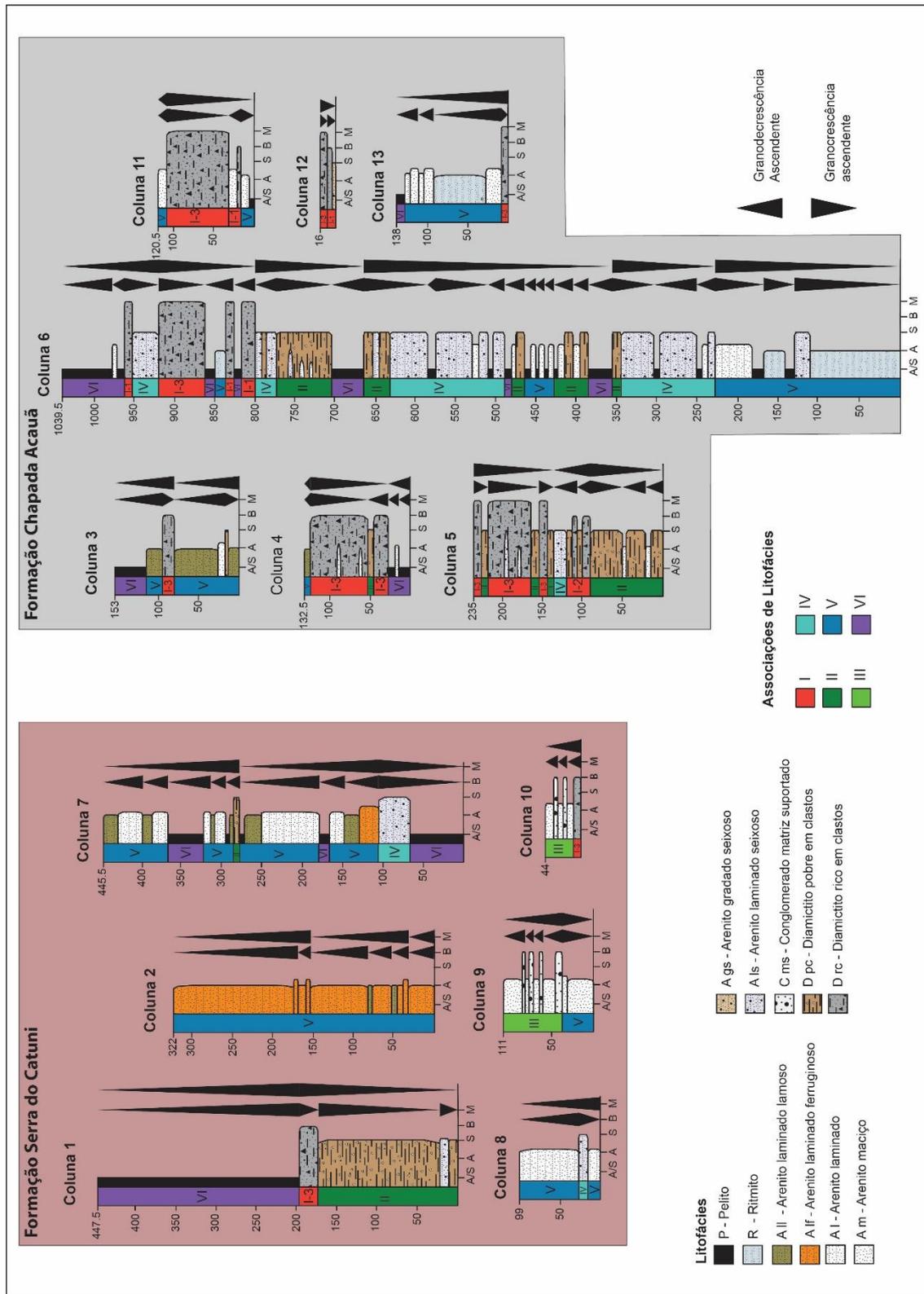
empurradas sobre rochas da Formação Serra de Santa Helena, em decorrência do desenvolvimento do sistema de falhas da borda oeste da serra do Catuni (Oliveira 1989). A coluna 2, localizada no limite leste deste setor, tem como base a Formação Matão-Duas Barras. No setor Terra Branca foram levantadas 4 colunas estratigráficas, coluna 7 - Machados, coluna 8 - Terra Branca, coluna 9 - Caçaratiba II e coluna 10 – Caçaratiba I, que totalizam 699,5 metros de espessura levantada. O pacote de rochas criogenianas neste setor tem como embasamento diferentes formações, as colunas 7 e 9 tem como base a Formação Matão-Duas Barras, a coluna 8 tem como base a Formação Planalto de Minas e a coluna 10 tem como base a Formação Resplandecente. No setor Baixadão foram levantadas 4 colunas estratigráficas, coluna 3 – Baixadão II, coluna 4 - Carvoeiro, coluna 5 - Baixadão I e coluna 6 - Tibinha, que totalizam 1560 metros de espessura levantada. As rochas que compõem o pacote de rochas criogenianas neste setor tem como embasamento a Formação Planalto de Minas. E por fim, no setor Turmalina, foram levantadas 3 colunas estratigráficas, coluna 11 – Mercadinho I, coluna 12 – Mercadinho II e coluna 13 - Turmalina, que totalizam 274,5 metros de espessura levantada. Neste setor as colunas não possuem um Datum estratigráfico, uma vez que as unidades mais antigas não são aflorantes neste setor.

#### **5.4. ARCABOUÇO SEDIMENTOLÓGICO**

Apesar de haver a distinção entre as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã, estas são semelhantes enquanto a seu arcabouço de litofaciológico e em termos de processos sedimentares. Desta forma, a partir dos levantamentos de campo, foram reconhecidas 14 litofácies apresentadas nas tabelas 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4, e nas figuras 5.5, 5.6, 5.8 e 5.9. Estas litofácies foram descritas de acordo com a nomenclatura de fácies sedimentares (Eyles *et al.* 1985) e discutidas em termos de processos e ambientes deposicionais (Mutti *et al.* 2003, Talling *et al.* 2012a).

##### **5.4.1. ASSOCIAÇÕES DE LITOFÁCIES**

A partir da análise das propriedades físicas das litofácies, de seu empilhamento e relação de contato, foram discriminadas seis associações de litofácies, baseadas na identificação do processo sedimentar predominante. Algumas destas associações ocorrem ao longo de todos os setores e algumas possuem caráter local. A seguir são descritas cada uma destas associações de litofácies, e sua distribuição espacial é descrita e discutida no tópico 5.5.



**Figura 5.4:** Colunas estratigráficas de detalhe levantadas sobre as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, com interpretação das associações de litofácies. Localização das colunas estratigráficas (1-13) é mostrada na figura 5.3.

**Tabela 5.1:** Litofácies diamictíticas das geradas por fluxos de detritos, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo.

Fácies	Código	Descrição	Interpretação	Classificação: Mutti <i>et al.</i> (2003) /Talling <i>et al.</i> (2012a)
Diamictito rico em clastos	Drc	Ocorre na forma de espeças camadas (1 m a > 10 m). A rocha é sustentada por uma matriz xistosa com teor varival de quartzo, com clastos (10 – 20%) que variam do tamanho seixo a matacão, arredondados a subarredondados, distribuídos caoticamente pela matriz. Os clastos são compostos por quartzo, quartzito, granito, gnaiss e pelito (Fig. 5.5A), local-mente são majoritariamente for-mados por fragmentos de rocha granítica (Fig. 5.5B).	Produto da sedimentação por fluxos de detritos subaquosos coesivos em águas relativamente profundas durante um período de atividade tectônica (Walker 1984, Nemeč & Steel 1984, Talling <i>et al.</i> 2012a). Classificada como fácies DM-2 de Talling <i>et al.</i> (2012a), que podem ser gerados por fluxos coesivos de resistência alta e moderada.	F1 / Dm-2
Diamictito pobre em clastos	Dpc	Ocorre na forma de espeças camadas (1 m a > 10 m). A rocha é formada por uma matriz é xistosa, com clastos (5 – 10%) de tamanho grânulo e seixo, esparsos e distribuídos caoticamente pela matriz, os clastos são compostos por fragmentos de quartzo e quartzito (Fig. 5.5C) e localmente por fragmentos de rocha carbonática (Fig. 5.5D).	Produto da sedimentação de uma série de fluxos de detritos subaquáticos (Nemeč & Steel 1984, Allen <i>et al.</i> 2004). Classificada como fácies DM-1 de Talling <i>et al.</i> (2012a), que é gerada por fluxos coesivos de baixa resistência.	F1 / Dm-1

#### 5.4.1.1. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES I

A associação de litofácies I é caracterizada pela ocorrência de camadas de diamictito rico em clastos, classificada como fácies DM-2, segundo a classificação proposta por Talling *et al.* (2012a), depositadas por fluxos coesivos de resistência alta e/ou moderada. Associado a esta litofácies, podem ser encontradas diversas outras litofácies, relacionadas a transformação do fluxo de detritos coesivo de resistência alta e moderada em fluxos de detritos coesivos de baixa resistência e/ou em correntes de turbidez de alta e baixa densidade e fluxos de lama, sendo elas: diamictito pobre em clastos, conglomerado matriz suportado, arenito laminado seixoso, arenito maciço seixoso, arenito gradado seixoso, arenito laminado com clastos de pelito, arenito laminado, arenito maciço, ritmito e pelito.

Esta associação de litofácies foi observada nas colunas 1, 3, 4, 5, 6, 10, 11, 12 e 13 (Fig.5.4), e diferenciada em três variações, baseadas na interpretação do grau de coesão do fluxo que depositou os diamictitos ricos em clastos. Segundo Talling *et al.* (2012a) fluxos de detritos coesivos de alta resistência tendem a produzir camadas de diamictitos ricos em clastos relativamente espessas (> 10 m a até várias dezenas de metros), e os fluxos de detritos de resistência moderada tendem a produzir camadas mais finas (< 2 m) e possuem maior propensão

à mistura, diluição e geração de fácies turbidíticas em associação à fácies de fluxo de detritos e que podem sobrepor os diamictitos.

**Tabela 5.2:** Litofácies areno-cascalhosas geradas por correntes de turbidez de alta densidade, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo.

Fácies	Código	Descrição	Interpretação	Classificação: Mutti <i>et al.</i> (2003) /Talling <i>et al.</i> (2012a)
Conglomerado matriz suportado	Cms	Camadas de com espessura entre 1 e 3 m. Possui coloração cinza, esbranquiçada. É constituída por matriz arenosa, pura, maciça e de granulometria que varia de fina a grossa, com clastos (< 10%) de quartzo e quartzito, que variam de tamanho seixo a bloco, subarredondados, distribuídos caoticamente pela matriz (Fig. 5.6A).	Produto da sedimentação de fluxos de detritos pouco coesivos, ou fluxos densos de areia (Talling <i>et al.</i> 2012a, 2012b), ou resultado da rápida sedimentação por suspensão-tração, gerados por correntes de turbidez de alta densidade (Lowe 1982, Walker 1984, Pickering <i>et al.</i> 1986, Allen <i>et al.</i> 2004, Le Heron 2015).	F2 / Dcs
Arenito laminado seixoso	Als	Camadas de espessura métrica, variando de 1m a > 10m, possui coloração esbranquiçada. É composto por areia de granulometria média a grossa, formada essencialmente por quartzo, possui textura fortemente laminada, plano paralela, com grânulos seixos, compostos por quartzo, distribuídos caoticamente (Fig. 5.6B).	Produto da sedimentação gerada por correntes de turbidez de alta densidade (Lowe 1982, Pickering <i>et al.</i> 1986, Sumner <i>et al.</i> 2009, Talling <i>et al.</i> 2012a, 2012b), em que as finas laminações planas são produto da sedimentação por tapetes de tração sob fluxos de maior densidade (Lowe 1982, Talling <i>et al.</i> 2012a)	F4 / Tb-2
Arenito maciço seixoso	Ams	Camada de espessura métrica, < 5m, formada por areia maciça, composta por quartzo, de granulometria média a grossa, e possui grânulos e seixos de quartzo distribuídos caoticamente em meio a massa de areia (Fig. 5.6C).	Produto da sedimentação de correntes de turbidez de alta densidade através da rápida precipitação de sedimentos (Kuenen 1966, Middleton & Hampton 1973, Lowe 1982, Kneller & Branney 1995, Talling <i>et al.</i> 2012a).	F5 / Ta
Arenito gradado seixoso	Ags	Camadas de pequena espessura, < 50 cm, de coloração cinza escura, formada por areia de granulometria média a grossa, com grânulos, apresentando gradação normal, em que os grânulos e a areia grossa da matriz têm uma maior concentração na base da camada (Fig. 5.6E).	Produto da sedimentação de correntes de turbidez de alta densidade, devido a rápida precipitação de sedimentos, em que a deposição de camadas gradadas sugere deposição de fluxos em desaceleração (Bouma 1962, Kneller 1995). A gradação total ou parcial da camada é formada quando as taxas de	F5 / Ta

			escape de fluido não conseguem acompanhar a rápida deposição de sedimentos (Lowe 1982).	
Arenito laminado com clastos de pelito	Alcp	Camadas de pequena espessura, < 20 cm, de coloração cinza escura, constituída por uma matriz areia, pura, bem selecionada de granulometria média, possui textura fortemente laminada com clastos de pelito, de tamanho tipicamente < 3 cm arredondados e distribuídos caoticamente (Fig. 5.6F).	Produto de tapetes de tração produzidos por correntes de turbidez erosivas de alta densidade (Lowe 1982, Pickering <i>et al.</i> 1986, Sumner <i>et al.</i> 2009, Talling <i>et al.</i> 2012a, 2012c). interpretado como a sedimentação em porções distais das bacias, onde parecem estar relacionados com a erosão progressiva que ocorre a montante (Mutti <i>et al.</i> 1978, Van Vliet 1978, Ricci Lucchi & Valmori 1980, Zeng <i>et al.</i> 1991, Muzzi-Magalhães & Tinterri 2010). Que devido ao arrasto de material fino, provavelmente perderam a turbulência e agiram como fluxos laminares ou semi-laminares, mas não evoluíram para camadas de fluxos híbridos ( <i>sensu</i> Haughton <i>et al.</i> 2003).	F4 / Tb-2

As variações I-1 e I-2 são caracterizadas por camadas de diamictito rico em clastos com espessura < 3 m, interpretadas como produto de fluxos de detritos coesivos de resistência moderada que se transformam em fluxos de detritos coesivos de baixa resistência e/ou correntes de turbidez de alta densidade. A ocorrência de camadas interestratificadas de fácies de fluxo de detritos, diamictos, e fácies turbidíticas sugerem que os sedimentos foram segregados dos fluxos de detritos pelo processo de transformação do fluxo, uma vez que fluxos de detritos de resistência moderada são mais propensos à mistura, diluição e geração de fácies turbidíticas em associação à fácies de fluxo de detritos, esta propensão a transformação do fluxo, produz fluxos de detritos e correntes de turbidez cogenéticos (Sohn 2000, Haughton *et al.* 2003, Amy & Talling 2006, Talling *et al.* 2004, 2012a). A variação I-1 é composta pela intercalação de camadas de diamictito rico em clastos com arenito laminado seixoso, em que a sedimentação da variação I-1 é interpretada como produto de fluxos de detritos coesivos de resistência moderada que se transformam em correntes de turbidez de alta e baixa densidade. A variação I-2 é composta pela intercalação de camadas de diamictito rico em clastos com camadas de diamictito pobre em clastos, onde associado as camadas de diamictito pobre em clastos há a ocorrência subordinada de camadas muito finas de arenito laminado seixoso e pelito laminado. A sedimentação da variação I-2 (Fig. 5.8A e 5.8C) é interpretada como produto da intercalação de pulsos fluxos de

detritos coesivos de resistência moderada e de fluxos de detritos coesivos de baixa resistência que se transformam em e correntes de turbidez de alta densidade.

A variação I-3 é caracterizada por espessas camadas, podendo chegar dezenas de metros de espessura, de diamictito rico em clastos, com a ocorrência subordinada de finas camadas de diamictito pobre em clastos, arenito laminado seixoso, arenito maciço e pelito laminado. A sedimentação da variação I-3 é interpretada como produto de fluxos de detritos coesivos de alta resistência com a ocorrência subordinada de fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de lama densa. A presença de litofácies diamictito pobre em clastos, arenito laminado seixoso, arenito maciço e pelito laminado são interpretados como produto da transformação do um fluxo de detritos coesivos de alta resistência em fluxo de detritos coesivos de baixa resistência e/ou correntes de turbidez de alta densidade.



**Figura 5.5:** Fotografias das litofácies de diamictíticas. A) diamictito rico em clastos; B) diamictito rico em clastos, setor Baixadão; C) diamictito pobre em clastos, clastos compostos por quartzo; D) Diamictito pobre em clastos, clastos rocha carbonática.

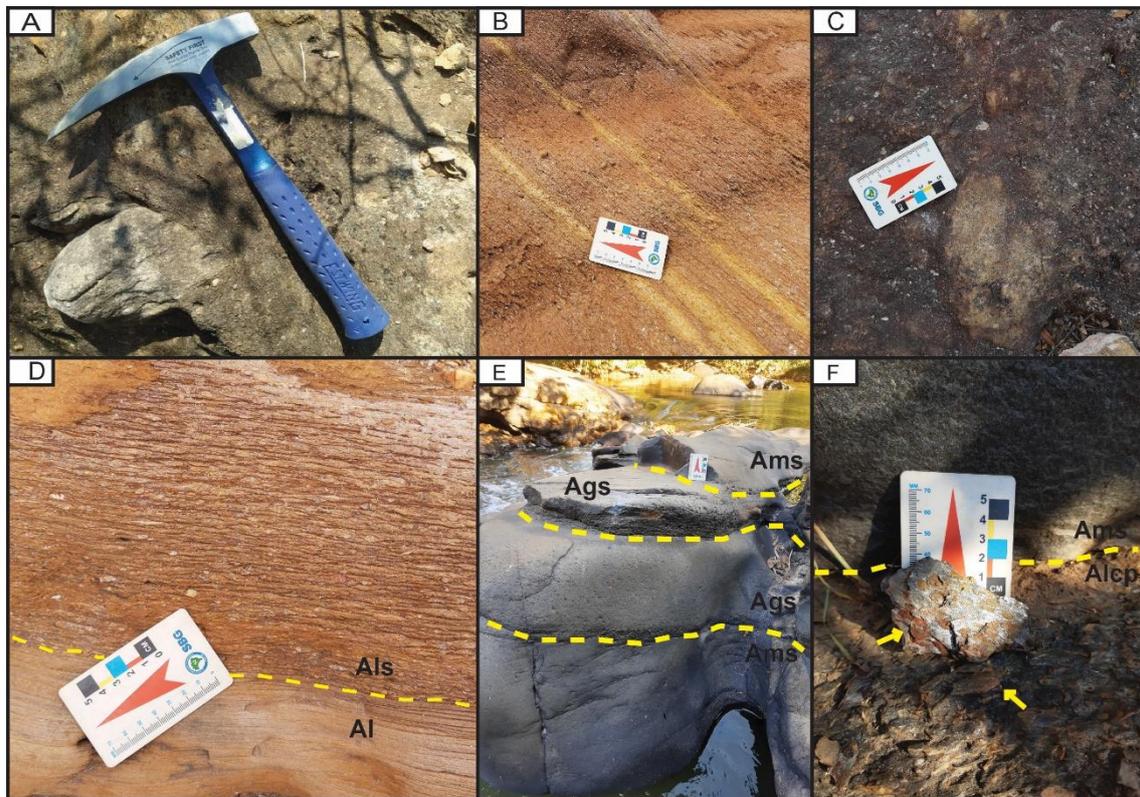
#### 5.4.1.2. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES II

A associação de litofácies II, caracterizada pela ocorrência de camadas de diamictito pobre em clastos com intercalação de diversas litofácies, sendo elas: arenito laminado seixoso, arenito laminado, arenito maciço, ritmito e pelito laminado, é interpretada como produtos de

fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, que devido a perda de energia se transformaram em fluxos em correntes de turbidez de alta e baixa densidade e/ou fluxos de lama densa. Esta associação foi observada nas colunas 1, 4, 5, 6 e 7 (Fig.5.4).

### 5.4.1.3.ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES III

A associação de litofácies III é formada por espessas camadas de arenito maciço com intercalação de camadas menos espessas de conglomerado matriz suportado. Sua sedimentação é interpretada como produto de correntes de turbidez de alta densidade com ocorrência subordinada de fluxos de detritos pouco coesivos. Esta associação foi observada nas colunas 9 e 10 (Fig. 5.4).



**Figura 5.6:** Fotografias das litofácies areno-cascalhosas. A) conglomerado matriz suportado; B) arenito laminado seixoso; C) arenito maciço seixoso; D) contato abrupto entre arenito laminado e arenito laminado seixoso; E) intercalação de arenito maciço seixos e arenito gradado seixoso; F) arenito laminado com clastos de lama.

### 5.4.1.4.ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES IV

A associação de litofácies IV (Fig. 5.6D e 5.9B) é caracterizada pela ocorrência de camadas de arenito laminado seixoso e/ou arenito maciço seixoso, intercalados com diversas litofácies, sendo elas: arenito laminado, arenito laminado ferruginoso, arenito laminado lamoso, ritmito e pelito laminado. Sua sedimentação é interpretada como produto de correntes de turbidez da alta densidade, que eram capazes de carregar partículas de tamanho cascalho, que devido a perda de energia se transformaram em correntes de turbidez de alta densidade, mas que não eram

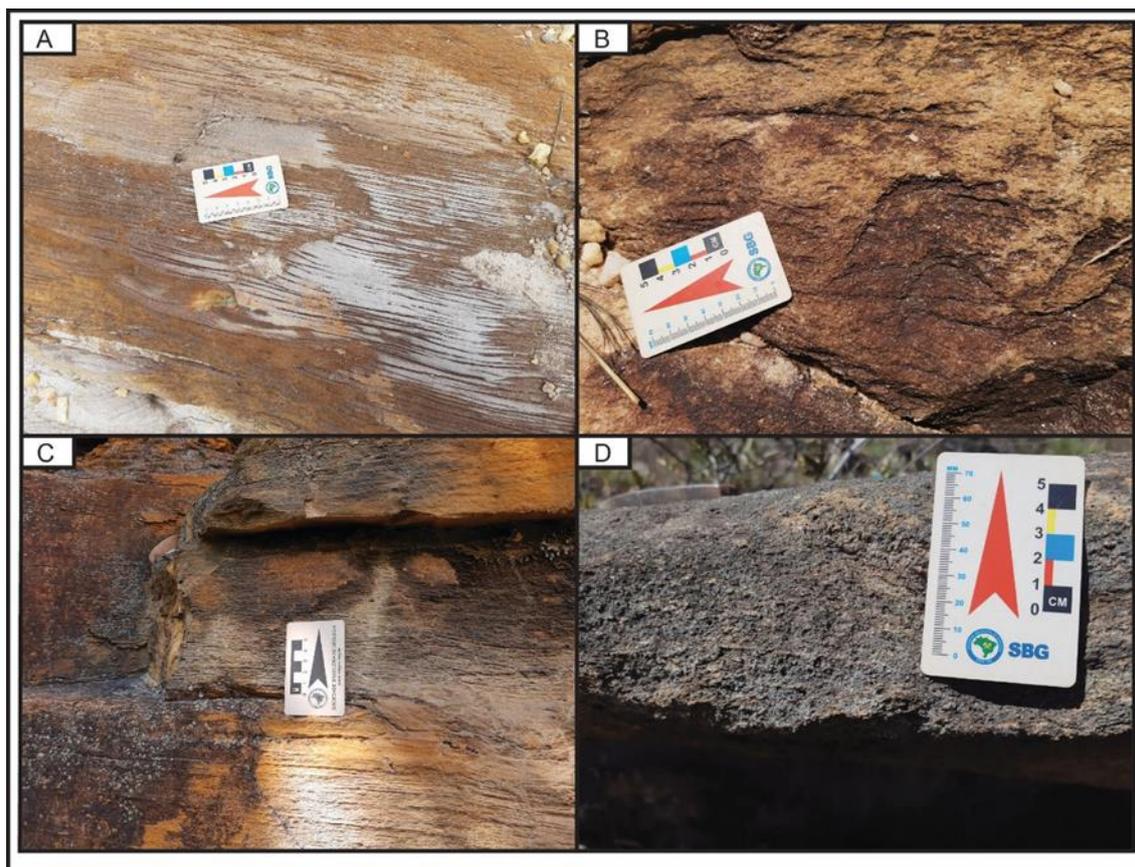
capazes de carregar partículas de tamanho cascalho, correntes de turbidez de baixa densidade e fluxos de lama densa. Esta associação de litofácies foi observada nas colunas 5, 6, 7 e 8 (Fig.5.4).

**Tabela 5.3:** Litofácies arenosas geradas por correntes de turbidez de alta densidade, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo.

Fácies	Código	Descrição	Interpretação	Classificação: Mutti <i>et al.</i> (2003) /Talling <i>et al.</i> (2012a)
Arenito laminado	Al	Camadas com espessura de 50 cm a > 30 m, de coloração esbranquiçada, é formada por areia, composta por quartzo, de granulometria fina a média, localmente gros-sa. Apresenta estratifi-cação plano paralela, finamente laminada (Fig. 5.7A).	Produto da sedimentação de correntes de turbidez de alta densidade com taxas de desaceleração relativamente baixas, devido a sedimentação de material em suspensão próximo ao leito (Mutti <i>et al.</i> 2003). Contudo, laminações plano paralelas podem ser depositadas por fluxos diluídos no regime de leito plano de estágio superior (Allen 1982, Southard 1991). Desta forma, esta litofácies pode ser produto da transição de correntes de turbidez de alta para baixa densidade.	F7 / Tb-1
Arenito maciço	Am	Camadas com espessura de 50 cm a > 20 m, de coloração esbranquiçada, formada por areia, composta por quartzo, de granulometria fina a média, com textura maciça (Fig. 5.7B).	Produto da sedimentação de correntes de turbidez de alta densidade, em que a sedimen-tação é atribuída à rápida preci-pitação de sedimentos, de modo que o sedimento não tem tempo suficiente para ser retrabalhado por tração no leito e, portanto, não são produzidas laminações planares ou cruzadas (Kuenen 1966, Middleton & Hampton 1973), e ocorre progressiva-mente, camada a camada, devido à deposição de uma camada fina próxima ao leito (Lowe 1982, Kneller & Branney 1995, Talling <i>et al.</i> 2012a).	F8 / Ta
Arenito laminado ferruginoso	Alf	Camadas espessas, > 20 m podendo formar pacotes com centenas de metros de espessura, de coloração branca acinzentada, composto majoritariamente por quartzo e minoritariamente por oxido de ferro (em torno de 5%), a granulometria é essencialmente areia fina, mas localmente pode variar de fina (Fig. 5.7C) a grossa (Fig. 5.7D). Apresentando textura laminada, plano paralela.	Produto da sedimentação de correntes de turbidez de alta densidade com taxas de desaceleração relativamente baixas, devido a sedimentação de material em suspensão próximo ao leito (Mutti <i>et al.</i> 2003), semelhante ao processo que gerou a litofácies Al, com a diferença que possui ferro na sua composição.	F7 / Tb-1

**Tabela 5.4:** Litofácies areno-pelíticas geradas por correntes de turbidez de baixa densidade e processos pelágicos, das formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, descritas em campo.

Fácies	Código	Descrição	Interpretação	Classificação: Mutti <i>et al.</i> (2003) /Talling <i>et al.</i> (2012a)
Arenito laminado lamoso	All	Camadas de espessura que varia de poucos centímetros a vários metros de espessura, podendo gerar pacotes de espessura > 15 m. Sua coloração marrom claro amarelada, possui granulometria fina, formada majoritariamente por quartzo na fração areia fina e com teor variado de minerais metapelíticos, possui textura laminada plano paralela (Fig. 5.8A).	Produto de correntes de turbidez de baixa densidade (Walker 1984, Pickering <i>et al.</i> 1986, Sumner <i>et al.</i> 2009, Talling <i>et al.</i> 2012a, 2012b), ou depositados por fluxo de grãos produzidos por correntes diluídas minguentes, quando o retrabalhamento da carga de fundo é de duração muito curta para formar ondulações ou dunas (Lowe 1988).	F9 / Td
Ritmito/ Siltito	R	Camadas espessas, com vários metros de espessura, > 15 m, de coloração cinza arroxeadado a cinza escuro, formada pela intercalação de lâminas de milimétricas de metapelito e lâminas de areia quartzosa de granulometria fina (Fig. 5.8B e 5.8H).	Produto de correntes de turbidez de baixa densidade (Bouma 1962, Mutti <i>et al.</i> 2003, Talling <i>et al.</i> 2012a). A deposição desta litofácies está associada a um processo de tração mais precipitação bem desenvolvido, registrando os estágios depletivo e minguento de um fluxo turbulento (Mutti <i>et al.</i> 2003).	F9 / Td
Pelito turbidítico	Pt	Camadas de pequena espessura, < 2 m, compostas por metapelitos xistosos de coloração bege alaranjada (Fig. 5.8F). Ocorre intercalada às litofácies geradas por correntes de turbidez.	Produto de correntes de turbidez de baixa densidade, fluxos da lama densa, relativamente diluídos e expandidos (Talling <i>et al.</i> 2012a). Em que as laminações resultam da quebra de flocos contendo silte e argila em uma camada limite altamente turbulenta, abaixo de uma pluma de suspensão muito diluída e expandida (Stow & Bowen 1978, 1980).	F9 / Te-1
Pelito pelágico	Pp	Camadas espessas com vários metros de espessura podendo formar pacotes com centenas de metros. Formada por metapelitos xistosos. Localmete possui coloração preta com níveis amarelados, onde sua composição é carbonosa (Fig. 5.7D) e em algumas localidades sua coloração é branca (Fig. 5.7C e 5.7E) ou marrom claro amarelado (Fig. 5.7G).	Produto de sedimentação pelágica ou hemipelágica, em que os sedimentos são depositados pela queda de material fino suspenso da coluna de água (Sumner <i>et al.</i> 2009).	



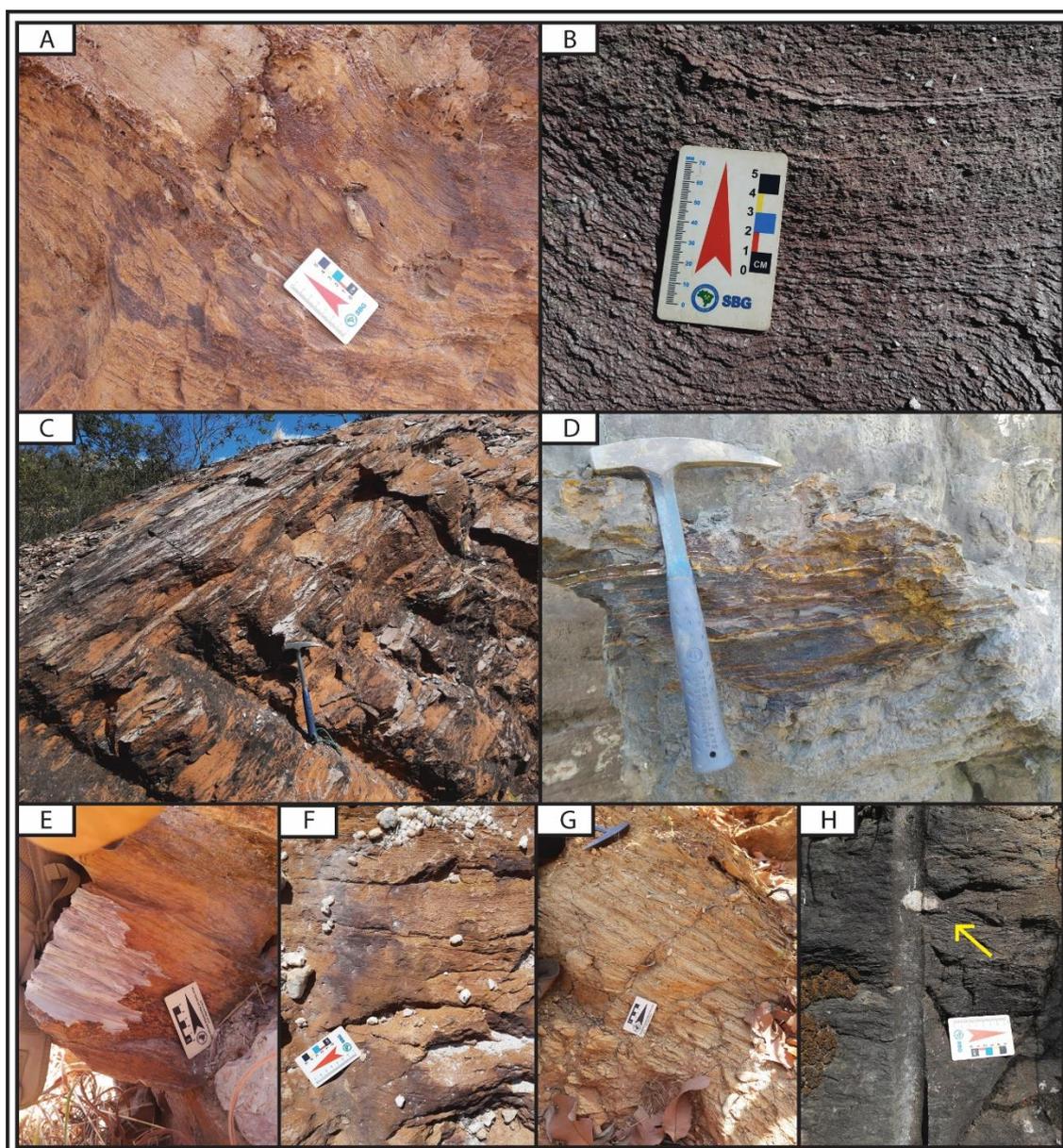
**Figura 5.7:** Fotografias das litofácies arenosas. A) arenito laminado; B) arenito maciço; C) arenito laminado ferruginoso de granulometria fina; D) arenito laminado ferruginoso de granulometria grossa.

#### 5.4.1.5. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES V

A associação de litofácies V é formada majoritariamente por camadas de arenito laminado e/ou maciço sem clastos (grânulos ou seixos), com intercalação de diversas litofácies, sendo elas: arenito laminado lamoso, arenito laminado ferruginoso, ritmito e pelito laminado. Sua sedimentação é interpretada como produto de correntes de turbidez de alta densidade que se transforma em correntes de turbidez de baixa densidade e fluxos de lama densa. Esta associação de litofácies foi observada nas colunas 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 11 e 13 (Fig. 5.4).

#### 5.4.1.6. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES VI

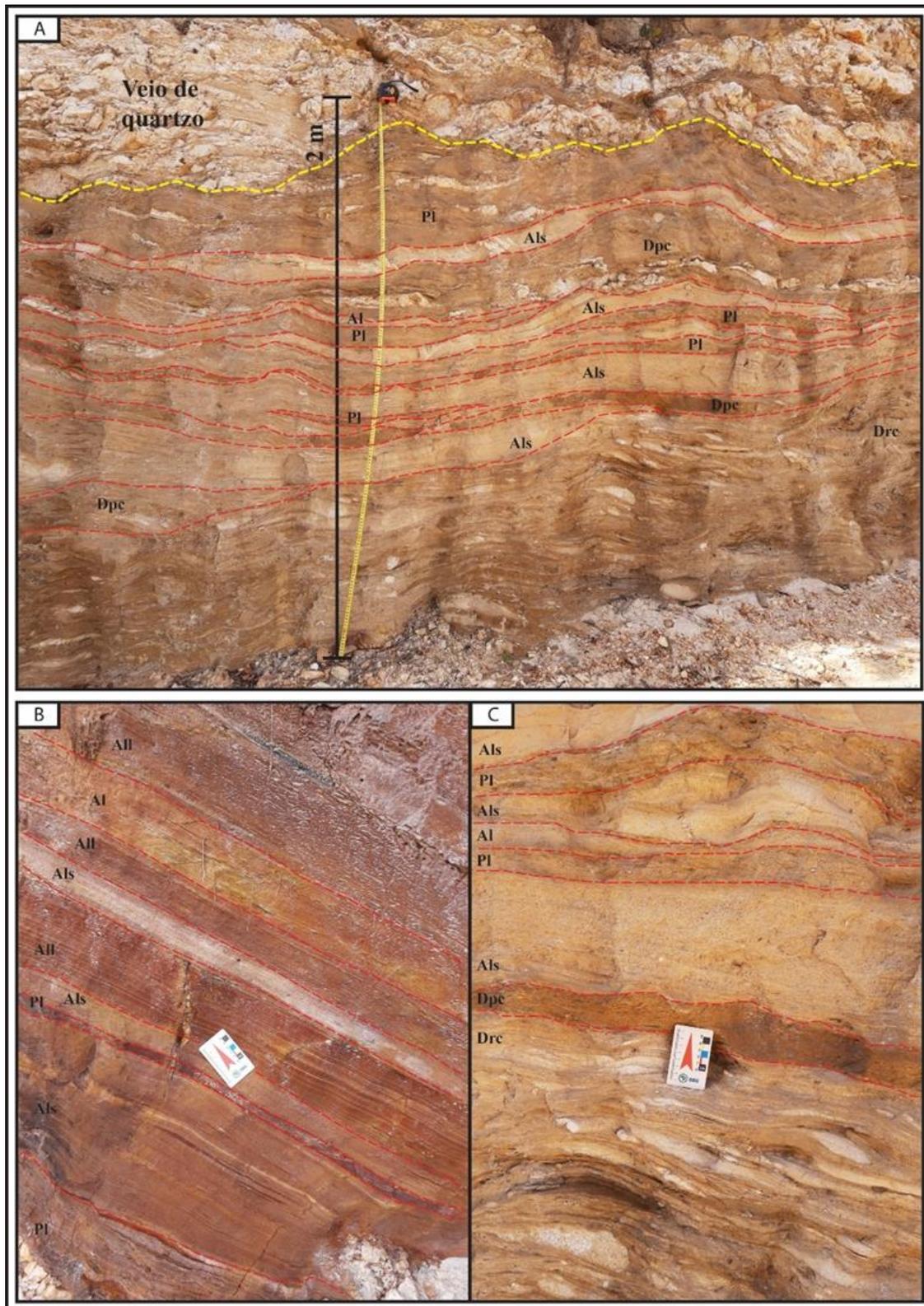
Associação de litofácies VI é caracterizada por espessas camadas de pelito laminado, interpretadas como produto de sedimentação pelágica, em um ambiente profundo e de baixa energia, podendo registrar um período de sedimentação com baixa atividade tectônica. Finas camadas de arenito foram observadas em algumas localidades, mas são raras, e interpretadas como um aumento momentâneo da energia do sistema. Esta associação de litofácies foi observada nas colunas 1, 3, 4, 6, 7 e 13 (Fig. 5.4).



**Figura 5.8:** Fotografias das litofácies areno-pelíticas. A) arenito laminado lamoso; B) ritmo; C) pelito laminado de coloração clara, encontrado na coluna 1; D) pelito laminado carbonoso, encontrado na coluna 13; E) detalhe do pelito laminado encontrado na coluna 1; F) pelito laminado, coluna 6; G) pelito laminado coluna 4 e H) ritmo encontrado na coluna 13, com clasto centimétrico, ‘*dropstones*’.

### 5.5.ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A partir da análise do empilhamento e da distribuição espacial das associações de litoácies, foi possível dividir as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã em três (3) tectonossequências estratigráficas, semelhantes em termos de processos sedimentares em ambas as formações. Estas sequências compõem o registro sedimentar dos diferentes estágios evolutivos do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, e são denominadas, início de rifte, clímax de rifte e término de rifte.



**Figura 5.9:** Fotografias de algumas associações de litofácies em escala de afloramento. A) associação de litofácies I-2 vista na coluna 5; B) associação de litofácies IV vista na coluna 6; C) detalhe da associação de litofácies I-2 vista na coluna 5, contatos abruptos entre as litofácies.

A sequência início de rifte corresponde ao estágio inicial da sedimentação do pacote de rochas criogenianas. É formada pelas associações de litofácies II, IV, V e VI. E foi reconhecida

em todos os setores, e de forma geral, é marcada em sua base pela sedimentação de litofácies de granulometria fina a média, que tende a apresentar granulometria grossa e mal selecionada no topo da sequência.

A sequência clímax de rifte corresponde ao segundo estágio de sedimentação do pacote de rochas criogenianas. O registro sedimentar desta sequência é majoritariamente formado pelas associações de litofácies I e III, contudo as associações de litofácies II, IV e V ocorrem de forma subordinada. Esta sequência, reconhecida em todos os setores, e de forma geral, é marcada pela sedimentação gerada predominantemente por fluxos de detritos coesivos de alta resistência, fluxos de detritos pouco coesivos e correntes de turbidez de alta densidade.

A sequência término de rifte corresponde ao terceiro e último estágio de sedimentação que gerou o pacote de rochas criogenianas. O registro sedimentar desta sequência é formado pelas associações de litofácies IV, V e VI. Esta sequência foi reconhecida nos setores Rio Macaúbas, Baixadão e Turmalina. Sobrepõe abruptamente a sequência clímax de rifte e/ou rochas que compõe o embasamento do pacote de rochas criogenianas. É caracterizada pela sedimentação de litofácies de granulometria fina, não sendo observado a presença de partículas maiores que o tamanho areia, gerada por processos pelágicos e correntes de turbidez de alta e baixa densidade.

### **5.5.1. FORMAÇÃO SERRA DO CATUNI**

Ao longo da Formação Serra do Catuni foram levantadas seis colunas estratigráficas (Fig. 5.4 e 5.10). A base de seu registro sedimentar é formada pela sequência início de rifte, que foi observada nos setores Rio Macaúbas e Terra Branca. No setor Rio Macaúbas esta sequência está registrada na coluna 1 (Fig. 5.10), onde possui 173 m de espessura, é formada pela associação de litofácies II, que neste setor tem como característica marcante a composição carbonática dos clastos do diamictito pobre em clastos. A sedimentação desta sequência neste setor foi dominada por fluxos de detritos coesivos de baixa resistência com ocorrência subordinada de correntes de turbidez de baixa densidade. No setor Terra Branca, está registrada nas colunas 7, 8 e 9 (Fig. 5.10). A maior espessura está registrada na coluna 7, que possui 445,5 m de espessura, sendo formada pela sucessão das associações de litofácies VI, IV, V, VI, V, II, V, VI e V. Onde a sedimentação foi inicialmente pelágica e que evoluiu para um sistema dominado por correntes de turbidez de alta e baixa densidade com ocorrência restrita de fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, com períodos de sedimentação pelágica, interpretada como sedimentação interturbidítica, possivelmente associada a períodos de quiescência tectônica. Nas colunas 8 e 9, esta sequência possui 99 m e 38,5 m de espessura respectivamente. A sedimentação nestas colunas é majoritariamente registrada pela associação de litofácies V, gerada por correntes de turbidez de



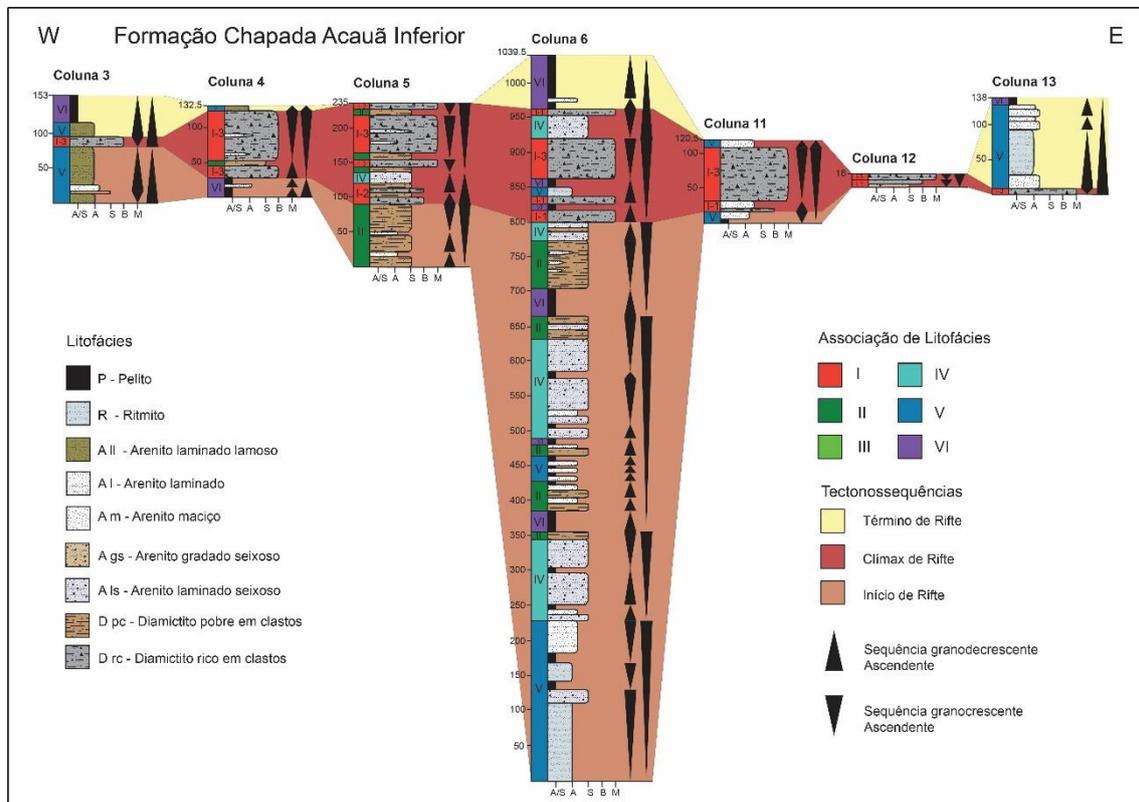
O topo do pacote sedimentar da Formação Serra do Catuni está registrado pela sequência término de rifte, observada no setor Rio Macaúbas, registrada nas colunas 1 e 2 (Fig. 5.10). Na coluna 1, a sedimentação possui 250,5 m de espessura, e é registrada pela associação de litofácies VI, gerada por processos de acreção vertical. Na coluna 2, a sedimentação possui 322 m de espessura, e é registrada pela associação de litofácies V, gerada por correntes de turbidez de alta densidade, com ocorrência subordinada de depósitos gerados por correntes de turbidez de baixa densidade.

### **5.5.2. FORMAÇÃO CHAPADA ACAUÃ INFERIOR**

Ao longo da Formação Chapada Acauã Inferior foram levantadas sete colunas estratigráficas (Fig 5.4 e 5.11). A base de seu registro sedimentar é formada pela sequência início de rifte, que foi observada nos setores Baixadão e Turmalina. No setor Baixadão, está registrada nas colunas 3, 4, 5 e 6 (Fig. 5.11). A maior espessura está registrada na coluna 6, onde esta sequência possui 801,5 m de espessura, sendo formada pela sucessão das associações de litofácies V, IV, II, VI, II, V, II, VI, IV, II, VI, II, IV. O registro sedimentar desta coluna revela que a sedimentação foi inicialmente gerada por correntes de turbidez de baixa densidade e evoluiu para a sucessão cíclica de depósitos gerados por correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, separados por espessos pacotes de sedimentação pelágica, interpretada como sedimentação entre os pulsos gravitacionais, possivelmente associada a períodos de quiescência tectônica. Na coluna 3, possui 85,5 m de espessura, é formado pela associação de litofácies V, onde a sedimentação foi gerada por correntes de turbidez de baixa densidade com ocorrência subordinada de finas camadas geradas por correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência. Na coluna na coluna 4, possui 27,5 m de espessura, é formado pela associação de litofácies VI, onde a sedimentação foi pelágica. E na coluna 5, possui com 91,5 m de espessura, é formado pela associação de litofácies II, onde a sedimentação foi gerada por fluxos de detritos coesivos da baixa resistência e correntes de turbidez de alta densidade. No setor Turmalina, não foi encontrado o embasamento do pacote de rochas criogenianas, e esta sequência não apresenta boas exposições. Está registrada na coluna 11 (Fig. 5.11), onde possui 17 m de espessura, é formado pela associação de litofácies V, gerada por correntes de turbidez de baixa densidade.

A sequência clímax de rifte é observada nos setores Baixadão e Turmalina. No setor Baixadão, está registrada nas colunas 3, 4, 5 e 6 (Fig. 5.11), possuindo grande espessura e variedade litofaciológica e em todas as colunas esta sequência sobrepõe abruptamente a sequência início de rifte. Na coluna 3, possui espessura de 12,5 m de espessura, a sedimentação é registrada pela associação de litofácies I-3, gerada por fluxos de detritos coesivos de alta resistência. Na coluna 4, possui espessura de 103 m, a sedimentação é registrada majoritariamente pela

associação de litofácies I-3, gerada por fluxos de detritos coesivos de alta resistência, com a ocorrência subordinada da associação de litofácies II, gerada por fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, e finas camadas de arenito laminado, gerado por correntes de turbidez de alta densidade.



**Figura 5.11:** Colunas estratigráficas levantadas sobre as unidades criogenianas do Grupo Macaúbas no graben Acauã, com interpretação das associações de litofácies e sequências estratigráficas. Localização das colunas estratigráficas é mostrada na Figura 5.3.

Na coluna 5, possui espessura de 143,5 m, sendo formada pela sucessão das associações de litofácies I-2, IV, II, I-3, II, I-3, II e I-3. A sedimentação da seqüência clímax de rifte nesta coluna pode ser entendida como tendo dois estágios. No primeiro estágio, registrado pela sucessão das associações de litofácies I-2 e IV, a sedimentação, que possui 42,5 m de espessura, foi inicialmente gerada por fluxos de detritos de resistência moderada e baixa que evolui para uma sedimentação gerada por correntes de turbidez de alta densidade. No segundo estágio, registrado pela sucessão cíclica das associações de litofácies II e I-3, a sedimentação, que possui 101 m de espessura, foi gerada pela intercalação de períodos em que o processo dominante varia entre fluxos de detritos coesivos de alta resistência e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência. Associados a sedimentação gerada por fluxos de detritos coesivos de alta resistência, ocorre de forma subordinada a sedimentação por fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, fluxos de detritos pouco coesivos, correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de lama densa.

Na coluna 6, possui espessura de 160,5 m, sendo formada pela sucessão das associações de litofácies I-1, VI, I-1, V, VI, I-3, IV, I-3. A sedimentação da sequência clímax de rifte nesta coluna pode ser entendida como tendo dois estágios. No primeiro estágio, registrado pela sucessão das associações de litofácies I-1, VI, I-1, V e VI, a sedimentação, que possui 62 m de espessura, foi gerada pela sucessão cíclica de pulsos de fluxos de detritos coesivos de resistência moderada associados a correntes de turbidez de alta densidade, sobrepostos por pacotes de sedimentação pelágica. No segundo estágio, registrado pela sucessão das associações de litofácies I-3, e I-1, a sedimentação, que possui 98,5 m de espessura, foi gerada por fluxos de detritos coesivos de alta resistência e fluxos de detritos coesivos de resistência moderada associados a correntes de turbidez de alta densidade.

No setor Turmalina, está registrada nas colunas 11, 12 e 13 (Fig. 5.11), a sedimentação da sequência clímax de rifte neste setor é registrada pela associação de litofácies I, que na coluna 11, sobrepõe abruptamente a sequência início de rifte. Nas colunas 12 e 13, o contato de base desta sequência não é aflorante. Na coluna 11, possui espessura de 103,5 m de espessura, a sedimentação é registrada pela sucessão das associações de litofácies I-1, I-3 e V, gerada inicialmente por fluxos de detritos coesivos de resistência moderada que evoluíram para fluxos de detritos coesivos de alta resistência e são recobertos por pacotes gerados por correntes de turbidez de alta densidade. Na coluna 12, possui espessura de 16 m de espessura, sendo formada pela sucessão das associações de litofácies I-1 e I-3. A sedimentação da sequência clímax de rifte nesta coluna pode ser entendida como tendo dois estágios. No primeiro estágio, registrado pela associação de litofácies I-1, a sedimentação, que possui 9 m de espessura, gerada por fluxos de detritos de resistência moderada associados a correntes de turbidez de alta densidade. No segundo estágio, registrado pela associação de litofácies I-3, a sedimentação, que possui 7 m de espessura, foi gerada por fluxos de detritos coesivos de alta resistência. Na coluna 13, possui espessura de 5 m de espessura, a sedimentação é registrada pela associação de litofácies I-3, gerada por fluxos de detritos coesivos de alta resistência.

A sequência término de rifte compõem o topo da Formação Chapada Acauã Inferior e foi observada nos setores Baixadão e Turmalina. No setor Baixadão, está registrada nas colunas 3, 4 e 6 (Fig. 5.11), onde esta sequência sobrepõe abruptamente a sequência clímax de rifte. Na coluna 3, esta sequência é formada pela sucessão das associações de litofácies V e VI, onde a sedimentação possui 55 m de espessura, e foi inicialmente gerada por correntes de turbidez de baixa densidade que é sobreposta por uma espessa sedimentação pelágica. Na coluna 4, esta sequência possui apenas 2 m de espessura, e o seu registro sedimentar é formado pela associação de litofácies V, gerada por correntes de turbidez de baixa densidade. Na coluna 6, a sedimentação

que registra a sequência término de rifte possui 78 m de espessura, e é formada pela associação de litofácies VI, gerada por processos pelágicos.

No setor Turmalina, está registrada na coluna 13 (Fig. 5.11), onde sobrepõe abruptamente a sequência clímax de rifte. O registro sedimentar de sequência término de rifte possui 133 m de espessura, e é formado pela sucessão das associações de litofácies V e VI. A sedimentação foi inicialmente gerada pela intercalação de pulsos de correntes de turbidez de alta e baixa densidade que é sobreposta por um espesso pacote de sedimentos pelágicos.

## **5.6.DISSCUSSÕES**

As formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior possuem um complexo arcabouço de litofácies, mas que de forma geral são semelhantes tanto em composição das litofácies e processos sedimentares quanto em empilhamento das associações de litofácies e sequências estratigráficas. Desta forma, devido a estas semelhanças, as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã inferior são interpretadas como o registro sedimentar de um mesmo evento de rifteamento continental, onde as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior correspondem a equivalentes laterais, em que a Formação Serra do Catuni materializa a sedimentação em um graben proximal enquanto a Formação Chapada Acauã Inferior materializa a sedimentação em um graben distal.

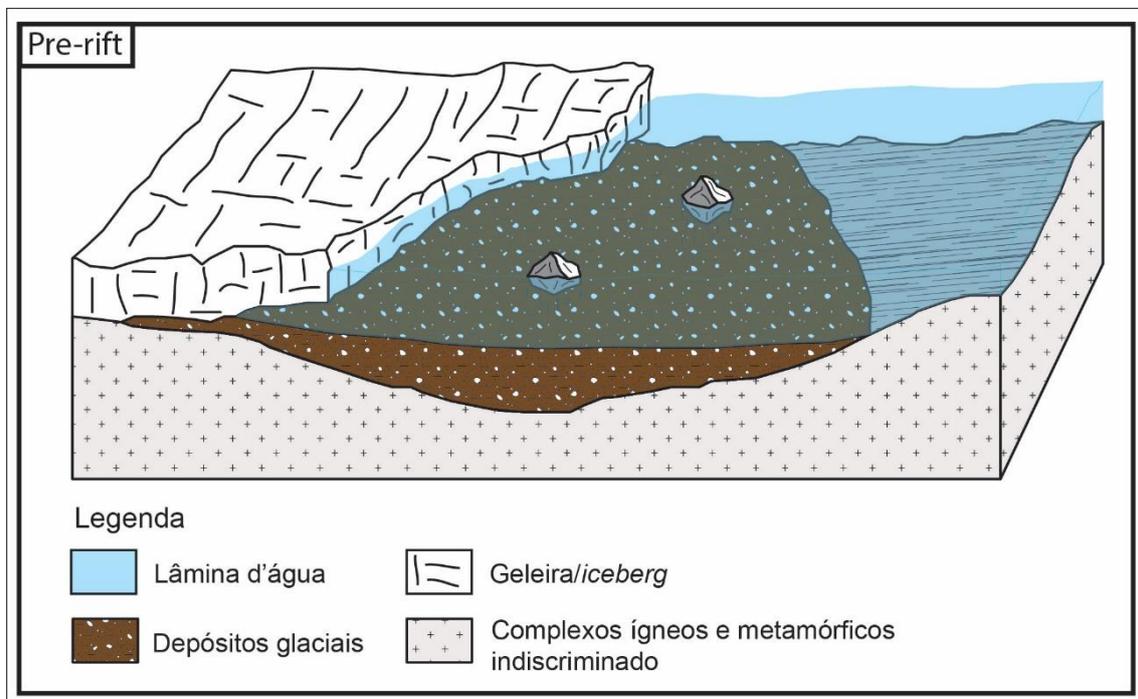
O sistema rifte criogeniano é interpretado como o desenvolvimento de uma bacia marinha, e tal interpretação se baseia na análise sedimentológica detalhada apresentada aqui, que classifica as unidades Criogenianas do Grupo Macaúbas, formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior, como depósitos gerados por processos gravitacionais, fluxos de detritos e correntes de turbidez, e sedimentação pelágica em um ambiente marinho profundo. A interpretação de deposição em águas profundas é fundamentada pelo arcabouço litofaciológico desta unidade e pela ausência de indicadores de deposição por ondas dentro de toda a unidade, o que indica deposição abaixo do nível de base de ondas de tempestade.

A evolução tectono-sedimentar do sistema rifte criogenino é dividida em três estágios subsequentes associados ao desenvolvimento de falhas normais, geração de espaço de acomodação e aporte sedimentar. Tal interpretação se baseia nos modelos propostos por Ravnås & Steel (1998), Cowie *et al.* (2000), McLeod *et al.* (2000), Gawthorpe & Leeder (2000).

### **5.6.1. EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR**

O processo de inicial de instauração de um sistema rifte é classificado por alguns autores como a formação de uma larga e extensa depressão que precede o desenvolvimento das falhas

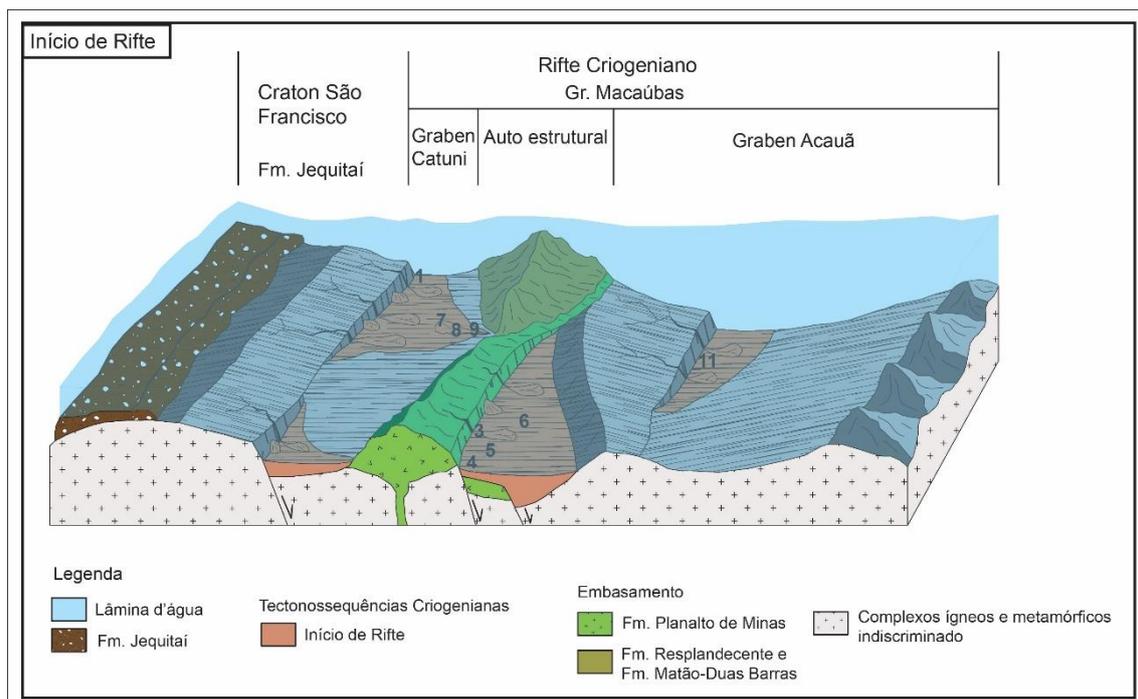
normais do sistema rifte (*e.g.* Morley 2002, Kuchle *et al.* 2011). Apesar desta fase não ser documentada na literatura sobre a área de estudo e nem ter sido encontrado registros desta fase durante os levantamentos de campo, de maneira especulativa, é atribuída a esta fase o estabelecimento de um ambiente marinho raso, em que houve a sedimentação de rochas carbonática que serviram como fonte para os clastos de composição carbonática encontrados no diamictito pobre em clastos que compõe a base da coluna 1, e encontrados nos diamictitos da Formação Jequitaí (Karfunkel *et al.* 2003, Cukrov *et al.* 2005, Uhlein *et al.* 2011). Portanto a esta fase é atribuída um contexto sedimentar inicialmente pré-glacial, onde ocorreu a deposição de rochas carbonáticas, sucedido por uma fase climática, representada por uma glaciação continental sobre o paleocontinente São Francisco-Congo, registrada pela Formação Jequitaí (Cukrov *et al.* 2005, Uhlein *et al.* 2011, Uhlein & Uhlein 2022) que sucedida pela fase de início do desenvolvimento das falhas normais do sistema rifte (Fig. 5.12).



**Figura 5.12:** Modelo de evolução tectono-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio pré rifte.

O primeiro estágio evolutivo do sistema rifte criogeniano, registrado pela sequência início de rifte (Fig. 5.10 e 5.11), é interpretado como a fase tectônica associada a nucleação, interação e ligação das falhas normais que compõem a estruturação do sistema rifte (Cowie *et al.* 2000, McLeod *et al.* 2000, Gawthorpe & Leeder 2000). Onde, a nucleação e desenvolvimento de falhas normais levou a formação de depocentros isolados, representados pelos setores Rio Macaúbas, Terra Branca, Baixadão e Turmalina (Fig. 5.13).

A sedimentação desta fase é produto de sucessivos pulsos de correntes de turbidez e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, impulsionados pela atividade tectônica inicial do processo de rifteamento continental. Nas proximidades com o limite do cráton do São Francisco, ambiente proximal, a sedimentação foi gerada por fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, com clastos de composição carbonática, como registrado na coluna 1. Em porções mais distais da bacia, setores Terra Branca e Baixadão, é possível observar que a sedimentação foi inicialmente pelágica e/ou gerada por correntes de turbidez de baixa densidade, mas que evolui de formas diferentes, no setor Terra Branca, a sedimentação pelágica é sobreposta por um sistema turbidítico de alta a baixa densidade, com ocorrência restrita de fluxos de detritos de baixa resistência. No setor Baixadão, a sedimentação inicialmente gerada por correntes de turbidez de baixa densidade é sobreposta por um sistema dominado por correntes de turbidez de alta densidade e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência. Em ambos os setores foram encontrados espessos pacotes de pelito laminado intercalados com os pacotes de rocha gerados por correntes de turbidez e/ou fluxos de detritos, que são interpretados como a sedimentação de períodos de quiescência entre os pulsos tectônicos.

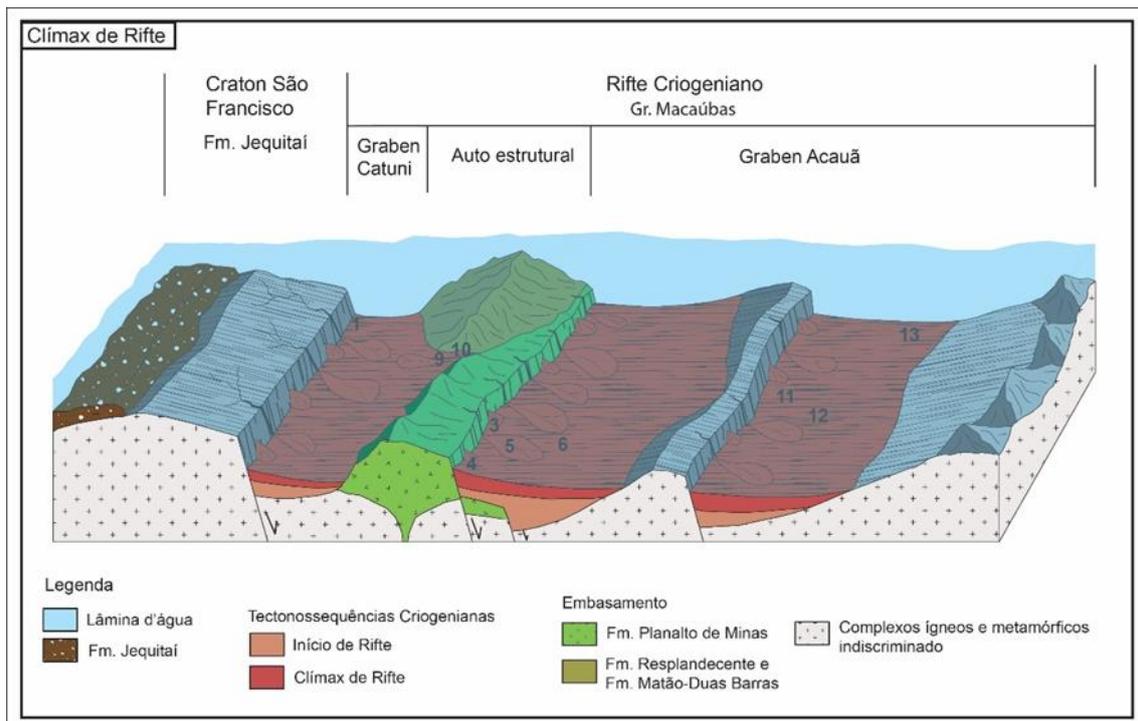


**Figura 5.13:** Modelo de evolução tectono-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio início de rifte. Números indicam o posicionamento das colunas estratigráficas homônimas.

Analisando a sedimentação da sequência início de rifte em termos de empilhamento sedimentar a partir do registro contido nas colunas 6 e 7 (Fig. 5.4, 5.10 e 5.11), que possuem maior espessura e variação litofaciológica, vemos que a coluna 6 apresenta um padrão granocrescente ascendente, em que as litofácies são finas na base e se tornam mais grossas no topo desta sequência, sugerindo a progradação das correntes de turbidez e fluxos de detritos pouco

coesivos. Enquanto a coluna 7 apresenta um padrão granocrescente ascendente que se torna granodecrescente. O padrão granocrescente ascendente desta sequência é interpretado como resultado do aumento da taxa de subsidência relacionada a falhas do sistema rifte, em uma bacia marinha subpreenchida, e sua transição para um padrão granodecrescente ascendente é interpretado como resultado da sedimentação em uma bacia faminta (Ravnås & Steel 1998, Surlyk 1978, 1989; Prosser 1993).

O segundo estágio evolutivo, registrado pela sequência clímax de rifte (Fig. 5.10 e 5.11), é interpretado como a fase tectônica de zonas de falhas contínuas, onde o crescimento contínuo das falhas e suas ligações levam à concentração da deformação em um número limitado de zonas de falha principais (Cowie *et al.* 2000, McLeod *et al.* 2000, Gawthorpe & Leeder 2000). A geração dos sistemas de falhas principais delimitou significativamente uma parte da margem oriental do paleocontinente do São Francisco, o que levou a segmentação da área em dois grandes depocentros, representados pelo graben Catuni, proximal, formado pelos setores Rio Macaúbas e Terra Branca e pelo graben Acauã, distal, formado pelos setores Baixadão e Turmalina, ambos separados por um alto estrutural (Fig. 5.3 e 5.14).



**Figura 5.14:** Modelo de evolução tectono-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio clímax de rifte. Números indicam o posicionamento das colunas estratigráficas homônimas.

A sedimentação desta fase foi gerada em sua quase totalidade por fluxos de detritos coesivos de resistência alta e moderada em sistema de leques subaquosos associados as escarpas de falha (*slope-apron system*) (Stow 1985, Stow *et al.* 1985). Uma vez que fluxos de detritos coesivos de resistência alta e moderada em um ambiente rifte, normalmente se estendem

continuamente desde a área da escarpa de falha (Talling *et al.* 2012a), fluxos de detritos coesivos de alta resistência formaram sequências de mega camadas (Johns *et al.* 1981, Kleverlaan 1987, Labaume *et al.* 1987, Payros *et al.* 1999), enquanto fluxos de detritos de resistência moderada foram depositados em porções distais (Wood & Smith 1958, Amy *et al.* 2005, Haughton *et al.* 2009, Talling *et al.* 2004, 2010, 2012a).

No graben Catuni a sequência clímax de rifte é formada pelas associações de litofácies I-3 e III, e no graben de Acauã é formada pelas associações de litofácies I-1, I-2 e I-3. A associação de litofácies I-3 registra a maior granulometria e maior espessura das camadas de diamictito, e a menor ocorrência e espessura das demais litofácies associadas, é interpretada como produto de fluxos de detritos coesivos de alta resistência que vieram a se transformar em fluxos de detritos coesivos de baixa resistência e correntes de turbidez de alta densidade. Mas, uma vez que, fluxos de detritos coesivos de alta resistência tendem a não se misturar eficientemente com a água do mar circundante, e deste modo tendem a não ser envoltos em camadas espessas de areia ou lama turbidítica (Talling *et al.* 2012a), a transformação do fluxo de detritos coesivo de alta resistência em fluxo de baixa resistência e correntes de turbidez implica em altas velocidades de fluxo (Talling *et al.* 2002), o que faz com que a sedimentação da associação de litofácies I-3 seja interpretada como a sedimentação de fluxos de detritos decorrente de grandes pulsos de ativação das zonas falhas principais do sistema rifte. A associação de litofácies III, caracterizada pela ocorrência de camadas de conglomerado matriz suportado geradas por fluxo de detritos pouco coesivos em associação com correntes de turbidez de alta densidade. É interpretada como equivalente lateral da associação de litofácies I-3, e entendida como a sedimentação de um sistema turbidítico desenvolvida ao longo do *hanging wall* do graben Catuni.

A sedimentação do graben Acauã, quando analisada em termos de empilhamento das associações de litofácies é dividido em duas (2) etapas distintas de formação de fluxos de detritos. A primeira etapa é formada pelas associações de litofácies I-1 e I-2, que é sobreposta pela segunda etapa, formada pela associação de litofácies I-3. Onde a sedimentação inicial, é registrada pelas associações de litofácies I-1 e I-2, interpretadas como o registro da sedimentação de fluxos de detritos coesivos de resistência moderada em porções distais da bacia, que é sobreposta pela associação de litofácies I-3, que progradiu bacia adentro em decorrência da evolução das falhas do sistema rifte e desenvolvimento da sedimentação associada as escarpas de falha.

Desta forma a sequência clímax de rifte, possui um padrão de sedimentação granocrescente que se torna granodecrescente em direção ao topo da sequência, como pode ser observado nas colunas 6, 10, 11 e 12 (Fig. 5.4 e 5.11), o que sugere a progradação da sedimentação por fluxos de detritos coesivos, que é interpretada como resultado de altas taxas de subsidência relacionada a falhas do sistema rifte, em que os sistemas de leques subaquosos alimentados pelas escarpas de

falha, em uma bacia marinha subpreenchida (Ravnås & Steel 1998, Surlyk 1978, 1989; Prosser 1993).

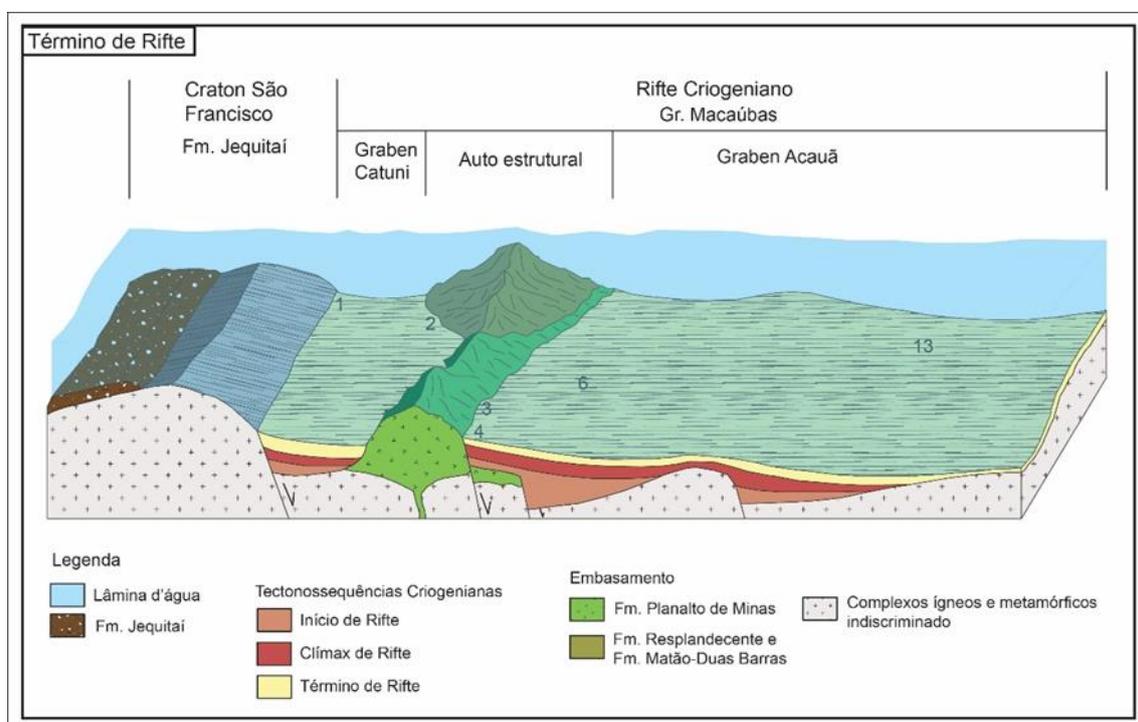
Embora diversos autores tenham interpretados as unidades Crogenianas do Grupo Macaúbas como produto de uma sedimentação glaciomarinha (Karfunkel & Hope 1988, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2011a; Noce *et al.* 1997, Martins 2006, Babinski *et al.* 2012, Alkmim *et al.* 2017), a deposição dos diamictitos ricos em clastos, bem como das demais litofácies que compõem a sequência clímax de rifte, são interpretadas como produto da ressedimentação de sedimentos de origem glacial em um ambiente marinho, dentro dos grabens Catuni e Acauã. A sedimentação dentro do ambiente rifte foi dominada por processos gravitacionais, fluxos de detritos e correntes de turbidez, induzidos pela alta atividade tectônica associada a evolução das falhas normais do sistema rifte.

Esta interpretação, é baseada no arcabouço sedimentológico, onde as camadas de diamictito rico em clastos apresentam feições características de depósitos gerados por fluxos de detritos em um complexo de leques subaquosos, tais como, contatos de base e de topo das camadas de diamictito serem abruptos (Fig. 5.9A e 5.9C), o que indica a deposição por fluxos fluidos; clastos distribuídos caoticamente ao longo de camadas individuais, indicando que o fluido não segregou as partículas de sedimento durante o processo de transporte e/ou de deposição (Fig. 5.5A e 5.5B); espessamento e granocrescência ascendente e afinamento e granodecrescência ascendente de sucessões de diamictitos indicando progradação e retrogradação deste sistema sedimentar ao longo do tempo (Fig. 5.4, 5.10 e 5.11); e ocorrência de camadas interestratificadas de fácies de fluxo de detritos, diamictitos, e fácies turbidíticas indicando que o sistema deposicional foi dominado por fluxos gravitacionais (Fig. 5.9A e 5.9C) (Mulder & Alexander 2001, Haughton *et al.* 2009, Menzies *et al.* 2010, Carto & Eyles 2012, Talling *et al.* 2012a). E não apresentam feições características de depósitos glaciais a glaciomarinhas, como, camadas com bases e topos gradacionais, estruturas indicando deposição de seixos pingados “*drostones*”, clastos em forma de bala “*bullet shape*” e de “ferro-de-engomar” (*flat-iron-shapped*) e estriados (Thomas & Connell 1985, Gilbert 1990, Brodzikowski & Van Loon 1991, Eyles 1993, Powell & Domack 2002, Benn & Evans 2010, Menzies *et al.* 2010). Apesar de não observadas em campo, feições que indiquem a origem glacial dos sedimentos, tal como clastos com formas do tipo ferro-de-engomar “*flat-iron-shapped*” e estriados, foram encontrados e documentados (*e.g.*, Karfunkel & Karfunkel 1976, 1977; Karfunkel & Hoppe 1988, Martins 2006).

Contudo, apesar do retrabalhamento de sedimentos de origem glacial, no setor Baixadão há preponderância de clastos de rocha cristalina, granitóides, no pacote de diamictito rico em clastos (Fig. 5.5B), este fato é interpretado como indicativo de que estes estratos foram derivados

da erosão do embasamento cristalino exposto por falhas normais durante a evolução do sistema rifte.

O terceiro estágio evolutivo, registrado pela sequência término de rifte (Fig. 5.10 e 5.11), é interpretado como a fase final de evolução do sistema rifte e sua transição para o estágio margem passiva da Bacia Macaúbas (Fig. 5.15). Em ambos os grabens Catuni e Acauã, o registro sedimentar deste estágio foi gerada por correntes de turbidez e processos pelágicos. No graben Acauã, na coluna 13, associado aos depósitos turbidíticos da base da sequência término de rifte foram observados dois clastos com diâmetro inferior a 3 centímetros (Fig. 5.8H) em meio a um espesso pacote de ritmitos. Estes clastos são interpretados como *dropstones*, assim como descrito por Castro *et al.* (2020) na mesma região, e da mesma forma, interpretados como a influência glacial em um ambiente marinho distal.



**Figura 5.15:** Modelo de evolução tectono-sedimentar do sistema rifte criogeniano do Grupo Macaúbas, estágio término de rifte. Números indicam o posicionamento das colunas estratigráficas homônimas.

A sedimentação da sequência término de rifte foi transgressiva sobre a sequência clímax de rifte e descreve um padrão granodecrescente ascendente levando a interpretação o registro da sedimentação em uma bacia marinha faminta (Ravnås & Steel 1998, Surlyk 1978, 1989; Prosser 1993). A baixa energia dos processos sedimentares e a granulometria fina desta sequência é interpretada como o registro de um ambiente marinho distal e profundo (Sumner *et al.* 2009), que se desenvolveu em decorrência do decréscimo e cessação da atividade tectônica e da elevação relativa do nível do mar e que não apresenta feições de sedimentação glacial.

### 5.6.2. MORFOLOGIA DO SISTEMA RIFTE

O sistema rifte criogeniano da bacia macaúbas, se desenvolveu com uma complexa morfologia, com dois grabens separados por um alto estrutural (Fig. 5.13, 5.14, 5.15). Tal estruturação sugere que este sistema evoluiu a partir de múltiplos descolamentos como no modelo proposto por Lister *et al.* (1986).

O graben do Catuni, que se estendeu desde o limite do craton do São Francisco até o alto estrutural, possui orientação, aproximadamente, norte-sul, mas como pequeno segmento de orientação Leste-Oeste, Setor terra Branca, que circunda a zona periclinal da anticlinal de Itacambira. O setor Rio macaúbas é interpretado como a borda deste graben, e devido ao fato da sucessão sedimentar que representa o primeiro estágio de sedimentação da bacia, sequência início de rifte, estar tectonicamente empurrados sobre unidades mais jovens, leva interpretação do sistema de falhas da borda oeste da serra do Catuni (Oliveira 1989) como a inversão da falha de borda do sistema rifte criogeniano. O setor Terra Branca, representa a porção mais a leste do graben do Catuni, é interpretado como registro da sedimentação de uma estreita rampa limitada por altos estruturais, que desenvolveu ao longo *hanging wall* associado a falha de borda do graben Catuni.

O graben Acauã se estendeu desde a borda leste do alto estrutural e evoluiu para o estágio margem passiva da bacia Macaúbas. O setor Baixadão, é interpretado como a porção proximal deste graben, registrando a sedimentação associado ao talude continental (escarpa de falha). Possui um espesso registro sedimentar, vide coluna 6 com 1039,5 metros de espessura, levando a interpretação deste setor como um depocentro proximal da bacia, associado a um sistema de falhas mestras do sistema rifte, atualmente parcialmente invertidas, quem compõem a Falha da Serra de Grão Mogol (Martins-Neto *et al.* 2001). O setor Turmalina é interpretado como a porção distal deste graben, com o registro de uma espessa sedimentação gravitacional sobreposta por depósitos marinhos profundos (Castro *et al.* 2020). A espessa sedimentação deste setor é entendida como resultado do desenvolvimento de um grande sistema de falhas normais em um ambiente distal. Este sistema de falhas é interpretado como uma das falhas mestras do sistema rifte criogeniano, e aqui é associado a Falha de Leme do Prado (Grossi-Sad *et al.* 1997b) que foi descrita como uma falha normal, nucleada ou reativada no terciário (Pedrosa-Soares & Saadi 1989).

### 5.6.3. CONTEXTO GEODINÂMICO

Uma vez que o paleocontinente São Francisco foi palco de intensa atividade tectônica durante o período Criogeniano, com a edificação da faixa de dobramentos Brasília em sua borda oeste, em decorrência da colisão continental com o bloco Paranapanema (*ca.* 650 Ma, Piauilino

*et al.* 2021, Pimentel *et al.* 2011) e o desenvolvimento do processo de rifteamento continental, que evoluiu para uma margem passiva com formação de crosta oceânica (Kuchenbecker *et al.* 2015, Amaral *et al.* 2020, Castro *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2021, Vilela *et al.* 2021) em sua borda leste.

A possível relação de causa e efeito entre estes eventos, caso exista, ainda é desconhecida, mas pode em partes estar registrada nos depósitos sedimentares criogenianos da borda leste do paleocontinente São Francisco, materializado pela Formação Jequitaí no craton São Francisco e pelas formações Serra do Catuni e Chapada Acauã no orógeno Araçuai, uma vez que estas unidades são interpretadas como geneticamente relacionadas (Martins-Neto *et al.* 2001, Uhlein & Uhlein 2022).

A Formação Jequitaí, nas proximidades da Serra da Água Fria, segundo Martins-Neto *et al.* (2001) e Martins-Neto & Hercos (2002), é formada por duas associações de litofácies: a associação diamictítica, que registra um ambiente glacio terrestre proximal, e a associação arenopelítica de planície de lavagem “*outwash plain*”, que registra um ambiente proglacial, em que a sedimentação é controlada por inundações gerada pela alta descarga de água de degelo. Neste contexto, Martins-Neto *et al.* (2001) e Martins-Neto & Hercos (2002), baseados em dados de paleocorrentes e paleo-direção de deslocamento das massas de gelo, descrevem um complexo padrão de dispersão das geleiras, e sugerem que a elevação topográfica induzida pela tectônica de rifteamento podem ter exercido um importante controle sobre a geração de geleiras e dispersão dos sedimentos.

Contudo, um contexto glaciomarinho também é atribuído a Formação Jequitaí (Uhlein *et al.* 1999, 2011) e Uhlein & Uhlein (2022) sugerem que sua deposição pode estar associada a subsidência flexural decorrente do início da formação do cinturão de dobras de Brasília, em que o soerguimento do embasamento cratônico metassedimentar da Serra Água Fria e adjacências, pode ser atribuído, pelo menos em parte, à elevação do *forebulge* flexural do paleocontinente São Francisco (Souza-Filho 1995, Reis *et al.* 2017b).

Desta forma, a partir dos dados sedimentológicos e estratigráficos aqui apresentados e das conclusões de Martins-Neto *et al.* (2001), Martins-Neto & Hercos (2002) e Uhlein & Uhlein (2022) é possível realizar duas considerações que constituem alvo para estudos futuros. A primeira é a possível relação tectônica de causa e efeito entre a formação da faixa de dobramentos Brasília e o rifteamento criogeniano da bacia Macúbas. Que caso exista, uma vez que estes eventos ocorreram num mesmo período, pode implicar que o estágio rifte criogeniano da bacia Macaúbas se desenvolveu em um contexto *Backarc* extensional, em decorrência da colisão continental entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema.

A segunda consideração diz respeito a natureza e extensão das zonas glaciais. Uma vez que a sedimentação no ambiente rifte não apresenta feições que indiquem a deposição de sedimentos por processos glaciais e ocorrência de depósitos conclusivamente glaciais é limitada ao domínio cratônico, onde a Serra da Água Fria é interpretada como uma região soerguida sob regime glacial, a partir da qual o paleo-fluxo glacial apresenta dispersão para áreas baixas a leste e oeste, tais características podem ser indicativos de uma glaciação de altitude, decorrente da elevação topográfica associada ao *forebulge* flexural do paleocontinente São Francisco e/ou ao rebate elástico das ombreiras do rifte.

## 5.7. CONCLUSÕES

A partir da descrição das litofácies, processos sedimentares, interpretação de ambiente sedimentar e análise da distribuição espacial das associações de litofácies, que compõe as unidades criogenianas do Grupo Macaúbas, conclui-se o seguinte:

- As formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior são equivalentes laterais e correspondem ao preenchimento de grabens, proximal e distal, respectivamente;
- O rifte criogeniano do Grupo Macaúbas se desenvolveu em um contexto submerso, não apresentando as feições clássicas de um rifteamento continental;
- As formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior foram depositadas por processos gravitacionais, fluxos de detritos e correntes de turbidez, que retrabalharam sedimentos de origem glacial em uma bacia marinha profunda;
- O sistema rifte criogeniano evoluiu a partir de múltiplos decolamentos, que levaram a nucleação de duas grandes calhas separadas por um alto estrutural;
- Evidências de processos conclusivamente glaciais, ‘*dropstones*’, foram pouco observadas e somente encontradas na sequência término de rifte;
- A evolução do preenchimento sedimentar do sistema rifte criogeniano pode ser dividida em três estágios subsequentes, denominados: início, clímax e término de rifte;
- O estágio início de rifte é registrado por uma sequência sedimentar gerada por correntes de turbidez de alta e baixa densidade e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, desencadeados pela atividade tectônica inicial do processo de rifteamento;
- O estágio clímax de rifte é registrado por uma sequência sedimentar gerada por fluxos de detritos coesivos de resistência alta e moderada e correntes de turbidez de alta e baixa densidade, desencadeados pelas altas taxas de subsidência das falhas normais ativas do sistema rifte;
- O estágio término de rifte é registrado por uma sequência sedimentar gerada por correntes de turbidez de baixa densidade e sedimentação pelágica, em um ambiente marinho distal, tectonicamente estável.



## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

---

---

A partir da descrição das litofácies, processos sedimentares, interpretação de ambiente sedimentar e análise da distribuição espacial das associações de litofácies, que compõe as unidades criogenianas do Grupo Macaúbas, conclui-se o seguinte:

- As formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior são equivalentes laterais e correspondem ao preenchimento de grabens, proximal e distal, respectivamente;
- O rifte criogeniano do Grupo Macaúbas se desenvolveu em um contexto submerso, não apresentando as feições clássicas de um rifteamento continental;
- As formações Serra do Catuni e Chapada Acauã Inferior foram depositadas por processos gravitacionais, fluxos de detritos e correntes de turbidez, que retrabalharam sedimentos de origem glacial em uma bacia marinha profunda;
- Evidências de processos conclusivamente glaciais, ‘*dropstones*’, foram pouco observadas e somente encontradas na sequência término de rifte;
- O sistema rifte criogeniano evoluiu a partir de múltiplos decolamentos, que levaram a nucleação de duas grandes calhas separadas por um alto estrutural;
- A evolução do preenchimento sedimentar do sistema rifte criogeniano pode ser dividida em três estágios subsequentes, denominados: início, clímax e término de rifte;
- O estágio início de rifte é registrado por uma sequência sedimentar gerada por correntes de turbidez de alta e baixa densidade e fluxos de detritos coesivos de baixa resistência, desencadeados pela atividade tectônica inicial do processo de rifteamento;
- O estágio clímax de rifte é registrado por uma sequência sedimentar gerada por fluxos de detritos coesivos de resistência alta e moderada e correntes de turbidez de alta e baixa densidade, desencadeados pelas altas taxas de subsidência das falhas normais ativas do sistema rifte;
- O estágio término de rifte é registrado por uma sequência sedimentar gerada por correntes de turbidez de baixa densidade e sedimentação pelágica, em um ambiente marinho distal, tectonicamente estável.

Correlacionando os dados apresentados por este e trabalho com as conclusões de Martins-Neto *et al.* (2001), Martins-Neto & Hercos (2002) e Uhlein & Uhlein (2022) sobre a Formação Jequitaiá, é possível levantar dois questionamentos que constituem alvo para estudos futuros, sendo eles:

- Existe uma relação tectônica, causa e efeito, entre a formação da faixa de dobramentos Brasília e o rifteamento criogeniano da bacia Macaúbas? Caso exista, uma vez que estes eventos

ocorreram num mesmo período, pode implicar que o estágio rifte criogeniano da bacia Macaúbas se desenvolveu em um contexto *Backarc* extensional, em decorrência da colisão continental entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema.

- Qual a real natureza e extensão do evento glacial no paleocontinente São Francisco? Uma vez que a sedimentação no ambiente rifte não apresenta feições que indiquem a deposição de sedimentos por processos glaciais e ocorrência de depósitos conclusivamente glaciais é limitada ao domínio cratônico, onde a Serra da Água Fria é interpretada como uma região soerguida sob regime glacial, a partir da qual o paleo-fluxo glacial apresenta dispersão para áreas baixas a leste e oeste, tais características podem ser indicativos de uma glaciação de altitude, decorrente da elevação topográfica associada ao *forebulge* flexural do paleocontinente São Francisco e/ou ao rebate elástico das ombreiras do rifte.

## Referências

---

- Alkmim, F.F., Chemale Jr., F., Endo, I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista da Escola de Minas*, 49 (1): 22–38.
- Alkmim, F.F., Cruz, S.C.P. 2005. Crátogenos, aulacógenos, orógenos e sua interação: O caso do Cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/ pan-africanos adjacentes. *Anais III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, SBG, Núcleo BA/SE*, p. 185–187.
- Alkmim, F.F., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Pedrosa-Soares, A.C. 2017. The Araçuaí belt. In: Heilbron, M. (Ed.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil, Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, pp. 255–276.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S., Whittington, A. 2003. Tectônica quebradozes e a gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: SBG, *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, Resumo expandido*, 40-42.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí- West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Res*, 149: 43-64.
- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Cruz, S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15(1): 25-43.
- Allen, J.R.L., 1982. Chapter 10. Structures and sequences related to gravity-current surges. In: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, 395–431.
- Allen, P., Leather, J., Brasier, M., 2004. The Neoproterozoic Fiq glaciation and its aftermath, Huqf Supergroup of Oman. *Basin Res.* 160, 507–534.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349–364.
- Amaral, L. Caxito F. A., Pedrosa-Soares, C. A., Queiroga, G. N., Babinski, M., Trindade, R., Lana C., Chemale, F. 2020. Ribeirão da Folha ophiolite-bearing accretionary wedge (Araçuaí orogen, SE Brazil): New data for Cryogenian plagiogranite and metasedimentary rocks *Precamb. Res.*, 336 (2020), p. 105522, 10.1016/j.precamres.2019.105522
- Amy, L., Talling, P.J. 2006. Anatomy of turbidite and debrite sandstones based on long distance (120x35 km) bed correlation, Marnoso-arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Sedimentology*, 53, 161–212.
- Amy, L.A., Talling, P.J., Peakall, J., Wynn, R.B., Arzola Thynne, R.G. 2005. Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and (sandy) debrites. *Sed. Geol.*, 79, 163–174.
- Araujo, C., Pedrosa-Soares, A., Lana, C., Dussin, I., Queiroga, G., Serrano, P., Medeiros-Júnior, E. 2020. Zircon in emplacement borders of post-collisional plutons compared to country rocks: a study on morphology, internal texture, U-Th-Pb geochronology and Hf isotopes (Araçuaí orogeny, SE Brazil). *Lithos* 352-353, 105252.
- Babinski, M., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade, R.I.F., Martins, M., Noce, C., Liu, D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco Craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, 21, 451-465.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Proceedings of Academia Brasileira de Ciências* 74, 343–359. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652002000200009>.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133, 1-27.

- Benn, D.I., Evans, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, U.K., p. 802.
- Bosence, D.W.J. 1998 Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (eds) *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea: - Gulf of Aden*. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-4930-3\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-011-4930-3_2)
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam/New York, 168 pp.
- Brito-Neves B.B., Campos-Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: 155-199
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Brodzikowski K.; Van Loon A.J. 1991. Glacigenic sediments. *Developments in sedimentology*, 94, Amsterdam, Elsevier, 674 p.
- Campos, C.M., Mendes, J.C., Ludka, I.P., Medeiros, S.R., Moura, J.C., Wallfuss, C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, 17: 1-35.
- Carto, S.L., Eyles, N. 2012. Sedimentology of the Neoproterozoic (c. 580 Ma) Squantum 'Tillite', Boston Basin, USA: mass flow deposition in a deep-water arc basin lacking direct glacial influence. *Sedimentary Geology* 269–270 (0), 1–14.
- Castro, M.P. 2014. *Caracterização Geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais*. (M.Sc. Thesis). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 116p.
- Castro, M.P., Queiroga, G., Martins, M., Alkmim, F., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Souza, M.E. 2019. An Early Tonian rifting event affecting the São Francisco-Congo paleocontinent recorded by the Lower Macaúbas Group, Araçuaí Orogen, SE Brazil. *Precambrian Research*, 331, 105351 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105351>.
- Castro, M. P., Queiroga, G. N., Martins, M., Pedrosa-Soares, A. C., Dias, L., Lana, C., Babinski, M., Alkmim, A. R., Silva, M. A. 2020. Provenance shift through time in superposed basins: From Early Cryogenian glaciomarine to Late Ediacaran orogenic sedimentations, Araçuaí Orogen, SE Brazil. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2020.05.019.
- Cavalcante, C., Fossen, H., de Almeida, R.P., Hollanda, M.H.B.M., Egydio-Silva, M. 2019. Reviewing the puzzling intracontinental termination of the Araçuaí-West Congo orogenic belt and its implications for orogenic development. *Precambrian Research*, 322, 85–98. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.12.025>.
- Caxito, F. A., Heilbron, M., Valeriano, C. M., Bruno, H., Pedrosa-Soares, A., Alkmim, F. F., Chemalle, F., Hartmann, L.A., E. Dantas, E., Basei, M. A. S. 2021. Integration of elemental and isotope data supports a Neoproterozoic Adamastor Ocean realm. *Geochemical Perspectives Letters*, 17, 6-10.
- Chaves, M.L.S.C. & Andrade, K.W. 2009. Folha Bocaiúva 1:100.000. Brasília, Programa Geologia do Brasil, convênio CPRM-IGC/UFMG, Relatório Final, 73p.
- Chaves, M.L.S.C., Andrade, K.W. 2011. Folha Montes Claros 1:100.000. Brasília, Programa Geologia do Brasil, Convênio CPRMIGC/UFMG, Relatório Final, 80p.
- Chemale F., Dussin I.A., Martins M., Santos M.N. 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos*, 19(2):173-180.
- Chemale F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G.N., Arsmtrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergrupo, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22(1):200-206.

- Chumakov, N.M., Elston, D.P. 1989. The paradox of late Proterozoic glaciations at low latitudes. *Episodes* 12:115–120
- Cordani, U.G., Brito-Neves, B.B., D'agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I. F. 2003. Tearing-up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15: 343-349.
- Costa C.A., Danderfer F.A. 2017. Tectonics and sedimentation of the central sector of the Santo Onofre rift, north Minas Gerais, Brazil. *Braz. J. Geol.*, 47(3): 491-519.
- Costa, A.F.O., Danderfer, A., Bersan, S.M. 2018. Record of a Statherian rift-sag basin in the central Espinhaço range: facies characterization and geochronology. *J. South Am. Earth Sci.* 82, 311–328. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.014>.
- Costa, A.F.O., Danderfer Filho, A., Lana, C. 2014. O registro do vulcanismo calimiano no Espinhaço Central (MG): Caracterização petrofaciológica, geoquímica e geocronológica. *Rev. Bras. Geociências* 2, 119–135.
- Cowie, P.A., Gupta, S., Dawers, N.H. 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Res.*, 12, 241–261.
- Crossley, R., 1984. Controls on sedimentation in Lake Malawi Rift Valley, Central Africa. *Sedimentary Geology* 40, 33–40.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F. 2006 The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí belt, São Francisco Craton Region, Eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78 (1), 151–174.
- Cukrov, N., Alvarenga, C.J.S., Uhlein, A. 2005. Litofácies da glaciação neoproterozoica nas porções sul do cráton do São Francisco: Exemplos de Jequitaiá (MG) e Cristalina (GO). *Rev. Bras. Geociências* 35 (1), 69–76. doi:10.25249/0375-7536.20053516976
- D'Agrella-Filho, M.S., Pacca, I.I.G., Trindade, R. I. F., Teixeira, W., Raposo, M.I.B., Onstott, T.C. 2004. Paleomagnetism and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  ages of mafic dykes from Salvador, Brazil: new constraints on the São Francisco craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, 132, 55-77.
- D'Agrela Filho, M.S., Pacca, I.G., Renne, P.R., Onstott, T.C., Teixeira, W. 1990. Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dykes in southeastern Bahia State São Francisco Craton, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 10, 332–348.
- Dalziel, I. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *GSA Bulletin*, 109 (1), 16–42.
- Dalziel, I. W. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19 (6), 598–601.
- Danderfer A., de Waele B., Pedreira A.J., Nalini H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research.*, 170: 116-128.
- Danderfer Filho A., Lana C.C., Nalini Júnior H.A., Costa A.F.O. 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research.*, online, DOI: 10.1016/j.gr.2014.06.012.
- Dart, C.J., Collier, R.E.Li., Gawthorp, R.L., Keller, J.V., Nichols, G., 1994. Sequence stratigraphy of (?) Pliocene-Quaternary syn-rift Gilbert type deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and Petroleum Geology* 11, 545–560.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons Inc.(eds.), N.Y., 776p.
- De Campos, C.P., DeMedeiros, S.R., Mendes, J.C., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Ludka, I.P., Dantas, E.L. 2016. Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): snapshot from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 248–268.

- Degler, R., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Queiroga, G., Schulz, B. 2017. Contrasting provenance and timing of metamorphism from paragneisses of the Araçuaí- Ribeira orogenic system, Brazil: Hints for Western Gondwana assembly. *Gondwana Research* 51, 30-50.
- Deluca, C., Pedrosa-Soares, A., Lima, S., Cordani, U., Sato, K. 2019. Provenance of the Ediacaran Salinas Formation (Araçuaí Orogen, Brazil): Clues from lithochemical data and zircon U-Pb (SHRIMP) ages of volcanic clasts. *Brazilian Journal of Geology*, 49(2), e20190017. DOI: 10.1590/2317-4889201920190017
- Domingues da Costa, F.G., Alkmim, F.F., Muzzi, P. 2018. The Ediacaran Salinas turbidites, Araçuaí Orogen, MG: tectonics and sedimentation interplay in a syn-orogenic basin. *Brazilian Journal of Geology*, 48(4), 783-804. DOI: 10.1590/2317-4889201820180020
- Dott Jr, R.H., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bull.* 47, 104-128.
- Dussin I.A., Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3:19-26.
- Dussin T.M., Dussin I.A., Macambira M.J.B. 2000. Chronology of Mesoproterozoic Guanhões River Sequence: 207Pb/206Pb Single Zircon Evaporation Data of Metavolcanic Rocks (Minas Gerais, Brazil). In: *Inter. Geol. Congress, Rio de Janeiro, Abstracts Vol.*, CD.
- Einsele, G. 2000. *Sedimentary Basins; Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer, Berlin, 792 pp.
- Eisbacher, G.H. 1985. Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 51, 231–254.
- Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Sci. Rev.* 35, 1–248.
- Eyles C.H., Eyles, N. 2010. Glacial Deposits. In: Dalrymple, R.W., James, N.P. (Eds.). *Facies models 4*. Geological Association of Canada, pp. 73-104.
- Eyles, N., Eyles, C.H., Miall, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict sequences. *Sedimentology*, 30, 393-410.
- Eyles, C.H., Eyles, N., Miall, A.D. 1985. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 51 (1–4), 15–84.
- Eyles, N., Januszczak, N. 2004. ‘Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, 65, 1–73.
- Fairchild, I.J., Kennedy, M.J. 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. *Journal of the Geological Society of London* 164, 895–921.
- Fisher, R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology* 11, 273-274.
- Fossen, H. *Structural Geology*. 2012. Cambridge University Press. 480p.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C., de Almeida, R.P. 2017. Hot versus cold orogenic behavior: comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian Orogens. *Tectonics* 36. <https://doi.org/10.1002/2017TC004743>.
- Fossen, H., Cavalcante, C., Konopásek, J., Meira, V.T., Almeida, R.P., Hollanda, M.H.B., Trompette, R. 2020. A critical discussion of the subduction-collision model for the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Precambrian Research*, 343, 105715.
- Frakes, L. A. 1978. Diamictite. In: R. W. Fairbridge and J. Bourgeois (Editors), *The Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., pp. 262--263.
- Gani, M. R. 2004. From turbid to lucid: a straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits. *The Sedimentary Record*, 2(3), 4-8.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.* 12, 195e218.
- Gilbert, R. 1990. Rafting in glaciomarine environments. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (Eds.), *Glaciomarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society Special Publications, pp. 105–120.

- Gonçalves L., Farina F., Lana C., Pedrosa-Soares A. C., Alkmim F.F., Nalini H. A. 2014. New U-Pb Ages and Lithochemical Attributes of the Ediacaran Rio Doce Magmatic Arc, Araçuaí Confined Orogen, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 52, p. 1-20.
- Gradim R.J., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C.M. 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo básico do rifte Neoproterozoico Macaúbas. *Rev. Bras. Geociên.*, 35: 59-69.
- Gradim, C., Roncato, J., Pedrosa-Soares, A. C., Cordani, U., Dussin, I., Alkmim, F. F., Queiroga, G., Jacobsohn, T., Silva, L. C., Babinski, M. 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 155-180.
- Grossi-Sad J.H., Motta E., Baars, F. 1993. Formação Capelinha: uma nova entidade litoestratigráfica do Grupo Macaúbas Superior. *Anais do VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais.*, 12: 30-33.
- Grossi-Sad, J.H., Roque, N.C., Knauer, L.G., Noce, C.M., Fonseca E. 1997a. Geologia da Folha Carbonita In: Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares Filho B.S., (eds) Projeto Espinhaço. CODEMIG, Belo Horizonte, 1251–1371.
- Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S. 1997b. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). COMIG, Belo Horizonte.
- Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Santana, A., Dussin, I., Takehara, L. 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - insight into the paleoproterozoic to mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo-São Francisco craton. *Gondwana Res.* 27, 363–376. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.009>.
- Haughton, P.D., Barker, S.P., McCaffrey, W.D. 2003. ‘Linked’ debrites in sand-rich turbidite systems - origin and significance. *Sedimentology* 50 (3), 459–482.
- Haughton, P.D.W., Davis, C., McCaffrey, W., Barker, S.P. 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits – classification, origin and significance. In: *Hybrid and Transitional Submarine Flows* (Eds L.A. Amy, W.B. McCaffrey and P.J. Talling), *Mar. Petrol. Geol.*, 26, 1900–1918.
- Heilbron, M., Duarte, B. P., Valeriano, C. M., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J. R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178, 136-148.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R., Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, p. 203-234.
- Henstra, G.A., Grundvåg, S.A., Johannessen, E.P., Kristensen, T.B., Midtkandal, I., Nystuen, J.P., Rotevatn, A., Surlyk, F., Sæther, T., Windelstad, J. 2016. Depositional processes and stratigraphic architecture within a coarse-grained rift-margin turbidite system: the Wollaston Forland Group, east Greenland. *Mar. Petrol. Geol.* 76, 187–209. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.05.018>.
- Hettich, M. 1975. Zur stratigraphie und Genese des Macaúbas nordlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geologisches Jahrbuch*, 14, 47–85.
- Hettich, M. 1977. A glaciação proterozóica no centro norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociências*, 7(2):87-101.
- Hodgson, D.M. 2009. Distribution and origin of hybrid beds in sand-rich submarine fans of the Tanqua depocentre, Karoo Basin, South Africa. In: *Hybrid and Transitional Submarine Flows* (Eds L.A. Amy, W.B. McCaffrey and P.J. Talling), *Mar. Petrol. Geol.*, 26, 1940–1957.
- Hoffman, P. 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*, 252, 1409–1412.
- Hoffman, P., Kaufman, A., Halverson, G., Schrag, D. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281, 1342–1346.

- Holz, M., Vilas-Boas, D.B., Troccoli, E.B., Santana, V.C., Vidigal-Souza, P.A. 2017. Conceptual models for sequence stratigraphy of continental rift successions. In: *Stratigraphy & Timescales*. Vol. 2, pp. 119-186.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., Baum, S.K., Peltier, W.R. 2000. Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, 405, 425–429.
- Johns, D.D., Mutti, E., Rosell, J., Seguret, M. 1981. Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of the Hecho Group, South-central Pyrenees, Spain. *Geology*, 9, 161–164.
- Karfunkel, J., Hoppe, A. 1988. Late Precambrian glaciation in centraleastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65, 1–21.
- Karfunkel, J., Hoppe, A., Noce, C., M. 2003. Serra da Água Fria e vizinhanças, MG: vestígios de glaciação neoproterozóica. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. MME-DNPM-CPRM-SIGEP*, 165-174.
- Karfunkel B., Karfunkel J. 1975. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). Dissertation, Universidade Freiburg, Alemanha, 86 p.
- Karfunkel, B., Karfunkel, J. 1976 - Estudos petro-faciográficos do Grupo Macaúbas na porção mediana da serra do Espinhaço, Minas Gerais. XXIX Congr. Bras. Geol., vol.2: 169-177, ouro preto.
- Karfunkel B., Karfunkel J. 1977. Fazielle entwicklung der mittleren Espinhaço-zone mit besonderer Berücksichtigung des tillit-problems. *Geogisches Jahrbuch, Beihefte*, 24:3-91.
- Kearey P., Klepeis K.A., Vine F.J. 2009. *Global tectonics*. Oxford: John Wiley & Sons, 482 p.
- Khalil, S. M., McClay, K. R. 2009. Structural control on syn-rift sedimentation, northwestern Red Sea margin, Egypt. *Marine and Petroleum Geology*, 26(6), 1018-1034.
- Kleverlaan, K. 1987. Gordo Megabed: a possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas Basin, Province Almeria, Southeast Spain. *Sed. Geol.*, 51, 165–180-165.
- Knauer L. G., Silva L. L., Souza F. B. B., Silva L. R., Carmo, R. C. 2006. Folha Monte Azul 1:100.000. CPRM, Programa Geologia do Brasil, Brasília.
- Kneller, B.C., Branney, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42, 607–616.
- Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H., Janoušek, V. 2020. Adamastor—an ocean that never existed? *Earth-Science Reviews* 205, 103201.
- Kuchenbecker, M., Pedrosa-Soares, A. C., Babinski, M., Fanning, M. 2015. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research*, 266, 12-26.
- Kuchle J. 2010. Análise tectono-estratigráfica de bacias rifte. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 198p.
- Kuchle, J., Scherer, C., M., S., Born, C., C., Alvarnga, R., S., Adegas, F. 2011. A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression—The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units—Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *J. South Am. Earth Sci.* 31 (4), 358–371.
- Kuenen, P.H. 1966. Experimental turbidite lamination in a circular flume. *J. Geol.*, 74, 523–545.
- Labaume, P., Mutti, E., Seguret, M. 1987. Megaturbidites – a depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin. *Geo-Mar. Lett.*, 7, 91–101.
- Le Heron, D.P. 2015. The significance of ice-rafted debris in Sturtian glacial successions. *Sedimentary Geology* 322, 19–33. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.04.001>.

- Ledru P. J., Johan V., Milési J.P., Tegycy M. 1994. Markers of the last stage of the Paleoproterozoic collision: Evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, 69: 169-191.
- Leeder, M. R. 1995. Continental rifts and proto-oceanic rift troughs, in C. J. Busby, Ingersoll, R. V. eds., *Tectonics of sedimentary basins*: Oxford, Blackwell Science, p. 119–148.
- Leeder, M. R., Gawthorpe, R. L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt block/half-graben basins, in M. P. Coward, J. F. Dewey, and P. L. Hancock, eds., *Continental extensional tectonics: Geological Society Special Publication 28*, p. 139–152.
- Leeder, M.R., Collier, R.E.Li., Aziz, A.L.H., Trout, M., Ferentinos, G., Papatheodorou, G., Lyberis, E., 2002. Tectono-sedimentary processes along an active marine/lacustrine half-graben margin: Alkyonides gulf, E. Gulf of Corinth, Greece. *Basin Research* 14, 25–41.
- Leite M.M. 2013. Sistemas deposicionais e estudo de proveniência sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na porção ocidental do Anticlinal de Itacambira (MG). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 90p.
- Leppard, C.W., Gawthorpe, R.L., 2006. Sedimentology of rift climax deep water systems; Lower Rudeis Formation, Hammam Faraun Fault Block, Suez Rift, Egypt. *Sedimentary Geology* 191, 67–87.
- Lezzar, K.E., Tiercelin, J.J., Le Turdu, C., Cohen, A.S., Reynolds, D.J., Le Gall, B., Scholz, C.A., 2002. Control of normal fault interaction on distribution of minor Neogene sedimentary depocentres, Lake Tanganyika, East Africa. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1027–1059.
- Lima S.A.A., Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e de idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (4), 491-500.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A., & Sismond, P.A. (1986). Detachment faulting and evolution of passive continental margins. *Geology*, v.14, p. 246-250.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows. 2. Depositional models with special reference to high density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 52, 279–298.
- Lowe, D.R. 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, 35, 765–776.
- Lowe, D.R., Guy, M., 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea, a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology* 47 (1), 31e70.
- Macedo, J.M., Marshak, S. 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111: 1808-1822.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G., Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia*, 10, 171-174.
- Magalhães, J.R., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Müntener, O., Pinheiro, M.A.P., Carlos, L. 2018. First Lu-Hf,  $\delta^{18}O$  and trace elements in zircon signatures from the Statherian Espinhaço anorogenic province (Eastern Brazil): geotectonic implications of a silicic large igneous province. *Braz. J. Genet.* 48, 735–759. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180046>.
- Marshak, S., Alkmim, F.F., 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics* 8, 555–571.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal Structural Geology*, 28, 129-147.

- Martins, M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 234 p.
- Martins, M., Karfunkel, J., Noce, C.M., Babinski, M., Pedrosa Soares, A.C., Sial, A.N., Liu, D. 2008. A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do Rifte Araçuai. *Rev. Bras. Geociências* 38 (4), 761–772.
- Martins-Neto, M.A., Catuneano, O. 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v. 27, p. 247-253.
- Martins-Neto M.A., Hercos C.M. 2002. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil. In: Altermann, W., Corcoran, P. L. (eds) *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publications., 33: 383–403.
- Martins-Neto, M. A., Pedrosa-Soares, A. C., Lima, S. A. D. A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the Sao Francisco craton and Araçuai fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141, 343-370.
- McLeod, A., Dawers, N.H., Underhill, J.R. 2000. The propagation and linkage of normal faults: insights from the Strathspey–Brent–Stafjord fault array, northern North Sea. *Basin Res.*, 12, 263–284.
- Melo, M.G., Stevens, G., Lana, C., Pedrosa-Soares, A.C., Frei, D., Alkmim, F.F., Alkmim, L.A. 2017. Two cryptic anatectic events within syn-collisional granitoid from the Araçuai orogeny (southeastern Brazil): evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*, 277, 51-71.
- Menezes, R.C.L., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., Rios, D.C. 2012. Geoquímica e geocronologia de granitos anorogênicos tonianos (ca. 914–899 Ma) da Faixa Araçuai no Sul do Estado da Bahia. *Geonomos* 20, 1–13.
- Menzies, J., van der Meer, J.J.M., Domack, E., Wellner, J.S. 2010. Micromorphology: as a tool in the detection, analyses and interpretation of (glacial) sediments and manmade materials. *Proceedings of the Geologists' Association* 121 (3), 281–292.
- Miall, A.D. 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 3rd ed. Springer-Verlag, New York.
- Miall A.D. 2016. *Stratigraphy: A modern synthesis*. Ed. Springer, Canada. 464p.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanisms of flow and deposition: In: *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*, pp. 1–38. SEPM Pacific Section, Short course lecture notes.
- Moraes, L.J. 1932. Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 4:111-114
- Moreira, H. F., Danderfer, A., Costa, A. F.O., Bersan, S. M., Lana, C. C., Queiroga, G. N. 2020. Record of Early Tonian mafic magmatism in the central Espinhaço (Brazil): New insights for break-up of the Neoproterozoic landmass ancestor of São Francisco-Congo paleocontinent. *Geoscience Frontiers*, 11, 2323-2337. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.02.007>.
- Morley, C., K. 2002. Evolution of large normal faults, evidence from seismic reflection data. *AAPG Bull.* 86 (6), 961–978.
- Mourão M. A. A., Grossi-Sad J. H., Fonseca E. 1997. Geologia da Folha Janaúba. In: Grossi-Sad, J. H., Lobato, L. M., Pedrosa- Soares, A. C., Soares-Filho, B. S. (eds) *Projeto Espinhaço*. CODEMIG, Belo Horizonte, 11–123.
- Mulder, T., Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48 (2), 269–299.
- Mutti, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese (275 pp.).

- Mutti, E., Nilsen, T.H., Ricci Lucchi, F., 1978. Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (Upper Miocene and Lower Pliocene), East-Central Italy. In: Stanley, D.L., Kelling, G. (Eds.), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, pp. 201-223.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Pet. Geol.* 20, 733755.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S., Fava, L., 1999. An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective, 39. AAPG Continuing Education Course Notes Series (93 pp.).
- Muzzi Magalhaes, P., Tinterri, R. 2010. Stratigraphy and depositional setting of slurry and contained (reflected) beds in the Marnoso-arenacea formation (Langhian-Serravallian) Northern Apennines, Italy. *Sedimentology* 57, 1685-1720.
- Nalini H.A. 1997. Caracterização das suítes magmáticas neoproterozóicas de la região de Conselheiro Pena et Galiléia, Minas Gerais, Brasil. PhD Thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne, France, 237p.
- Nalini, H.A., Bilal, E., Paquette, J.L., Pin, C., Machado, R. 2000. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozóiques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, 331: 459-466.
- Nalini, H.A., Machado, R.M., Bilal, E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico, da região do Médio Vale do Rio Doce. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4-suplemento), 23-34.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates; their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Memoir — Canadian Society of Petroleum Geologists* 10, pp. 1–31.
- Noce, C.M. 1997. Geologia da Folha Itacambira. In: Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S. (eds) *Projeto Espinhaço*. CODEMIG, Belo Horizonte, 853-924.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars F.J., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R., Roque N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica. *Anais 9º Simp. Geol. Minas Gerais – SBG Núcleo MG. Bol.* 14: 29-31.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Alkmim, F.F. 2007. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15 (1), 17-23.
- Norem, H., Locat, J., Schieldrop, B. 1990. An approach to the physics and the modeling of submarine flowslides. *Marine Geotechnology*, 9, 93–111.
- Novo, T.A., Pedrosa-Soares, A.C., Vieira, V.S., Dussin, I., Silva, L.C. 2018. The Rio Doce Group revisited: na ediacaran arc-related volcano-sedimentary basin, Araçuaí orogen (SE Brazil). *Journal of South America Earth Science*, 85, 345-361.
- Novo, T.A., Roncato, J., Bhering, A.P., Carvalho, C.M., Cordeiro, E.Z., Carneiro, G.A., Pereira, M.A.S., Coelho, V.P., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M. 2007. Rochas charno-enderbíticas da região de Carangola: Implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 10, Diamantina. SBG-MG, Resumos.
- Oliveira, J. R. P. 1989. Comportamento estrutural dos Grupos Macaúbas e Bambuí na porção centro norte de Minas Gerais. (M.Sc. Thesis). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 112p.
- Oliveira, R. G., Martins, M., Queiroga, G., Souza, M. E. S., Lana, C., Alkmim, A. R., Silva, M. A. L., Bueno, C., Linhares, D. 2021. Sedimentary provenance and role of tectonic inheritance on the control of the Macaúbas group, eastern margin of São Francisco Craton (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103210. doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103210.

- Patacci, M., Haughton, P.D.W., McCaffrey, W.D. 2014. Rheological complexity in sediment gravity flows forced to decelerate against a confining slope, Braux, SE France. *J. Sediment. Res.* 84, 270-277.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X. 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sed. Geol.*, 125, 165–194.
- Pedrosa-Soares, A. C. 1995. Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, MG: História da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 177p.
- Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, 19, 244-251.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 294.
- Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C.M., Maximiliano, M., Queiroga, G., Vilela, F. 2011a. The Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, SE Brazil. *Geological Society, London, Memoirs*, 36, 523-534.
- Pedrosa-Soares, A.C., Campos, C.P., Noce, C.M., Silva, L.C., Novo, T.A., Roncato, J., Medeiros, S., Castaneda, C., Queiroga, G.N., Dantas, E., Dussin, I.A., Alkmim, F.F. 2011b. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society of London, Special Publications*, 350, 25–51.
- Pedrosa-Soares, A. C., Grossi-Sad, J. H., 1997. Geologia da Folha Minas Novas. In: Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S. (eds) Projeto Espinhaço. CODEMIG, Belo Horizonte, 925–1053.
- Pedrosa-Soares A.C., Monteiro R.L.B.P., Noce C.M., Freitas-Silva F.H., Oliveira M.J.R., Schettino A. 1990. Caracterização de uma seqüência vulcano-sedimentar distal na Faixa Araçuaí, MG: bacia oceânica restrita? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, p. 308.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M, Cordani, U., Castañeda, C. 2007. Orogênio Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos.*, 15 (1), 1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal Ph., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. S. Am. Earth Sci.*, 6: 33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Res.*, 110: 307-323.
- Pedrosa-Soares A. C., Oliveira M. J. R. 1997. Geologia da Folha Salinas. In: Grossi-Sad, J. H., Lobato, L. M., Pedrosa-Soares, A. C. & Soares-Filho, B. S. (eds) Projeto Espinhaço. CODEMIG, Belo Horizonte, 419–541.
- Pedrosa-Soares, A.C., Vidal, P., Leonardos, O.H., Brito-Neves, B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West-Congo orogen. *Geology*, 26 (6), 519-522.
- Pedrosa-Soares, A. C., Saadi, A., 1989. O segmento meridional da Falha de Taiobeiras, MG. In: 5 Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte. Boletim do Núcleo Minas Gerais. Belo Horizonte: SBG Núcleo MG, 1989. v. 10. p. 161-165.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Peixoto, E., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Dussin, I.A. 2015. A suture-related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. *Gondwana Research*, 27, 878-896.

- Peres, G.G., Alkmim, F.F., Jordt-Evangelista, H. 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: Geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 76, 771–790.
- Pflug, R., Renger, F.E. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. Vol. 27, pp. 5-19.
- Piauilino, P.F., Hauser, N., Dantas, E.L. 2021. From passive margin to continental collision: Geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the neoproterozoic evolution of the southeast Brasília Belt. *Precambrian Res.* 359, 105345. doi:10.1016/j.precamres.2019.105345
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P., Hiscott, R.N., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Sci. Rev.* 23, 75-174.
- Pimentel, M.M., Rodrigues, J.B., Della Giustina, M.E.S., Junges, S., Matteini, M., Armstrong, R. 2011. The tectonic evolution of the neoproterozoic Brasília belt, central Brazil, based on shrimp and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *J. S. Am. Earth Sci.* 31, 345–357. doi:10.1016/j.jsames.2011.02.011
- Pluijm, B.A. & Marshak, S. (1997). *Earth structure. An introduction to structural geology and tectonics.* WCB/McGraw-Hill, 495p.
- Porada, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research.*, 44, 103-136.
- Powell, R., Domack, E., 2002. Modern glaciomarine environments. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern and Past Glacial Environments.* Butterworth-Heinemann Ltd., Oxford, pp. 361–389.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression, in G. D. Woudjams and A. Dobb, eds., *Tectonics and seismic sequence stratigraphy: Geological Society Special Publication 71*, p. 35–66.
- Queiroga, G.N., 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21°S. (Ph.D. Thesis). Instituto de Geociências. Univ. Fed. Minas Gerais 180, p.
- Queiroga, G. N., Dussin, I.A., Martins, M., Machado, M.C., Kawashita, K., Chemale, F. 2012. Roteiro de Campo – Rochas Ígneas. In: Dussin I.A. & Chemale F. (ed). *Geologia Estrutural e Estratigrafia do Sistema Espinhaço – Chapada Diamantina e sua Aplicação nas Bacias Mesocenozóicas da Margem Passiva Brasileira.* Belo Horizonte, FUNDEP/PETROBRÁS, 170-195.
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F., Prichard R. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, 15(1), 61-65.
- Ravenne, C., & Beghin, P. 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 38, 279–297.
- Ravnås, R., Steel, R.J. 1998. Architecture of marine rift-basin successions. *AAPG Bull.* 82, 110-146.
- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D., 2017a. The São Francisco Basin. In: Heilbron, M. (Ed.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil, Regional Geology Reviews.* Springer International Publishing, pp. 255–276.
- Reis, H. L. S., Suss, J. F., Fonseca, R. C. S., Alkmim, F. F. 2017b. Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Res.* 302, 150–170. doi:10.1016/j.precamres.2017.09.023
- Renné, P.R., Onstott, T.C., D'Agrella Filho, M.S., Pacca, I.G., Teixeira, W. 1990. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications of Pan-African and Brazilian mobile belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 101, pp. 349–366.

- Ricci Lucchi, F., Valmori, E., 1980. Basin-wide turbidites in Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology* 27, 241-270.
- Richter, F., Lana, C., Stevens, G., Buick, I., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Cutts, K. 2016. Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: records from Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 272, 78-100.
- Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M., Zhao D. 2008. The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, 14 (1-2), 51–72.
- Rolim, V.K., Alkmim, F.F. 2004. Geometria 3D de falhas de empurrão e dobras associadas como expressões da morfologia do descolamento basal: Resultados de uma simulação computacional. *Rev. Bras. Geociên.*, 34: 295-302.
- Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M.J., Galarza, M.A., Cunha, M.P., Menezes, R.C.L., Marinho, M.M., Cruz-Filho, B.E., Rios, D.C. 2007. Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U–Pb and Pb–Pb ages of the blue sodalite syenites. *Lithos*, 97, 88–97.
- Rowland, S.M., Duebendorfer, E.M., Schiefelbein, I.M 2007. Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology. Third edition. Blackwell Publishing Co. USA. 295p.
- Sanders, J.E., 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: Middleton, G.V. (Ed.), *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*, 12. SEPM Special Publications, pp. 192-219.
- Santos, R.F., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C. 2009. A Formação Salinas, Orógeno Araçuaí (MG): história deformacional e significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(1), 81-100.
- Schöll W.U. 1972. Der Südwestliche Randbereich der Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch.*, 61(1):201-216.
- Scholz, C.A., Rosendahl, B.R., Scott, D.L., 1990. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: examples from East Africa. *Geology* 18, 140–144.
- Scholz, C.A., Johnson, T.C., McGill, J.W., 1993. Deltaic sedimentation in a rift valley lake: new seismic reflection data from lake Malawi (Nyasa), East Africa. *Geology* 21, 395–398.
- Seeger, M.J., Alexander, J., 1993. Distribution of Plio-Pleistocene and Modern coarse-grained deltas south of the Gulf of Corinth, Greece. In: Frostick, L., Steel, R. (Eds.), *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, vol. 20, pp. 37–48.
- Şengör, A. M. C. 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: Busby, C. J., Ingersoll R. V. (eds) *Tectonics of sedimentary basins*. Blackwell, Oxford, pp 53–117.
- Serrano, P., Pedrosa-Soares, A.C., Medeiros-Júnior, E., Fonte-Boa, T., Araújo, C., Dussin, I., Queiroga, G., Lana, C. 2018. A-type Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogeny (SE Brazil). *Lithos*, 320-321, 515-536.
- Shanmugam, G. 2016. Submarine fans: a critical retrospective (1950–2015). *Journal of Palaeogeography*, 5(2), 110-184.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M., Pimentel, M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C., Vieira, V.S., Silva, M., Paes, V., Cardoso-Filho, J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambriano brasileiros com base em novo dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráto São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 513-528.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L., Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Noce, C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos*, 19, 2, 180-197.

- Silva, L.C. da, Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Pinto, C.P., Magalhães, J.T.R., Pinheiro, M.A.P., Santos, G.G. 2016. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: the Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *J. South Am. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.12.002>.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: New evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research.*, 13, 527-537.
- Sohn, Y.K. 2000. Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *J. Sediment. Res.* 70 (3), 491–503.
- Southard, J.B (1991) Experimental determination of bed-form stability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19, 423–455.
- Souza, M.E.S. 2016. Caracterização litoestrutural e geocronológica dos xistos verdes e metagabros do Grupo Macaúbas nas regiões de Terra Branca e Planalto de Minas, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, 263 p.
- Souza, M.E.S. 2019. Evolução Geodinâmica dos Estágios de Rifteamento do Grupo Macaúbas no Período Toniano, Meridiano 43°30'W, Região Centro-Norte de Minas Gerais. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 211 p.
- Souza M.E.S.S, Martins M., Madeira M.R., Queiroga G., Barbosa M.S.C. 2017. Interação tectônica entre bacias sucessoras no domínio externo do Orógeno Araçuaí: Estudo de Caso da Região de Planalto de Minas, Minas Gerais. *Série Científica da USP*, v. 17, p. 143-156.
- Souza, M. E., Martins, M. S., Queiroga, G. N., Leite, M., Oliveira, R. G., Dussin, I., Pedrosa-Soares, A. C. 2019. Paleoenvironment, sediment provenance and tectonic setting of Tonian basal deposits of the Macaúbas basin system, Araçuaí orogen, southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102393. doi:10.1016/j.jsames.2019.102393.
- Souza, M. E., Martins, M., Queiroga, G., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., de Castro, M. P., Serrano, P. 2022. Time and isotopic constraints for Early Tonian basaltic magmatism in a large igneous province of the São Francisco–Congo paleocontinent (Macaúbas basin, Southeast Brazil). *Precambrian Research*, 106621.
- Souza-Filho, R.G. 1995. O Arcabouço Estrutural da porção externa da Faixa Aracuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco. MSc thesis. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 150p.
- Stow. D.A.V. 2012. *Sedimentary rocks in the field. A color guide.* Academic Press, 320p.
- Stow, D.A.V. 1985. Brae oilfield turbidite system, North Sea. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine fans and turbidite systems.* Springer, New York, pp. 231-236.
- Stow, D.A.V., Bowen, A.J. 1978. Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. *Nature*, 274, 324–328.
- Stow, D.A.V., Bowen, A.J. 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. *Sedimentology*, 27, 31–46.
- Stow, D.A.V., Howell, D.G., Nelson, C.H. 1985. Sedimentary, tectonic and sea-level controls. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine fans and turbidite systems.* Springer, New York, pp. 15-22.
- Straathof, G.B. 2011. Neoproterozoic Low Latitude Glaciations: An African Perspective. Ph.D. thesis. University of Edinburgh, Scotland, UK.
- Surlyk, F. 1978. Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic–Cretaceous boundary, East Greenland): *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse*, v. 128, p. 1–108.
- Surlyk, F. 1989. Mid-Mesozoic synrift turbidite systems: controls and predictions, in J. D. Collinson, ed., *Correlation in hydrocarbon exploration: Norwegian Petroleum Society*, p. 231–241.

- Sumner, E.J., Talling, P.J., Amy, L.A. 2009. The deposits of flows transitional between turbidity currents and debris flow. *Geology*, 37, 991–994.
- Tack L., Wingate M.T.D., Liégeois J.-P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian groups (Bas-Congo): onset of Rodinia at the western edge of the Congo craton. *Prec. Research*, 110:277-306.
- Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R. B., Peakall, J., Robinson, M. 2004. Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments. *Sedimentology*, 51, 163–194.
- Talling, P.J., Malgesini, G., Sumner, E.J., Amy, L.A., Felletti, F., Blackburn, G., Nutt, C., Wilcox, C., Harding, I.C., Akbari, S., 2012c. Planform geometry, stacking pattern, and extra-basinal origin of low-strength and higher-strength cohesive debris flow deposits in the Marnoso-arenacea Formation. *Geosphere*, doi:10.1130/GES00734.1.
- Talling, P.J., Malgesini, G. and Felletti, F., 2012b. Can liquefied (debris) flows deposit clean sandstone over large areas of sea floor? Field evidence from the Marnoso-arenacea Formation, Italian Apennines. *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01358.x
- Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J., Malgesini, G. 2012a. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology* 59, 1937-2003.
- Talling, P.J., Peakall, J., Sparks, R.S.J., O' Cofaigh, C.S., Dowdeswell, J.A., Felix, M., Wynn, R.B., Baas, J.H., Hogg, A.J., Masson, D.G., Taylor, J., Weaver, P.P.E. 2002. Experimental constraints on shear mixing rates and processes: implications for the dilution of submarine debris flows. In: *Glacier Influenced Sedimentation on High Latitude Continental Margins* (Eds J.A. Dowdeswell and C.S. O' Cofaigh), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 203, 89–103.
- Talling, P.J., Wynn, R.B., Rixon, R., Schmidt, D., Sumner, E., Amy, L.A. 2010. How did submarine flows transport boulder sized mud clasts to the fringes of the Mississippi Fan? *J. Sed. Res*, 80, 829–851.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J.S.F., Noce, C.M., Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: *Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A, Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress*, pp. 101–138.
- Thiéblemont, D., Prian, J.P., Goujou, J.C., Boulingui, B., Ekogha, H., Kassadou, A.B., Simo-Ndounze, S., Walemba, A., Préat, A., Theunissen, K., Cocherie, A., Guerrot, C. 2011. Timing and characteristics of Neoproterozoic magmatism in SW-Gabon: first geochronological and geochemical data on the West-Congolian orogen in Gabon (SYSMIN project, Gabon 2005–2009b). In: *23 Colloquium of African Geology (CAG23)*. University of Johannesburg, Republic of South Africa, Abstracts.
- Thomas, G.S.P., Connell, R.J., 1985. Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland. *J. Sediment. Petrol.* 55 (2), 243–249.
- Tinterri, R., Civa, A., Laporta, M., Piazza, A. 2020. Turbidites and turbidity currents. *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis*, 441–479. doi:10.1016/b978-0-444-64134-2.00016-x
- Torsvik, T.H. 2003. The Rodinia jigsaw puzzle. *Science* 300, 1379–1381.
- Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African- Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Tucker, M.E. 2014. *Rochas sedimentares. Guia geológico de campo*. 4 ed. John Wiley & Sons Limited. 320p. Tradução. Bookman Editora Ltda.
- Uhlein A. 1991. *Transição Cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 295 pp.

- Uhlein, A., Alvarenga, C.J.S., Dardenne, M.A., Trompette, R.R. 2011. “The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil,” in: The geological record of neoproterozoic glaciations. Memoirs 36. Editors E. Arnaud, G. P. Halverson, and G. Shields-Zhou (London: Geological Society), 541–546.
- Uhlein, A., Trompette, R., Alvarenga, C. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 435–451.
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences.*, 11: 191–203.
- Uhlein, G.J., Uhlein, A. 2022. Late Cryogenian and late Paleozoic ice ages on the São Francisco craton, east Brazil. *Frontiers in Earth Science*, 10, 900101.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): Sedimentary Provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of Wes Gondwana. *Precambrian Research.*, 130 (1/4), 27-55.
- Van Vliet, A. 1978. Early Tertiary deepwater fans of Guipuzcoa, Northern Spain. In: Stanley, D.J., Kelling, G. (Eds.), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, pp. 190-209.
- Versfelt, J., Rosendahl, B.R., 1989. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East Africa. *Nature* 337, 354–357.
- Victoria, A.M. 2017. A província anorogênia toniana da região sul da Bahia, divisa nordeste com Minas Gerais: Novos dados para a bacia rifte precursora ao Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. MS.c thesis. Federal University of Bahia, Brazil.
- Vilela, F. T., Pedrosa-Soares, A., Babinski, M., Lana, C., Trindade, R. I., Santos, E., 2021. Diamictitic iron formation (DIF) deposits of the Neoproterozoic Nova Aurora Iron District (Macaúbas Group, Southeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103614.
- Vilela, F.T., Pedrosa-Soares, A.C., Carvalho, M.T.N., Arimateia, R., Santos, E., Voll, E., 2014. Metalogênese da Faixa Araçuaí: o Distrito Ferrífero Nova Aurora (Grupo Macaúbas, Norte de Minas Gerais) no contexto dos recursos minerais do Orogeno Araçuaí. In: Silva, M.G., Rocha-Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Eds.), *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*, first ed., pp. 415–430 CPRM (www.cprm.gov.br, Rio de Janeiro, Brazil).
- Viveiros, J.F.M., Sá, E.L., Vilela, O.V., Santos, O.M., Moreira, J.M.P., Holder-Neto, F., Vieira, V.S. 1978. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: SBG. Congresso Brasileiro Geologia, 30, Recife, vol. 1. Anais, pp. 243–254.
- Walker, R.G. 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*, second edition Geological Association of Canada, Toronto, pp. 171–188.
- Williams, G.E., Schmidt, P.W. 2004. Neoproterozoic glaciation: reconciling low palaeolatitudes and the geologic record. In: Jenkins, G.S., McMenamin, M., Sohl, L.E. & McKay, C.P. (eds) *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry and Climate*. American Geophysical Union Monographs, 146, 145–159.
- Wood, A., Smith, A.J. 1958. The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoveryan). *Q. J. Geol. Soc. London*, 114, 163–195.
- Zeng, J., Lowe, D.R., Prior, D.B., Wiseman Jr, W.J., Bornhold, B.D. 1991. Flow properties of turbidity currents In Bute Inlet, British Columbia. *Sedimentology*, 38, 975–996.