



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E ESTRUTURAL EM ESCALA DE
SEMI-DETALHE DAS UNIDADES METASSEDIMENTARES
SILICICLÁSTICAS NA REGIÃO DO PARQUE NACIONAL DA SERRA DO
CIPÓ (MG)**

Gabriel Barbosa Medeiros

MONOGRAFIA nº 421

Ouro Preto, Janeiro de 2022

**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E ESTRUTURAL EM
ESCALA DE SEMI-DETALHE DAS UNIDADES
METASSEDIMENTARES SILICICLÁSTICAS NA REGIÃO
DO PARQUE NACIONAL DA SERRA DO CIPÓ (MG)**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Naves

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Msc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº 421

ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E ESTRUTURAL EM ESCALA DE SEMI-DETALHE DAS UNIDADES METASSEDIMENTARES SILICICLÁSTICAS NA REGIÃO DO PARQUE NACIONAL DA SERRA DO CIPÓ (MG)

Gabriel Barbosa Medeiros

Orientador

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins

Co-orientador

Eng. Geólogo León Dias Oliveira

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2021/01.

OURO PRETO

2022

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Gabriel Barbosa Medeiros

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

M488a Medeiros, Gabriel Barbosa.

Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detalhe das unidades metassedimentares siliciclásticas na região do Parque Nacional da Serra do Cipó (MG). [manuscrito] / Gabriel Barbosa Medeiros. - 2022. 92 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins.

Coorientador: León Dias Oliveira.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Estratigrafia. 2. Geologia estrutural. 3. Rochas metamórficas - Rochas metassedimentares. I. Martins, Maximiliano de Souza. II. Oliveira, León Dias. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 551.7:551.243

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

<http://www.sisbin.ufop.br>

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi detalhe das unidades metassedimentares siliciclásticas na região do Parque Nacional da Serra do Cipó (MG)

AUTOR: Gabriel Barbosa de Medeiros

ORIENTADOR: Maximiliano de Souza Martins

Aprovada em: 14 de janeiro de 2022

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins - DEGEO/UFOP



Prof. Dr. Fernando Flecha Alkmim - DEGEO/UFOP



Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin - UERJ



Ouro Preto, 14/01/2022

Ao meu Tio Luiz (*in memoriam*).

Agradecimentos

- Agradeço primeiramente á Deus, sem ele nada seria possível.
- Agradeço ao meu pai e a minha mãe, que são os meus exemplos de pessoas e de profissionais, por todo amor incondicional e por todo apoio dado a mim, para que eu pudesse seguir o meu sonho.
- À minha base, meu irmão e toda minha família, Barbosa e Medeiros, que são responsáveis por me tornar a pessoa que sou.
- Agradeço a querida Inhaúma, lugar a qual pertenço.
- Agradeço especialmente à todos os meus amigos, inhaumenses e ouropretanos, que fizeram esta jornada ser mais alegre e divertida.
- Ao meu amigo e orientador Max, pela amizade e pelos conhecimentos passados, e a Prof. Gláucia Queiroga por todo apoio prestado a minha formação e à essa dissertação.
- Aos meus companheiros da Geologia do 16.1, do PET e da SGA, e aos professores e funcionários do DEGEO, que de forma direta e indireta contribuíram muito para minha formação, enquanto pessoa e profissional.
- Agradecimentos prestados também aos projetos de pesquisa e instituições que financiaram e apoiaram este Trabalho de Conclusão de Curso: a FAPEMIG, a CNPq e o ICMBio/PARNASCipó.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	viii
SUMÁRIO	x
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS.....	xiv
RESUMO	xix
ABSTRACT	xvii
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 NATUREZA DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVA	1
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO	3
1.4 OBJETIVO	4
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	5
2 GEOLOGIA REGIONAL	9
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	9
2.2 ESTRATIGRAFIA REGIONAL	12
2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL	17
2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO	19
3 GEOLOGIA DA REGIÃO DO PARQUE NACIONAL DA SERRA DO CIPÓ	25
3.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	25
3.2 ESTRATIGRAFIA	25
3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL	45
4 DISCUSSÕES	55
5 CONCLUSÕES.....	60
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
ANEXO I - MAPA DE PONTOS.....	69
ANEXO II – COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DE DETALHE	70
ANEXO III – TABELA DE DESCRIÇÃO DE PONTOS	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Distribuição das unidades proterozóicas em Minas Gerais com destaque para curvatura orogênica do front da Serra do Espinhaço Meridional (...)	3
Figura 1.2 - Localização da área de estudo, abrangendo as principais rodovias federais e estaduais de acesso (...)	4
Figura 2.1 - Orógeno Araçuaí – Oeste Congo e seus crátons adjacentes, com destaque para a localização dos aulacógenos (...)	8
Figura 2.2 - Mapa geológico – tectônico simplificado do Orógeno Araçuaí, com destaque para seus componentes tectônicos e grandes zonas de cisalhamento (...)	9
Figura 2.3 - Carta estratigrafia do Supergrupo Espinhaço no domínio da Serra do Espinhaço Meridional	14
Figura 2.4 - Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2008, 2011), Castro (2014) e Souza (2016).	15
Figura 2.5 - Carta estratigráfica do Grupo Bambuí na bacia São Francisco, evidenciando as unidades litoestratigráficas e ambientes deposicionais	16
Figura 2.6 - Seção geológica da região da Serra do Cipó, evidenciando os descolamentos inter e intraestratais (...)	19
Figura 2.7 - a) Perfil esquemático através do orógeno Araçuaí – Oeste Congo, durante o estágio de fusão parcial e fluxo da crosta continental média (...)	20
Figura 2.8 - a) Evolução tectônica progressiva e confinada para o orógeno Araçuaí – Oeste Congo proposto por Alkmim <i>et al.</i> (2006) (...)	21
Figura 2.9 - Modelo cinemático evolutivo para o orógeno Araçuaí-Oeste Congo de Alkmim <i>et al.</i> (2006, 2007).	23
Figura 3.1 - Mapa geológico da região do Parque Nacional da Serra do Cipó	26
Figura 3.2 - Coluna estratigráfica geral simplificada da região da Serra do Cipó.	27
Figura 3.3 - Coluna de detalhe (CT) simplificada mostrando a faciologia e direções de paleocorrentes (Nº 12) da Formação Galho do Miguel. (...)	29
Figura 3.4 - Bloco diamgrama simplificado parcial da área de estudo mostrando a localização das colunas estratigráficas de detalhe e (...).	30
Figura 3.5 - Colunas estratigráficas simplificadas orientadas espacialmente, das unidades da Formação Serra do Catuni (...)	31
Figura 3.6 - Contato em paraconformidade do quartzito da Formação Galho do Miguel com os diamictitos da Formação Chapada Acauã (...)	32
Figura 3.7 - a) Brechas monomíticas da fácies Bmm com clastos sub-angulosos com clastos estratificados.(...)	34
Figura 3.8 - a) Brechas monomíticas clasto suportadas da fácies BMC com clastos angulosos estratificados.(...)	34
Figura 3.9 - Estratificações cruzadas tangenciais de grande porte da litofácies Agg na coluna cachoeira capão (...)	35

Figura 3.10 - Arenito puro bem selecionado da fácies Agt na coluna cachoeira capão dos palmitos (CCC). a) Estratificações cruzadas tangenciais. (...)	36
Figura 3.11 - Amostra de mão da fácies Agp evidenciando a gradação (granodescrescência ascendente) entre níveis de areia grossa e fina (...)	37
Figura 3.12 - Litofácies Cpg e Agm na coluna Lagoa dourada (CLD). a) Paraconglomerado polimítico de matriz arenosa da fácies Cpg. (...)	38
Figura 3.13 - Perfil realizado na serra das areias destacando a relação entre a litofácies Agt (associação de fácies Fed) (...)	40
Figura 3.14 - Diagrama de roseta para as paleocorrentes da associação de fácies Fed.	40
Figura 3.15 - a) Diamictito polimítico de matriz lamosa pertencente a fácies Dpm na coluna do córrego das pedras (CCP).(...)	43
Figura 3.16 - Arenito micáceo da fácies Afm apresentando laminações milimétricas plano paralelas na coluna de detalhe Coluna Mirante (CM).	44
Figura 3.17 - Mapa de fotolineamentos do Parque Nacional da Serra do cipó.....	46
Figura 3.18 - Estereograma de projeção polar do acamamento sedimentar S0.....	47
Figura 3.19 - Estereogramas de projeção polar dos elementos estruturais. a) Foliação (Sn), b) Sistema de fraturas (F) (...)	48
Figura 3.20 - Acamamento sedimentar (S0) de quartzito da Formação Galho do Miguel intensamente dobrado (...)	50
Figura 3.21 - Bloco diagrama simplificado mostrando a conformação estrutural da área de estudo onde a antinclinal de grande escala (...)	51
Figura 3.22 - Dobras assimétricas com vergência para NW. Afloramento na Serra da Caetana.....	52
Figura 3.23 - Perfis geológicos da região do Parque Nacional da Serra do Cipó	54
Figura 4.1 - Bloco diagrama do modelo de evolução tectônica proposto para a área de estudo.....	59

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Dados físicos de produção	6
Tabela 2 - Resumo dos elementos estruturais por fase de deformação (Oliveira 1994)	18
Tabela 3 - Resumo de fácies sedimentares da unidade inferior da Formação (...).....	33
Tabela 4 - Resumo da distribuição das associações de fácies da unidade inferior da Formação Serra do Catuni.	38
Tabela 5 - Resumo de fácies sedimentares da unidade superior da Formação Serra do Catuni	42
Tabela 6 - Resumo da distribuição das associações de fácies da unidade superior da Formação Chapada Acauã.....	44

Resumo

Na região do Parque Nacional da Serra do Cipó, o arcabouço estratigráfico das unidades metassedimentares siliciclásticas é composto pela Formação Galho do Miguel, do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico) e pela Formação Serra do Catuni, do Grupo Macaúbas (Neoproterozóico), sendo a última dividida em duas unidades informais: Inferior e Superior.

A Unidade Inferior da Formação Serra do Catuni compreende uma sucessão de quartzitos estratificados, brechas sedimentares, além de paraconglomerados. Essa unidade compreende três associações de fácies (Fed, La e Fep), que registram ambientes fluviais entrelaçados proximais e distais, além de leques aluviais. Esses ambientes deposicionais foram desenvolvidos primeiro em um estágio de subsidência flexural (Pré-rifte) e posteriormente um estágio de subsidência mecânica (Rifte). Durante o clímax de rifteamento do estágio II, a subsidência mecânica permitiu a formação de falhas normais de borda de bacia, de modo a gerar consideráveis desníveis topográficos e permitir a deposição de sedimentos por fluxo de gravidade, característicos de escarpas de falha. Esta associação entre estruturas e sedimentação da Unidade Inferior materializa a tectônica local formadora da bacia Macaúbas no Criogeniano, podendo ter implicações regionais.

A Unidade Superior da Formação Serra do Catuni representa uma sucessão diamictitos maciços e quartzitos finos com intercalações de pelito, que foram agrupadas na associação de fácies Gm. Essa associação indica um ambiente sedimentar marinho, com influência glacial, onde a bacia Macaúbas neste estágio (Pós-rifte) sofreu grande expansão, recobrando indistintamente as unidades mais antigas.

Nestes estágios observam-se a reativação de estruturas, como a falha de transferência Bocaina, além de lineamentos com principal orientação N70°W, que limitam e condicionam a área de ocorrência da Formação Serra do Catuni na área de estudo. Com o conjunto de dados obtidos, infere-se que estas estruturas podem ser correlacionáveis com aquelas que ocorrem no extremo norte da Serra do Espinhaço Meridional, consideradas como estruturas herdadas do aulacógeno de Pirapora. Essas estruturas tiveram papel importante não só na evolução tafrogênica das bacias neoproterozóicas, mas também na acomodação da deformação compressional e na estruturação da saliência do *front* da Serra do Espinhaço Meridional.

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O presente trabalho é parte integrante da disciplina TCC402 do curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/EM/UFOP) e envolveu o estudo em escala de semi-detalle do arcabouço estratigráfico e estrutural das rochas metassedimentares siliciclásticas na região da Serra do Cipó (MG).

Esta monografia foi apoiada pelos seguintes projetos e instituições: i) pela FAPEMIG (Demanda Universal 2021, processo nº APQ-02811-21), ii) pelo CNPq pela bolsa de produtividade em pesquisa 1D da Prof. Gláucia Queiroga (processo nº 314810/2020-0), iii) pelo Auxílio Pesquisador (Processo N. 23109.004080/2019-88, com vigência 01/11/2019 a 31/10/2022), sob a coordenação da professora Gláucia Nascimento Queiroga do DEGEO/EM/UFOP (“Análise tectono-estratigráfica e significado geotectônico das sequências metavulcano-sedimentares do Grupo Macaúbas na região centro-norte de Minas Gerais, orógeno Araçuaí, Brasil”), iv) pela bolsa de Iniciação Científica concedida ao autor desta monografia pelo edital PIBIC/CNPq/UFOP Nº 04/2021 (com vigência de 01/09/2021 a 31/08/2022), v) pelo ICMBio/PARNASCipó através da “Autorização para atividades com finalidade didática no âmbito do ensino superior” N. 78892-1 (com vigência de 30/06/2021 a 30/06/2022).

1.2 NATUREZA DO PROBLEMA E JUSTIFICATIVA

O cinturão de dobras e falhas da serra do Espinhaço, que se expressa na forma do conjunto serrano homônimo, se estende por aproximadamente 1200 km segundo a direção meridiana, e atravessa os estados de Minas Gerais e Bahia (Schobbenhaus 1996; Martins 2006; Chemale *et al.* 2011). No Estado de Minas Gerais, apresenta vergência para oeste, no sentido do cráton São Francisco (Alkmim *et al.* 2006), e contém o registro estratigráfico e estrutural de dois principais ciclos de formação de bacias que preencheram os ramos ensiálicos dos sistemas de aulacógenos que se desenvolveram sobre e às margens do proto-continente do São Francisco: o Supergrupo Espinhaço (Paleo-Mesoproterozóico) e o Grupo Macaúbas (Neoproterozóico).

O Supergrupo Espinhaço remonta a ciclos bacinais intercontinentais, registrados por sequências rifte e rifte-sag, depositadas entre 1.8 Ga a 1.0 Ga.

Já o Grupo Macaúbas registra o preenchimento de bacias rifte e margem passiva precursoras do orógeno Araçuaí - Oeste Congo e compreende pelo menos três estágios de evolução, os quais são

separados por expressivas discordâncias regionais (Martins *et al.* 2008; Babinski *et al.* 2012; Kuchenbecker *et al.* 2015; Castro *et al.* 2019; Souza *et al.* 2019; Oliveira *et al.* 2021).

No extremo norte da Serra do Espinhaço Meridional, Oliveira *et al.* (2021) reconheceram que a ocorrência das Formações Matão-Duas Barras e Serra do Catuni, ambas do Grupo Macaúbas, são condicionadas e limitadas por estruturas herdadas do aulacógeno de Pirapora. Parcialmente invertido e não exposto, o aulacógeno de Pirapora corresponde a um sistema de falhas normais de orientação geral NW (e estruturas conjugadas de orientação NE), que ocorre no interior do Cráton do São Francisco em Minas Gerais. Possivelmente ativo desde o Paleoproterozóico até o Criogeniano, é limitado por dois altos do embasamento, de Januária, a norte, e de Sete Lagoas, a sul. Estas estruturas positivas encontram-se expostas em janelas estruturais no interior do cráton e controlaram a sedimentação do aulacógeno. A natureza das unidades de preenchimento e das estruturas tectônicas do aulacógeno de Pirapora é ainda pouco conhecida, fruto de interpretações de seções sísmicas e de dados aerogeofísicos (Reis *et al.* 2017).

Na região do Parque Nacional da Serra do Cipó (Figura 1.1), afloram rochas metassedimentares siliciclásticas de posição estratigráfica duvidosa, que tem sido correlacionadas, tanto ao Supergrupo Espinhaço (*e.g.* Magalhães 1988, Uhlein 1991), como ao Grupo Macaúbas (*e.g.* Oliveira 1994, Ribeiro 2008). Este trabalho procurou estabelecer o arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detálhe deste conjunto rochoso, e sua possível relação com a herança tectônica exercida pelo aulacógeno de Pirapora (Figura 1.1), tanto nos ciclos de formação de bacias proterozóicas, quanto na estruturação do *front* orogênico exposto na escarpa oeste da Serra do Espinhaço Meridional.

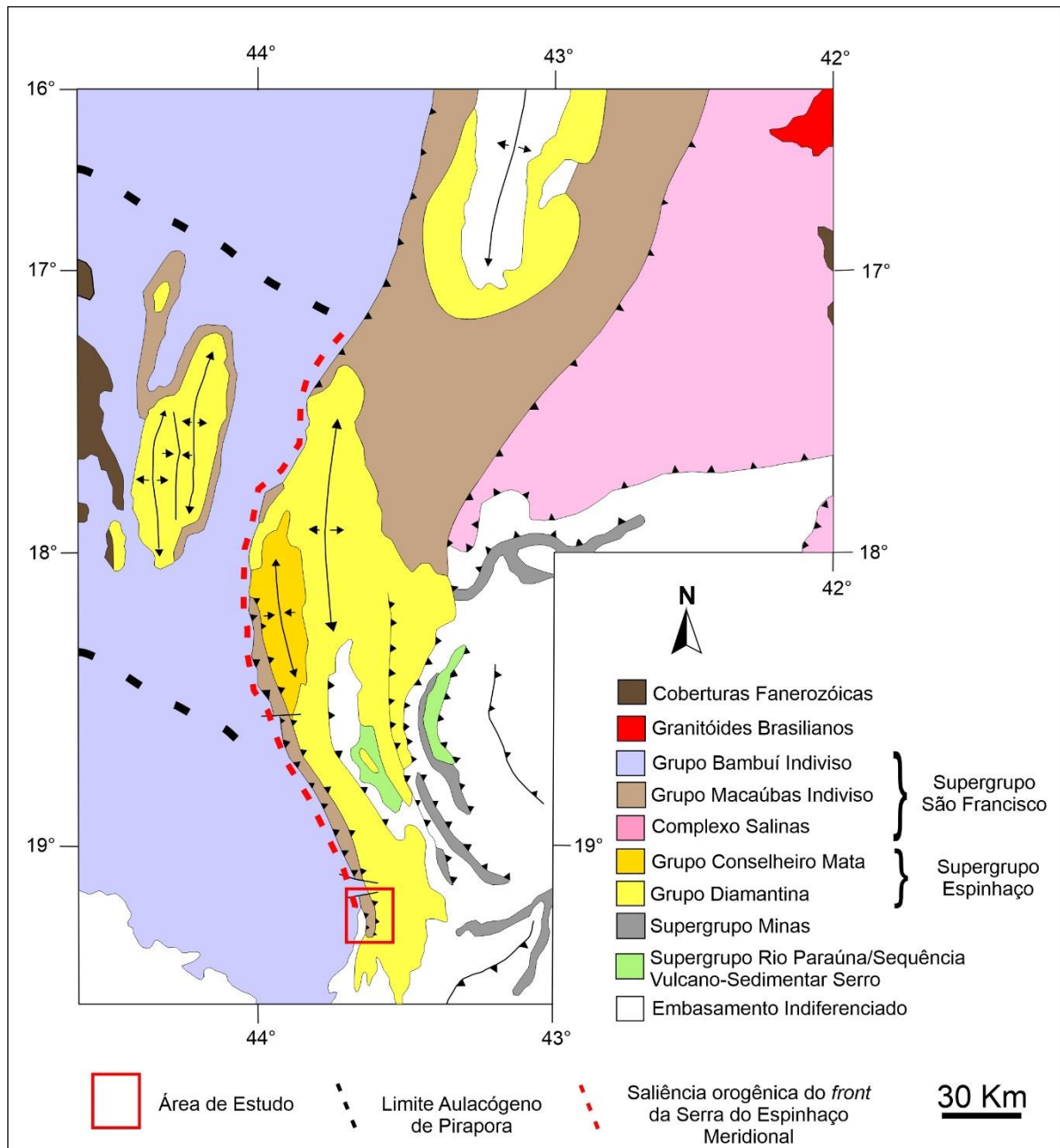


Figura 1.1 - Distribuição das unidades proterozóicas em Minas Gerais, com destaque para curvatura orogênica do front da Serra do Espinhaço Meridional, que coincide com a interação com o aulacógeno de Pirapora. Modificado de Uhlein (1991).

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA DE ESTUDO

À área de estudo está localizada na porção centro sul do estado de Minas Gerais, no distrito de Cardeal Mota (pertencente ao município de Santana do Riacho), 97 km à nordeste de Belo Horizonte, e ocupando a porção leste da Folha Baldim (SE.23-Z-C-III, escala 1:100.000). O sistema viário é constituído pela rodovia federal BR-040, e principalmente pela rodovia estadual MG-10 (Figura 1.2).

Dentro do Parque Nacional da Serra do Cipó, o acesso a área de mapeamento é facilitado por duas estradas não pavimentadas (e sinalizadas) que acessam, a pé, os seguintes pontos de visitaão: i) o Cânion das Bandeirinhas (e Cachoeira da Farofa, a meio caminho), acompanhando o leito do rio Mascote, 11 km a sudeste da sede do parque, e ii) a Lagoa Dourada, no vale do Ribeirão das areias, a 12 km a sul da sede. Algumas poucas trilhas se ramificam a partir destas duas estradas principais e por vezes dão acesso aos pontos mais elevados do terreno.

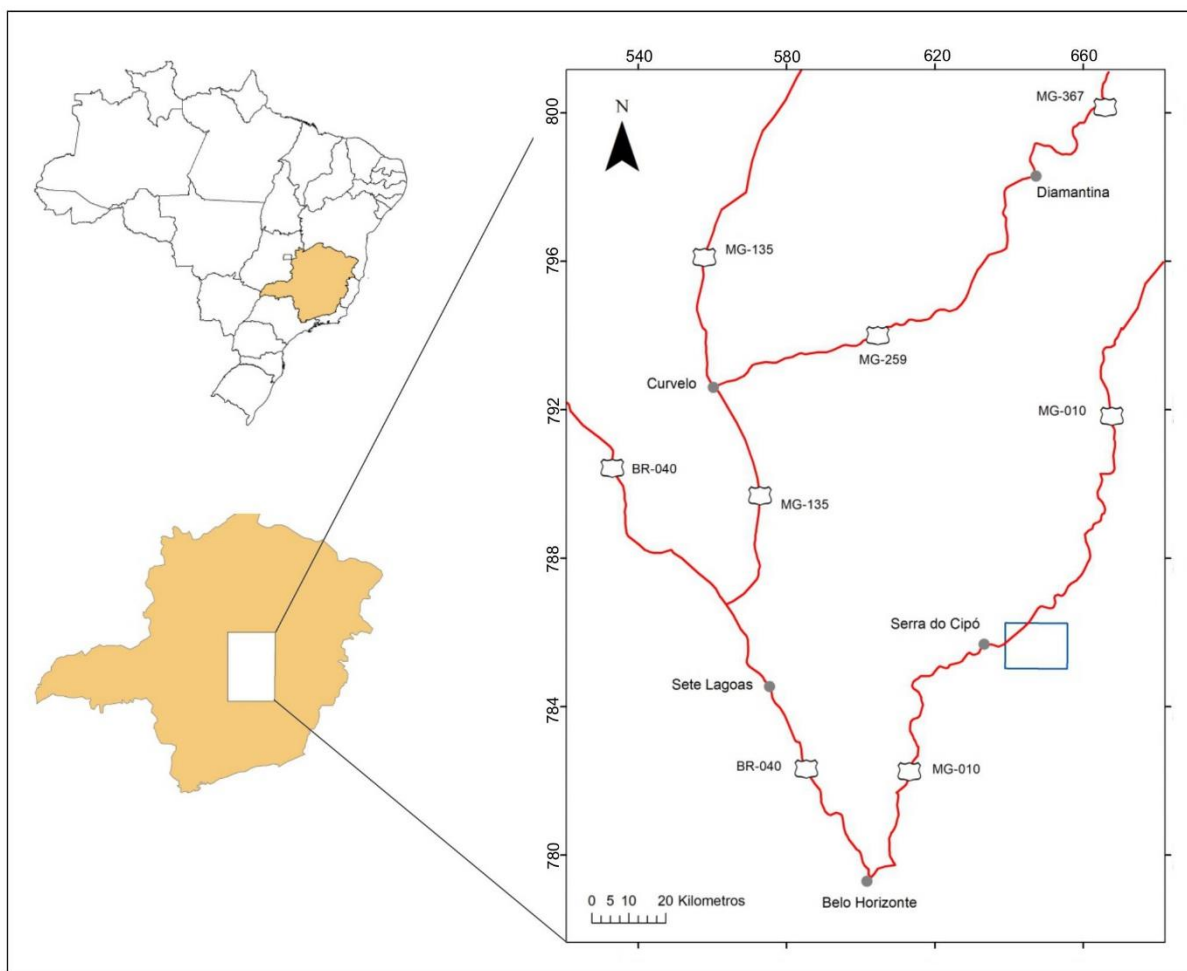


Figura 1.2 - Localização da área de estudo, abrangendo as principais rodovias federais e estaduais de acesso. Destaca-se o poligonal azul, correspondendo à área de estudo.

1.4 OBJETIVO

O objetivo geral deste trabalho é determinar, em escala 1:10.000, o arcabouço estratigráfico e estrutural das unidades metassedimentares siliciclásticas no limite do cráton do São Francisco com o cinturão de falhas e dobras da Serra do Espinhaço Meridional na região do Parque Nacional da Serra do Cipó (MG). As unidades litoestratigráficas discriminadas nesta escala foram caracterizadas através do levantamento de seções de detalhe que buscaram verificar, dentre outras, a possível presença de

discordâncias e variações de espessura combinadas a mudanças litológicas ou zonas de interdigitação verticais/laterais, bem como a análise descritiva e cinemática de seus principais elementos estruturais. Como objetivos específicos, abordam-se:

- I. a distribuição cartográfica das unidades pertencentes ao Supergrupo Espinhaço e ao Grupo Macaúbas nesta região;
- II. a herança tectônica exercida pelo aulacógeno de Pirapora na interface com o alto de Sete Lagoas, no contexto formação das bacias sedimentares proterozóicas;
- III. a influência das estruturas pré deformacionais na geometria dos movimentos para o antepaís e de seu papel na estruturação do *front* da Serra do Espinhaço Meridional;

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos citados, este trabalho foi sistematizado nas seguintes metodologias de investigação e análise.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Todo o desenvolvimento do projeto foi acompanhado de revisão bibliográfica de material de cunho científico disponível, acerca de diversos assuntos abordados neste trabalho.

Para o estado da arte da bacia Espinhaço, em especial para a Formação Galho do Miguel, foram utilizados os trabalhos de Schöll & Fogaça (1979), Dossin *et al.* (1990), Martins-Neto (2000) e Basilic *et al.* (2021). Para a bacia Macaúbas foram utilizados Noce *et al.* (1997), Pedrosa-Soares *et al.* (2011), Kuchenbecker *et al.* (2015), Souza *et al.* (2019) e Oliveira *et al.* (2021).

O arcabouço estratigráfico e estrutural semi regional foi baseado em Magalhães (1988), Oliveira (1994) e Noce *et al.* (1997). Os modelos de evolução geotectônica foram focados em Alkmim *et al.* (2006, 2007, 2017), Cavalcanti *et al.* (2019) e Fossen *et al.* (2020).

1.5.2 Mapeamento geológico

Inserida na Folha Baldim em escala 1:100.000 (Oliveira *et al.* 2012, Ribeiro 2008, Oliveira *et al.* 1997), a área abrangida por este trabalho possui aproximadamente 80 km², possuindo cobertura base de mapeamento geológico em escala 1:10.000 obtida em janeiro de 2020, durante a realização da disciplina “Estágio de Mapeamento Geológico” (GEO391_2019_2), ministrada pelo orientador desta monografia. A partir desta base de conhecimentos foram realizados perfis perpendiculares à estruturação regional, de direção NNW, para os levantamentos de seções estratigráficas e estruturais de detalhe e semi detalhe (Tabela 1), para uma nova cobertura de mapeamento, também na escala 1:10.000. Para este mapeamento geológico, foram feitas fotointerpretações nas escalas 1:10.000 e 1:30.000.

Tabela 1: Dados físicos de produção

<i>Campanha de campo</i>	<i>Número de dias por Campanha de campo</i>	<i>Número de Pontos</i>	<i>Número de medidas estruturais</i>	<i>Número de levantamento de seções estratigráficas de detalhe</i>
1 ^a	4	28	74	4
2 ^a	7	43	158	6
3 ^a	6	38	140	3
Total	17	109	372	13

1.5.3 Levantamento das seções estratigráficas de detalhe

A partir dos resultados obtidos no mapeamento geológico, com o estabelecimento de unidades estratigráficas regionalmente reconhecidas, posteriormente procederam se aos levantamentos estratigráficos em escala 1:100 (ou maior) com vara de Jacob destas unidades mapeadas, objetivando definir as fácies sedimentares para uma análise sedimentológica e associações de fácies (Miall 2000). As descrições das rochas meta-sedimentares de baixo grau metamórfico foram feitas segundo as propostas dos manuais de campo de Tucker (2014) e Stow (2012). Foram descritos os aspectos composicionais, texturais, as estruturas sedimentares, a geometria das camadas, e as direções de paleocorrentes, quando possível, nos litotipos mapeados.

1.5.4 Levantamento de dados estruturais

A partir dos perfis geológicos 1:10.000, a investigação dos elementos estruturais compreenderam a análise descritiva e cinemática de acordo com os conceitos apresentados em Davis & Reynolds (1996), Pluijm & Marshak (1997), Rowland et al. (2007) e Fossen (2012). Foram descritos o tamanho, a forma e a orientação dos elementos estruturais (planares e lineares) em toda a região estudada, assim como a confecção de desenhos esquemáticos das principais relações geométricas e cinemáticas destes.

1.5.5 Tratamento e interpretação dos dados estratigráficos e estruturais

A partir das seções estratigráficas levantadas, procedeu-se-á: i) a análise das fácies e suas associações, caracterizando os processos sedimentares; ii) a interpretação dos sistemas deposicionais; iii) o mapeamento das discordâncias e o posicionamento da(s) unidade(s) no contexto litoestratigráfico regional , iv) correlação entre os sistemas deposicionais e as discordâncias.

O tratamento dos dados estruturais obedeceu a hierarquia das estruturas tectônicas e agregará aqueles de mesma geração e natureza, em escala de afloramento e de mapa. A partir deste arcabouço,

será feita a integração regional com aqueles de cunho geológico-estrutural (Magalhães 1988, Oliveira 1994, Ribeiro 2008, Oliveira *et al.* 2012), e subsequentemente suas implicações geotectônicas regionais (Alkmim *et al.* 2017, Alkmim and Reis 2015, Reis *et al.* 2017, Oliveira *et al.* 2021) no contexto geral de bacias do tipo rifte-sag (Nemcok 2016).

Medeiros, G. B. 2022, Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detálhe das unidades...

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Á área abordada situa-se na zona limítrofe entre os domínios do cráton do São Francisco e a Faixa Araçuai, mais especificamente no contexto do *front* da Serra do Espinhaço Meridional (Oliveira 1994). Esta zona orogênica caracteriza o cinturão epidérmico de dobras e falhas da Serra do Espinhaço - domínio externo do orógeno Araçuai-Oeste Congo, desenvolvido durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental, no limite Ediacarano-Cambriano (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Alkmim *et al.* 2006).

O orógeno Araçuai-Oeste Congo se desenvolveu entre os paleocontinentes do São Francisco e do Congo, que por sua vez estiveram conectados parcialmente por meio da ponte cratônica Bahia-Gabão (Figura 2.1) (Pedrosa-Soares *et al.* 2008), desde 2,0 Ga até a abertura do oceano Atlântico Sul, no Cretáceo (Porada 1989, Brito-Neves & Cordani 1991; Trompette 1994). Este sistema orogênico, devido a particularidade de se desenvolver entre dois paleocontinentes que atuaram como uma peça única, é classificado como um orógeno confinado (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Rogers & Santosh 2004). Sua evolução não foi totalmente ensialica, visto que o orógeno resultante contém lascas ofiolíticas, arco magmático pré-colisional e rochas graníticas sin a pós colisionais, evidenciando, portanto, um consumo de litosfera oceânica durante seu desenvolvimento (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2008, 2011; Queiroga *et al.* 2007; Peixoto *et al.* 2013; Gonçalves *et al.* 2014; Gradim *et al.* 2014; Vieira 2007).

Na região ao sul da ponte cratônica, o Supergrupo Espinhaço, Paleo-Mesoproterozóico e o Grupo Macaúbas, Neoproterozóico, materializam os sistemas de riftes continentais sucessores que se desenvolveram na margem leste do cráton do São Francisco. Ambos foram fortemente influenciados pela existência dos aulacógenos do Paramirim, de Pirapora e de Sangha, que tiveram grande importância tanto na formação e distribuição das bacias, quanto nos processos de inversão e acomodação da deformação brasileira (Figura 2.1) (Alkmim *et al.*, 2006, 2007; Cruz and Alkmim 2006).

O Grupo Macaúbas é entendido como a bacia precursora do orógeno Araçuai-Oeste Congo, registrando os estágios de rifteamento continental, de margem passiva e de formação de crosta oceânica (Alkimim *et al.*, 2006, 2007).

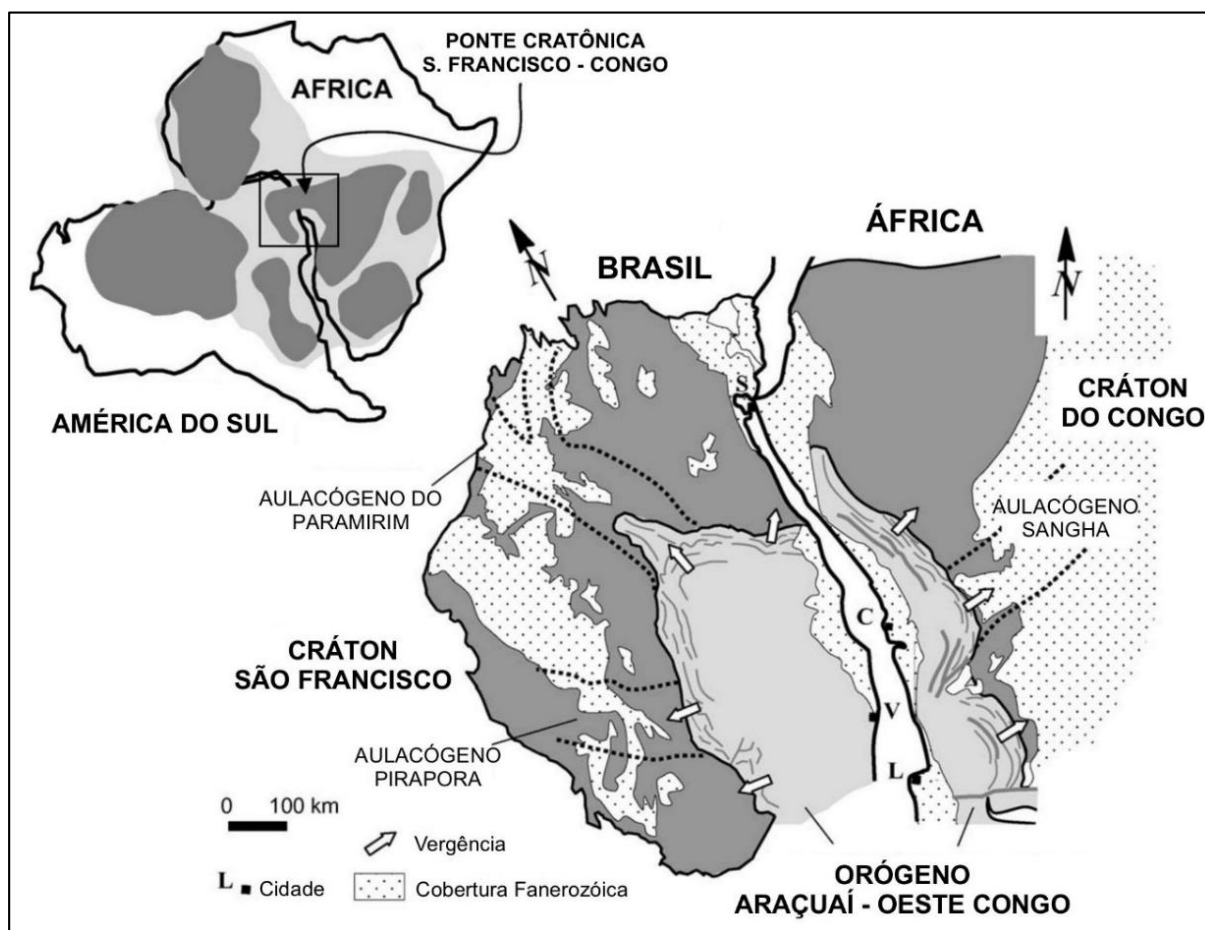


Figura 2.1 - Orógeno Araçuaí – Oeste Congo e seus crátons adjacentes, com destaque para a localização dos aulacógenos; v-Vitória, S-Salvador, L-Luanda, C-Cabinda. Modificado de Alkmim *et al.* (2006).

Do ponto de vista tectônico e geodinâmico, Alkmim *et al.* (2006, 2007) propuseram a subdivisão do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo em dez compartimentos geotectônicos (Figura 2.2), com destaque para o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional, compartimento em que se encontra inserida a área deste trabalho.

O Cinturão de Dobras e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional possui *trend* de orientação meridiana e envolve o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico, as rochas supracrustais dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (notadamente o Grupo Macaúbas em sua área tipo). Este cinturão tem sua vergência dirigida sistematicamente para o cráton do São Francisco e exibe um sistema de dobras, cavalgamentos e falhas reversas geradas durante duas fases principais de deformação, em resposta a um campo de tensões compressional de orientação E-W. No geral, as lineações de estiramento possuem também orientação E-W, e juntamente com indicadores cinemáticos indicam o sentido de transporte tectônico para W (Dussin & Dussin 1995; Uhlein *et al.* 1998; Alkmim *et al.* 2007).

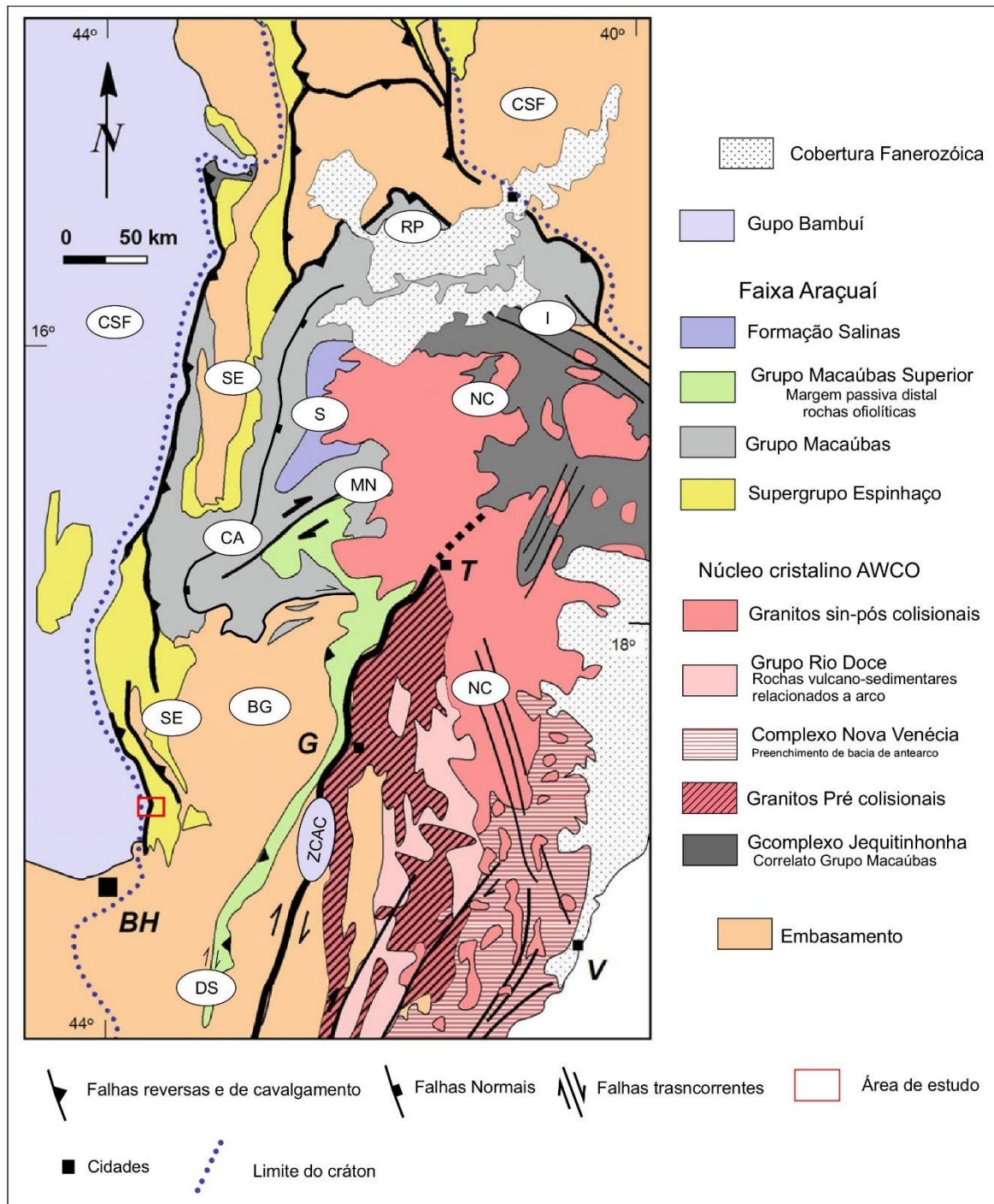


Figura 2.2 - Mapa geológico – tectônico simplificado do Orógeno Araçuaí, com destaque para seus componentes tectônicos e grandes zonas de cisalhamento, assim como a área de estudo. CSF: Cráton São Francisco; SE: Cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de cisalhamento Chapada Acauã; MN: Corredor transpressivo Minas Novas; S: Zona de dobramentos Salinas; RP: Saliência do Rio Pardo e a zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; I: Zona de cisalhamento Itabebí; ZCAC: Zona de cisalhamento de Abre Campo; DS: Zona de cisalhamento Dom Silvério; BG: Bloco Guanhanês, NC: Núcleo Cristalino. Cidades: BH: Belo Horizonte; G: Guanhanês; T: Turmalina; V: Vitória. Modificado de Alkmim *et al.* (2007) e Pedrosa-Soares *et al.* (2001).

2.2 ESTRATIGRAFIA REGIONAL

Ocupando a Folha Baldim (SE.23-Z-C-III, escala 1:100.000), mapeada por Ribeiro (2008) e por Oliveira *et al.* (2012), a área de estudo compreende as áreas de ocorrência de unidades metassedimentares do Supergrupo Espinhaço, do Grupo Macaúbas e do Grupo Bambuí. Como esta monografia trata do arcabouço estratigráfico e estrutural das unidades metassedimentares siliciclásticas presentes na região do Parque Nacional da Serra do Cipó, será dada ênfase a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, que englobam grande parte de rochas desta natureza.

2.2.1 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço compreende uma sucessão de aproximadamente 6000 m de espessura de metarenitos, metapelitos e metaconglomerados com metavulcânicas e rochas carbonáticas associadas, metamorizadas em baixo grau metamórfico (Pflug 1965, 1968; Dussin and Dussin 1995; Uhlein *et al.* 1991; Martins-Neto 1998, 2000, 2009; Danderfer & Dardenne 2002; Chemale *et al.* 2011, 2012). Esta unidade é materializada pelos domínios geomorfológicos do Espinhaço Meridional, Central, Setentrional, Cabral e da Chapada Diamantina (Uhleín *et al.* 1991; Danderfer & Dardenne 2002; Chemale *et al.* 2012), e remonta a um ciclo bacinal intracontinental de deposição de sequências rifte e rift-sag, que se iniciou em 1.8 Ga e se estende até 1.0 Ga (Dussin & Dussin 1995, Uhlein *et al.* 1991; Chemale *et al.* 2011, 2012; Alkmim and Martins-Neto 2012).

O Supergrupo Espinhaço Meridional foi originalmente dividido por Pflug (1965, 1968) em oito formações (Figura 2.3), as quais foram agrupadas posteriormente em dois grupos: Diamantina e Conselheiro Mata (Dussin *et al.* 1984, 1990). O Grupo Diamantina aflora nas imediações da cidade homônima e agrega as formações Bandeirinha, São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (Chemale Jr. *et al.* 2012), sendo a última detentora das mineralizações de diamante detríticos e separada das demais por um hiato de aproximadamente 500 Ma. O Grupo Conselheiro Mata ocupa a porção ocidental da serra do Espinhaço Meridional e uma parte significativa da serra do Cabral. Compreende uma sucessão rítmica entre unidades pelíticas e psamíticas (formações Santa Rita, Córrego do Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande), representativas da instalação de uma margem passiva controlada pelas variações do nível do mar (Dupont 1995, Lopes 2012, Santos *et al.* 2015).

Entre os grupos Diamantina e Conselheiro Mata encontra-se a Formação Galho do Miguel, maior unidade em espessura e distribuição geográfica do Supergrupo Espinhaço Meridional. É entendida como uma unidade que se interpõem entre os estágios de rifteamento continental do Esteniano, materializada pela Formação Sopa-Brumadinho, e de posterior formação da margem passiva representada pelo Grupo Conselheiro Mata (Chemale Jr. *et al.* 2012, Martins-Neto 2000).

A Formação Galho do Miguel é essencialmente composta por uma espessa sucessão monótona de 2500 m de quartzitos puros, de granulação fina e com boa seleção textural (Figura 2.3). Caracterizam-se por conter estratificações cruzadas de grande porte, laminações e estratificações plano paralelas, marcas onduladas em vortex, associados a sets compostos, que são interpretados como sendo depositados em ambiente eólico, os quais gradam verticalmente para quartzitos de granulação fina, às vezes micáceos, depositados em ambiente marinho raso (Scholl & Fogaça 1979, Dossin *et al.* 1990, Martins-Neto 2000, Basilic *et al.* 2021).

A Formação Galho do Miguel representa um sistema eólico híbrido, onde condições deposicionais em ambiente húmido e seco coexistiram, formando ambientes de campo de dunas de larga escala influenciados pelo nível da lâmina d'água, como subordinados *playa lakes* (Basilic *et al.* 2021, Abrantes Jr. *et al.* 2019). Esta unidade registra uma notável expansão da bacia Espinhaço, associado a um regime de subsidência termal (Martins-Neto 2000).

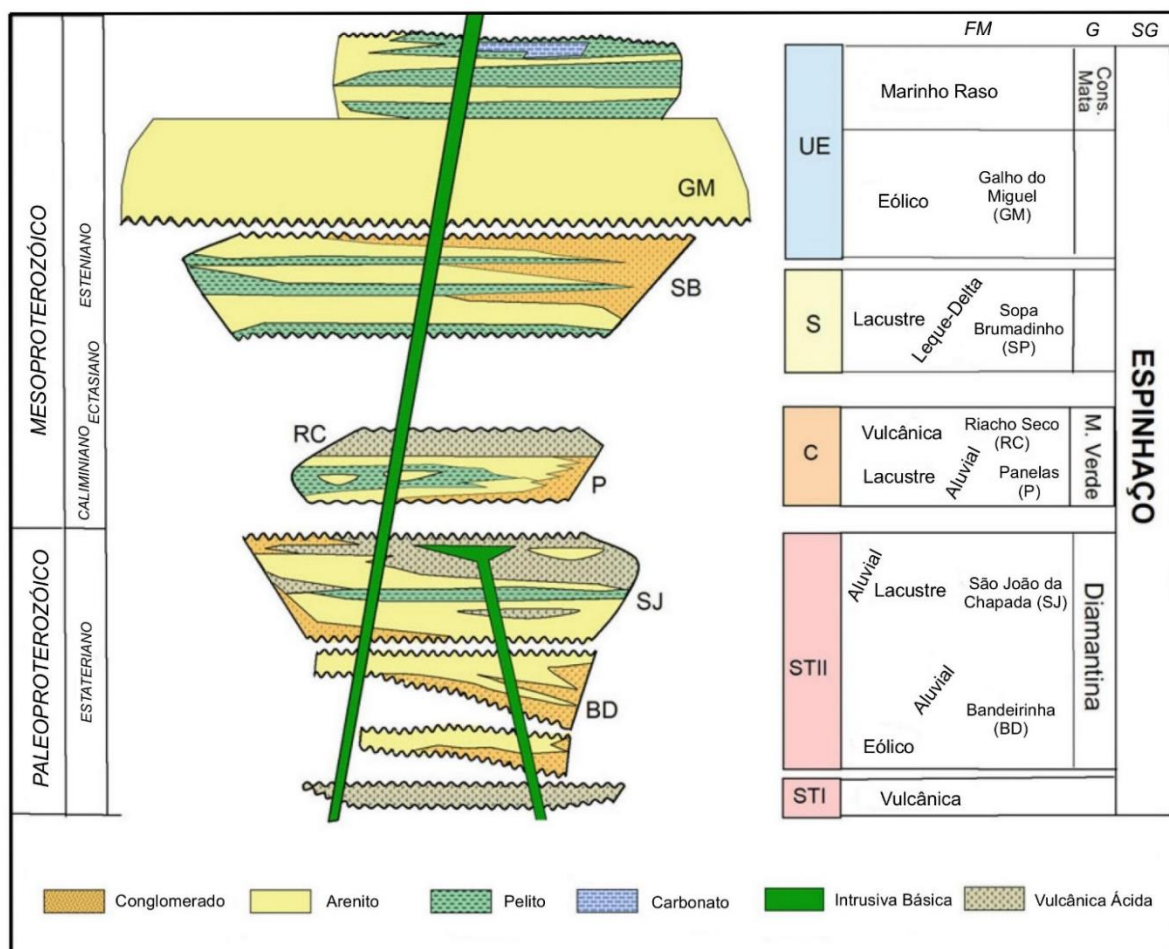


Figura 2.3 - Carta estratigrafia do Supergrupo Espinhaço no domínio da Serra do Espinhaço Meridional. Sequências limitadas por discordâncias: STI: Estateriano I; STII: Estateriano II; C: Calimíniano; S: Esteniano; UE: Espinhaço Superior. Modificado de Alkmim *et al.* (2017).

2.2.2 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas possui seu registro mais amplo no domínio externo do orógeno Araçuaí, particularmente na região norte de Diamantina (*e.g.* Grossi-Sad *et al.* 1997, Noce *et al.* 1997, Gradim *et al.* 2005, Babinski *et al.* 2005, Martins 2006, Martins *et al.* 2008, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Castro 2014, Kuchenbecker *et al.* 2015, Souza 2016, Castro *et al.* 2019, Souza *et al.* 2019, Oliveira *et al.* 2021). Esta sucessão registra o preenchimento de uma bacia rifte-margem passiva precursora do orógeno Araçuaí-Oeste Congo, a qual compreende pelo menos três estágios de evolução, os quais são associados com episódios magmáticos anorogênicos (Kuchenbecker *et al.* 2015; Souza 2016; Castro 2014).

O Grupo Macaúbas foi sistematicamente dividido por Pedrosa-Soares *et al.* (2011) em sucessões pré-glaciais, glaciais e pós-glaciais (Figura 2.4). A sucessão pré-glacial englobou, em princípio, as formações Matão, Duas Barras e Rio Peixe Bravo, a sucessão glaciogênica englobou as formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior e a sucessão pós-glacial as formações Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha. Posteriormente foram incorporadas modificações no quadro estratigráfico desta unidade, como será descrito a seguir.

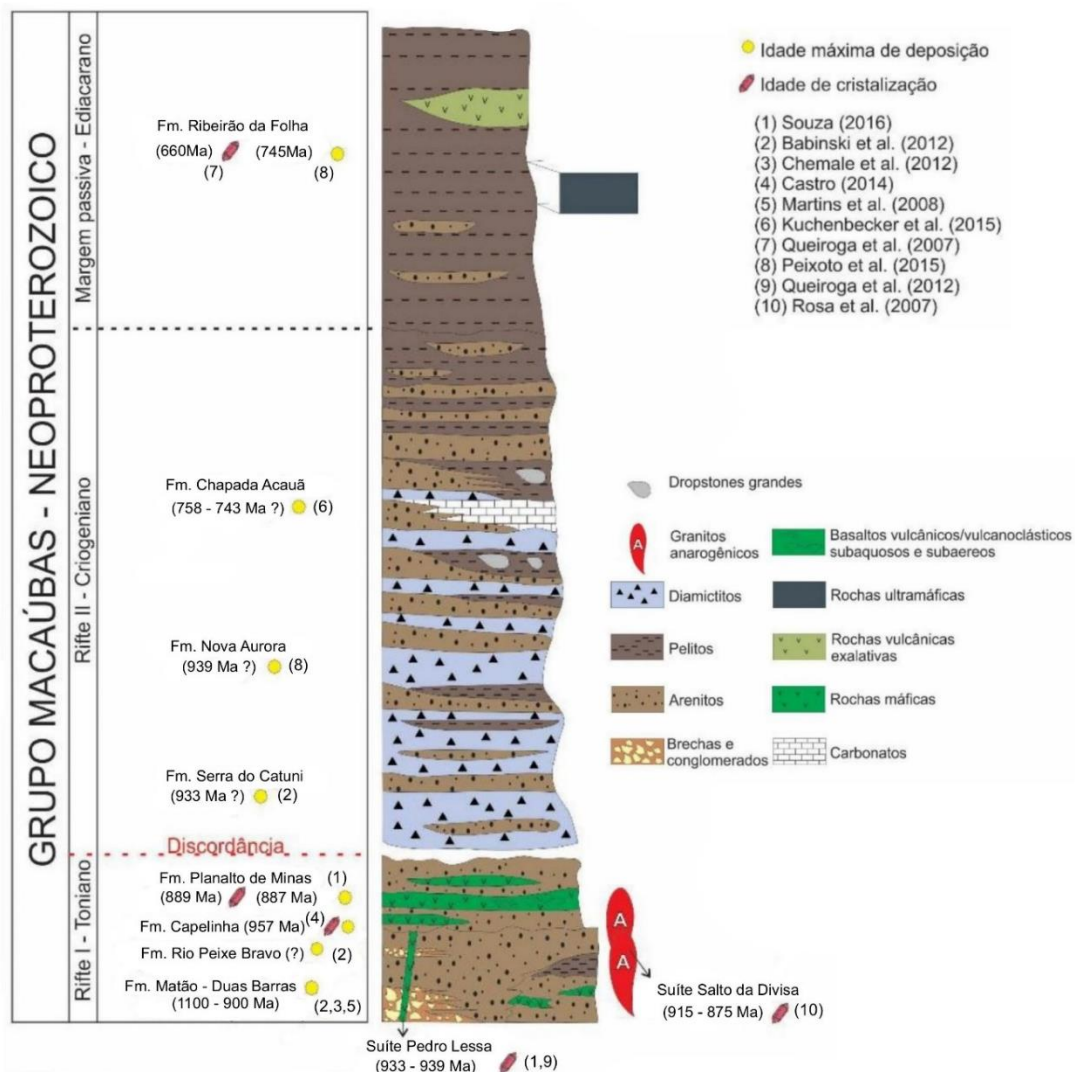


Figura 2.4 - Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008, 2011), Castro (2014) e Souza (2016).

A sucessão pré-glacial engloba as formações Matão-Duas Barras, Capelinha, Rio Peixe Bravo e Planalto de Minas. Equivalentes laterais, representando um mesmo sistema deposicional, as antigas formações Matão e Duas Barras (Karfunkel & Karfunkel 1976; Martins *et al.* 2008), foram assim reunidas na Formação Matão-Duas Barras (Souza *et al.* 2019), a qual registra o início do rifteamento continental que deu origem a bacia Macaúbas.

A sucessão glacial engloba as Formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã inferior. A **Formação Serra do Catuni**, unidade reconhecida na área de estudo desde Schöll (1972, in Pedrosa-Soares *et al.* 2011), é constituída predominantemente de diamictitos maciços com subordinadas intercalações de quartzitos e pelitos (Figura 2.4) (Noce *et al.* 1997; Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Essa sucessão é caracterizada pela ocorrência de feições características de ambientes/subambientes glaciais, tais como *dropstones*, estrias de geleiras e depósitos caóticos (Karfunkel & Karfunkel 1976).

Já a sucessão pós-glacial foi depositada em contexto de bacia oceânica de margem passiva, e é composta pelas formações Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha (Figura 2.4).

2.2.3 Grupo Bambuí

Configurando uma sequência de 1ª ordem de idade Ediacarana-Cambriana, o Grupo Bambuí compreende uma sucessão de carbonatos, pelitos, arenitos e conglomerados subordinados, que recobre grande extensão da bacia São Francisco (Figura 2.5). Em seu domínio cratônico esta unidade, em resposta a flexura litosférica ocasionada pelo desenvolvimento das faixas Brasília e Araçuai, registra um estágio de bacia de antepaís (*Foreland basin*) (Barbosa *et al.* 1970; Chang *et al.* 1988; Alkmim & Martins-Neto 2001; 2012, Reis *et al.* 2017). Dados sísmicos revelam que a sequência inferior do Grupo Bambuí recobriu estruturas de grande escala pré-existentes (*e.g.* Aulacógeno de Pirapora), as quais podem ter sido reativadas durante o desenvolvimento dos orógenos adjacentes, exercendo uma herança tectônica para a sedimentação de toda a sequência Bambuí (Reis *et al.* 2017).

O Grupo Bambuí foi dividido em quatro sequências de 2ª ordem, as quais são reunidas no Subgrupo Paraopeba, mostrando alternância de carbonatos e pelitos, que gradam em direção a oeste para diamictitos, conglomerados e pelitos; e na Formação Três Marias, composta por uma sucessão de arenitos feldspáticos e pelitos subordinados, depositados em ambiente marinho a continental (Figura 2.6) (Costa & Branco 1961; Braun 1968, 1988; Dardenne 1978, 1981; Tavares *et al.* 2019).

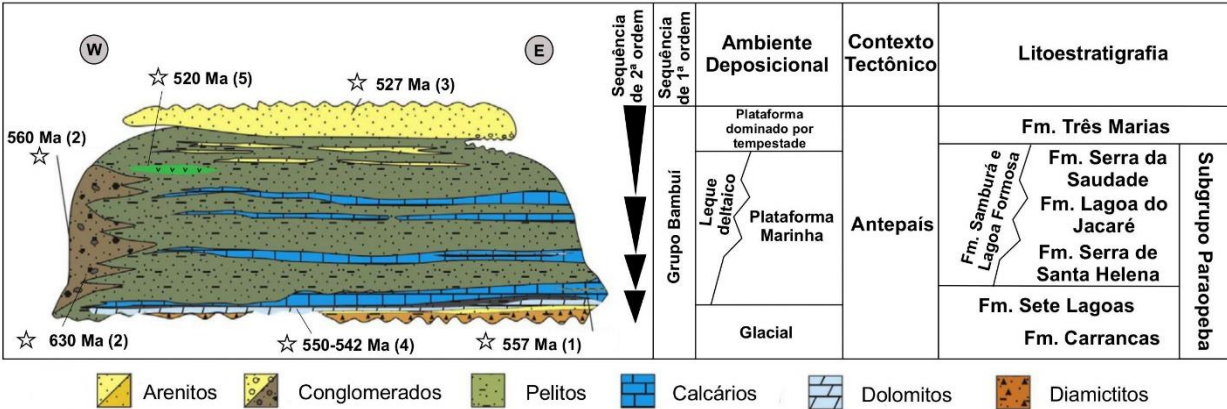


Figura 2.5 - Carta estratigráfica do Grupo Bambuí na bacia São Francisco, evidenciando as unidades litoestratigráficas e ambientes deposicionais. Dados isotópicos: (1): Paula-Santos *et al.* 2015; (2): Uhlein *et al.* 2017; (3): Tavares *et al.* 2020; (4): Warren *et al.* 2014; (5): Moreira *et al.* 2020. Modificado de Reis and Alkmim 2015; Rodrigues *et al.* 2021).

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A área de estudo compreende dois domínios geotectônicos diferentes, o cráton São Francisco e o cinturão epidérmico de dobras e falhas da serra do espinhaço. De um modo geral, todo o arcabouço estrutural da região de estudo é relacionado ao ciclo neoproterozóico brasileiro, envolvendo um evento compressional de leste para oeste, gerando estruturas de orientação preferencialmente meridiana, com vergência para oeste (Noce *et al.* 1997).

Na região da Serra do Cipó, zona limítrofe do cráton São Francisco com a Faixa Araçuaí, o contato das rochas do Supergrupo Espinhaço com o Supergrupo São Francisco é representado por uma proeminente e representativa falha de empurrão, com pequena componente sinistral, de orientação geral N10-30°W/40-50° NE, denominada *front* da Serra do Espinhaço Meridional (Oliveira 1994). Esta falha foi interpretada como um *short cut thrust* na medida que intersecciona uma série de estruturas inter e intraestruturais previamente nucleadas, que provavelmente está ancorada no embasamento, não aflorante ou que é mal exposto na região (Oliveira 1994). Entretanto, Costa *et al.* (1993) sugerem que o contato entre o Supergrupo Espinhaço e Supergrupo São Francisco se dá por um contato normal (em acordo com a proposição de Braun 1993), e argumentam em favor da existência de uma falha de empurrão “cega”, que não tenha chegado a superfície (somente dobras aflorantes), estando somente caracterizada em profundidade (*blind thrust*).

Magalhães (1988), Oliveira (1994) e Noce *et al.* (1997), a partir de análise estrutural detalhada e considerando as características geométricas e o significado cinemático de elementos estruturais, sugerem a existência de um evento deformacional associado a duas fases progressivas (D_1 e D_2), em regime de cisalhamento simples heterogêneo, que gerou estruturas vergentes para oeste e provocou o cavalgamento das rochas do Supergrupo Espinhaço por sobre as unidades do Supergrupo São Francisco. Os elementos estruturais gerados pelas duas fases progressivas de deformação estão sumarizados na Tabela 2.

A primeira fase D_1 é caracterizada por descolamentos inter e intraestruturais responsáveis pela acomodação de grandes magnitudes de deformação (Figura 2.6), onde se distinguem duas famílias de estruturas geradas simultaneamente, que evidenciam uma transição causada pelas variações de magnitude da deformação. A primeira família de estruturas da fase D_1 denota magnitude de deformações maiores, estando associada a foliações miloníticas S_m , dobras de cisalhamento F_m e a lineação de estiramento L_m . Quanto a segunda família, seus elementos são descritos geralmente em blocos alóctones e são representados pela clivagem S_1 , dobras F_1 e a lineação de intersecção L_{SoXS1} .

À segunda fase D_2 , estão associadas a megadobras flexurais F_2 , que afetam as superfícies de descolamento geradas na primeira fase, com a clivagem axial S_2 , que é pouco expressiva. Diferentemente de Magalhães (1988), Oliveira (1994) sugere que em etapas mais tardias da deformação

dúctil-rúptil, foram geradas nessa fase os grandes falhamentos de empurrão que caracterizam o *front* do Espinhaço (Figura 2.6), bem como falhas transcorrentes.

Tabela 2: Resumo dos elementos estruturais por fase de deformação (Oliveira 1994)

<i>Fases progressiva de deformação</i>	<i>Elementos estruturais gerados</i>	<i>Estruturas deformacionais</i>
D ₁	S _m , F _m , L _m , L ₁ , F ₁ , L _{SoXS1}	Descolamentos inter e intra estratais
D ₂	F ₂ , S ₂	Falhamentos de empurrão, falhas transcorrentes e estruturais antiformais e sinformais

As superfícies de descolamento supracitadas, observadas pela primeira vez por Magalhães (1988), ocorrem na base do Grupo Bambuí, entre as Formações Serra de Santa Helena e Formação Sete Lagoas e muito possivelmente entre as rochas do Grupo Macaúbas e do Supergrupo Espinhaço, que em conjunto com as demais formas de expressão das deformações inter e intraestratais, teriam sido nucleadas na fase D₁, como a primeira forma de acomodar a deformação. Posteriormente estas superfícies foram dobradas pela fase D₂, que gerou as culminações antiformais e depressões sinformais do Supergrupo São Francisco. Algumas dessas culminações antiformais tem seu núcleo erodido e, ao expor o descolamento dobrado da base do Grupo Bambuí, ao exemplo, dão origem as janelas estruturais no vale do Rio Cipó (Figura 2.6) (Magalhães 1988). A importante superfície de descolamento que separa os carbonatos intensamente deformados do Grupo Bambuí, acima, dos quartzitos e diamictitos suavemente deformados do Grupo Macaúbas, abaixo, é entendido como um *detachment* basal, onde o acamamento dos carbonatos é completamente transposto por uma foliação milonítica penetrativa, que é plano axial de dobras isoclinais recumbentes, enquanto que os quartzitos apresentam dobras abertas e clivagens mais espaçadas.

Os descolamentos possuem um importante papel na acomodação significativa de transporte de matéria para oeste em estágios iniciais da deformação, sendo posteriormente transpostos e destruídos pelo envolvimento do embasamento na deformação (Oliveira 1994).

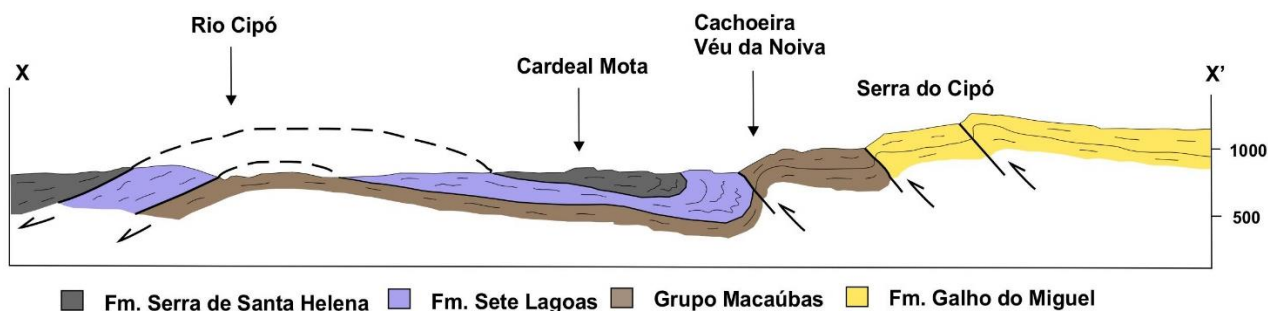


Figura 2.6 – Seção geológica da região da Serra do Cipó, evidenciando os descolamentos inter e intraestratais, além da estrutura antiformal erodida, que dá origem a janela estrutural do rio Cipó. Modificado de Oliveira (1994).

As falhas transcorrentes de direção aproximadamente E-W que ocorrem na região, especialmente a Falha da Bocaina, foram interpretadas como falhas de rasgamento, com sentido de movimentação preferencialmente sinistral, e tiveram papel importante tanto na época da sedimentação, atuando como falhas de transferência antigas, bem como na acomodação de deformação e da curvatura orogênica do *front* da serra do Espinhaço Meridional (Oliveira 1994).

Estes estudos realizados na porção limítrofe entre o cráton do São Francisco e a Faixa Araçuaí confirmam, portanto, uma importante mudança de estilo estrutural, com estruturas epidérmicas no interior do cráton e deformação com embasamento envolvido na Faixa Araçuaí, como descrito por Marshak & Alkmim (1989) e Alkmim *et al.* (1993) ou sendo as coberturas interpretadas como alóctones sobre o embasamento e a evolução da Faixa Araçuaí nesta porção sendo causada por tectônica epidérmica (Noce *et al.* 1997). Dessa forma, na região da Serra do Cipó uma falha de empurrão mestra marcaria a passagem de um cinturão de dobramentos e cavalgamentos, na margem cratônica, para um cinturão de antepaís moldado na cobertura proterozóica deformada do cráton.

2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO ARAÇUAÍ-OESTE CONGO

A contraparte brasileira do orógeno neoproterozóico Araçuaí-Oeste Congo apresenta se reliquiariamente exposta em função da profunda dissecação a que tem sido atingida desde o Cretáceo (King 1965, in: Saadi 1995). Desta forma, a reconstituição de sua história evolutiva tem se mostrado uma tarefa desafiadora, fazendo com que os modelos atualmente disponíveis na literatura sejam divergentes quanto a natureza e a geometria dos componentes geotectônicos que moldaram o sistema orogênico (Figura 2.9).

Alkmim *et al.* (2006) propuseram um mecanismo similar a um quebra-nozes para explicar os estágios de abertura e de fechamento da bacia Macaúbas limitada e confinada entre dois blocos continentais (*nutcracker tectonics*) (Figura 2.9). Em contrapartida, Porada (1989), Brito Neves & Cordani

(1991), Trompette (1994), Fossen *et al.* (2017, 2020) e Cavalcante *et al.* (2019) consideraram que o orógeno Araçuaí-Oeste Congo se desenvolveu em um contexto totalmente ensialico, sem ou com restrita produção de rochas de assoalho oceânico, além da ausência de subducção ou produção de rochas de arco magmático. Este modelo ensialico considera simplesmente um afinamento crustal relacionado a rifteamento, seguido por esforços convergentes entre o cráton do Congo e o cráton do São Francisco, e requer a existência de um amplo sistema de riftes neoproterozóicos, possivelmente hyperextendidos, que foram encurtados e invertidos para formar o orógeno Araçuaí- Oeste Congo (Figura 2.7 a) (Fossen *et al.* 2020).

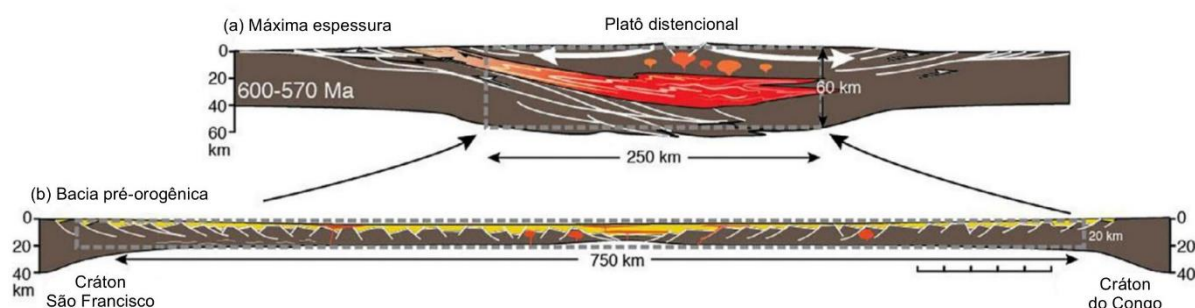


Figura 2.7 – a) Perfil esquemático através do orógeno Araçuaí-Oeste Congo, durante o estágio de fusão parcial e fluxo da crosta continental média, com destaque para a espessura máxima no centro do orógeno. b) Ilustração da geometria da bacia pré-orogênica Macaúbas, possivelmente hyperextendida. Modificado de Cavalcante *et al.* (2019).

Segundo Cavalcante *et al.* (2019), Fossen *et al.* (2017, 2020), a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Oeste Congo de Alkmim *et al.* (2006) é incompatível com a evolução orogênica geral proposta na literatura recente, apresentando problemas e inconsistências cinemáticas e espaciais, principalmente quando se considera a duração de aproximadamente 50 Ma de subducção e geração de rochas de arco magmático.

De acordo com Cavalcante *et al.* (2019), “a tectônica Quebra-Nozes” seria muito rígida para explicar a história colisional e pré colisional do orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Sendo assim, sugeriram um modelo mais flexível para seu desenvolvimento, onde a chamada ponte cratônica Bahia-Gabão teria sido quebrada pelo corredor orogênico Gabão de 150 Km de largura, que hoje é exposta na margem oeste do continente africano (Figura 2.8 b). Este corredor teria acomodado cerca de 200 Km de encurtamento ortogonal ao transporte tectônico e adicionaria mobilidade suficiente ao sistema orogênico para explicar o espessamento crustal de aproximadamente 65 Km. Ainda assim, contudo, esta proposta não possibilitaria seu desenvolvimento em natureza confinada. Para suportar uma evolução puramente ensialica para o referido sistema orogênico, Cavalcante *et al.* (2019) propuseram um modelo de evolução intracontinental quente (*hot orogen*), considerando uma extensiva fusão parcial e fluxo da crosta média,

decorrente do espessamento crustal do orógeno e do decaimento radioativo de elementos como U, Th e K (Figura 2.7 a).

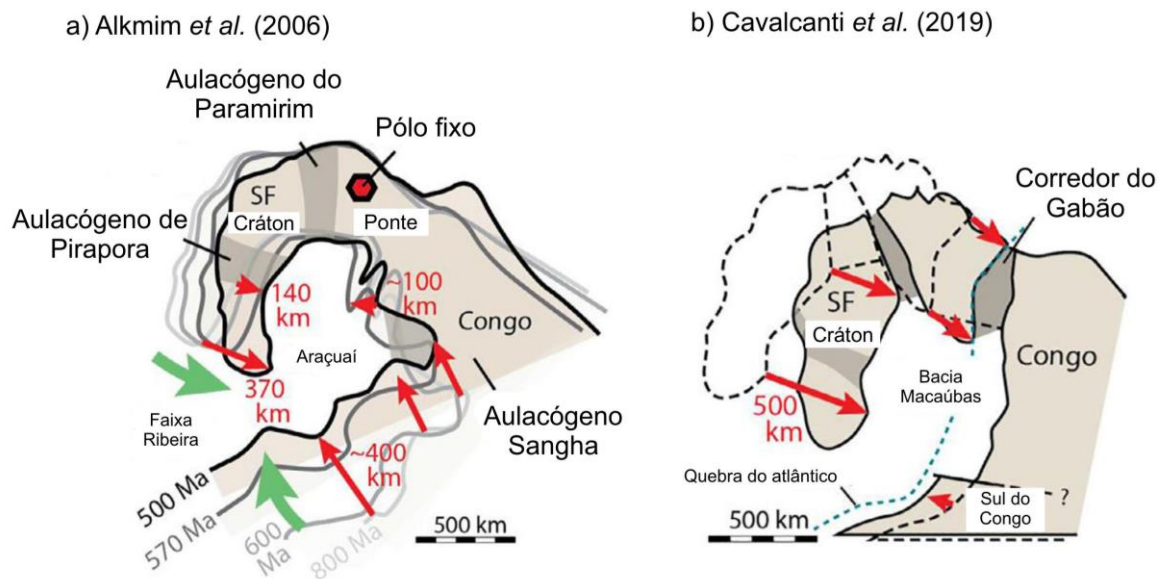


Figura 2.8 – a) Evolução tectônica progressiva e confinada para o orógeno Araçuaí – Oeste Congo proposto por Alkmim *et al.* (2006). b) Evolução tectônica intracontinental e “flexível”, segundo Cavalcante *et al.* (2019), para o orógeno, em destaque a existência do corredor orogênico do Gabão. As setas em vermelho indicam a encurtamento tectônico. Modificado de Cavalcante *et al.* (2019).

A despeito das controvérsias, ainda em curso, que dizem respeito aos modelos de evolução do sistema orogênico Araçuaí-Oeste Congo, adota-se neste trabalho o modelo de Alkmim *et al.* (2006, 2007), opção justificada pelo atual conjunto de dados de campo e analíticos que o suportam (*e.g.* Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2011; Queiroga *et al.* 2007; Gonçalves *et al.* 2015; Alkmim *et al.* 2017; Gradim *et al.* 2015; Kuchenbecker *et al.* 2015; Peixoto *et al.* 2015; Novo *et al.* 2008; Amaral *et al.* 2020). Contudo, somente a continuidade das pesquisas é que possibilitará uma definição mais clara acerca dos processos geológicos que efetivamente atuaram neste sistema orogênico.

Sendo assim, cinco estágios principais caracterizam a evolução do orógeno Araçuaí-Oeste Congo (conforme Alkmim *et al.* 2006): i) a bacia precursora Macaúbas; ii) a convergência inicial; iii) estágio colisional; iv) o escape lateral e v) o colapso gravitacional.

Nucleada no então Paleocontinente São Francisco-Congo, em torno de 880 Ma (Silva *et al.* 2007), a bacia Macaúbas evoluiria para duas margens passivas, conectadas pela ponte cratônica Bahia-Gabão. É importante ressaltar neste contexto, a longevidade da bacia Macaúbas, que abarcaria um intervalo de existência de cerca de 220 Ma, já que seu desenvolvimento continental ocorreu por volta

de 880 Ma e a produção de rochas magmáticas de assoalho oceânico por volta de 660 Ma (Amaral *et al.* 2020, Queiroga *et al.* 2007). As margens da bacia estariam ainda conectadas com pelo menos quatro aulacógenos, nos quais no domínio do cráton São Francisco encontram-se os aulacógenos de Pirapora e Paramirim (Cruz & Alkmim 2006), e no domínio do Congo o aulacógeno de Sangha, além de uma estrutura de mesma natureza na porção norte da faixa oeste-congolesa (Figura 2.9 a) (Bassot 1988). Estes aulacógenos desempenharam importante papel tanto na abertura da bacia Macaúbas, quanto no seu fechamento, dissipando tensões e acomodando deformações no interior das zonas cratônicas (Alkmim *et al.* 2007).

Apresentado as características da bacia precursora, seu fechamento, ou convergência inicial, se desenvolveria em uma operação que se assemelha a um fechamento de um quebra-nozes (Alkmim *et al.* 2006), de forma que a Península do São Francisco rotacionaria no sentido anti-horário, contra a contraparte do Congo, levando a compressão da bacia Macaúbas e o consumo de sua crosta oceânica por meio de subducção, onde por volta de 630 Ma, um arco magmático cálcio-alcálico, produziria tonalitos (Figura 2.9 b) (Alkmim *et al.* 2007; Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

A etapa colisional (Figura 2.9 c), que iniciou pelo norte e avançou progressivamente pelo sul, promoveu a propagação de diversas frentes de empurrão para as zonas cratônicas, bem como o soerguimento de uma cadeia de montanhas, no intervalo de 580 e 560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001), e formação de cinturões de falhas e dobras (*fold-thrust belts*), a exemplo o cinturão de dobras e falhas da Serra do Espinhaço Meridional, foco deste estudo. Neste estágio seriam gerados os granitos G2 (tipo S), os quais representariam a fusão parcial de protólitos sedimentares aluminosos, que foram depositados na então bacia Macaúbas, hoje representadas principalmente pelos complexos paragnáissicos (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

A porção sul deste sistema orogênico é seccionada por grandes zonas de cisalhamento de caráter dextral, as quais são possivelmente relacionadas ao escape lateral de material em direção ao sul, o que pode ter sido decorrente da máxima aproximação entre o extremo sul da península São Francisco e a margem do continente do Congo (Figura 2.9 d) (Alkmim *et al.* 2007).

Posteriormente, em resposta ao alto potencial gravitacional das altas espessuras e elevações da litosfera, associado a sobrecarga da crosta aquecida e de baixa resistência, o orógeno Araçuaí-Oeste Congo sofreu regime distensional, onde a ação da força peso, ocasionou o fluxo lateral da sua porção basal e o abatimento das porções superiores, acomodados em zonas de cisalhamento normais, onde a mais notável destas estruturas na porção central do orógeno é a zona de Cisalhamento Chapada Acauã (Figura 2.9 d) (Alkmim *et al.* 2006; 2007). Também nesta fase, entre 520 e 490 Ma, seriam geradas as supersuítas G4 e G5, produtos de fusão parcial crustal e mantélica por decompressão adiabática (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000).

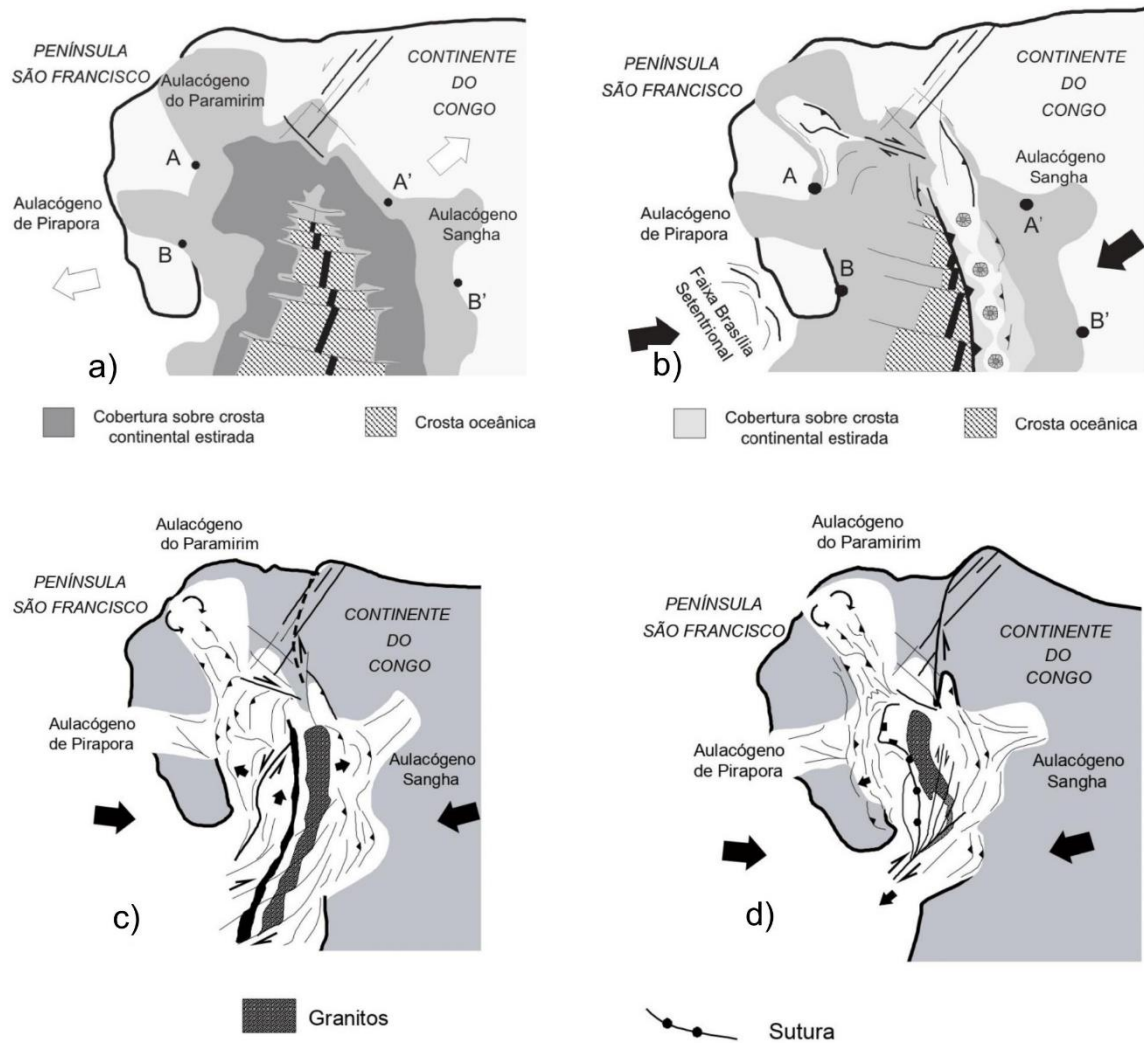


Figura 2.9 – Modelo cinemático evolutivo para o orógeno Araçuai-Oeste Congo de Alkmim *et al.* (2006, 2007). a) Elementos da Bacia Macaúbas e seu cenário tectônico. b) Fase de convergência inicial das margens da bacia Macaúbas e início da operação da tectônica quebra-nozes, como consumo forçado do assoalho oceânico, por volta de 600 Ma. c) Fase de estágio colisional e granitogênese orogênica, por volta de 560 Ma. d) Estágio de colapso gravitacional, após escape lateral da porção sul do orógeno, por volta de 500 Ma.

Medeiros, G. B. 2022, Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detalhe das unidades...

CAPÍTULO 3

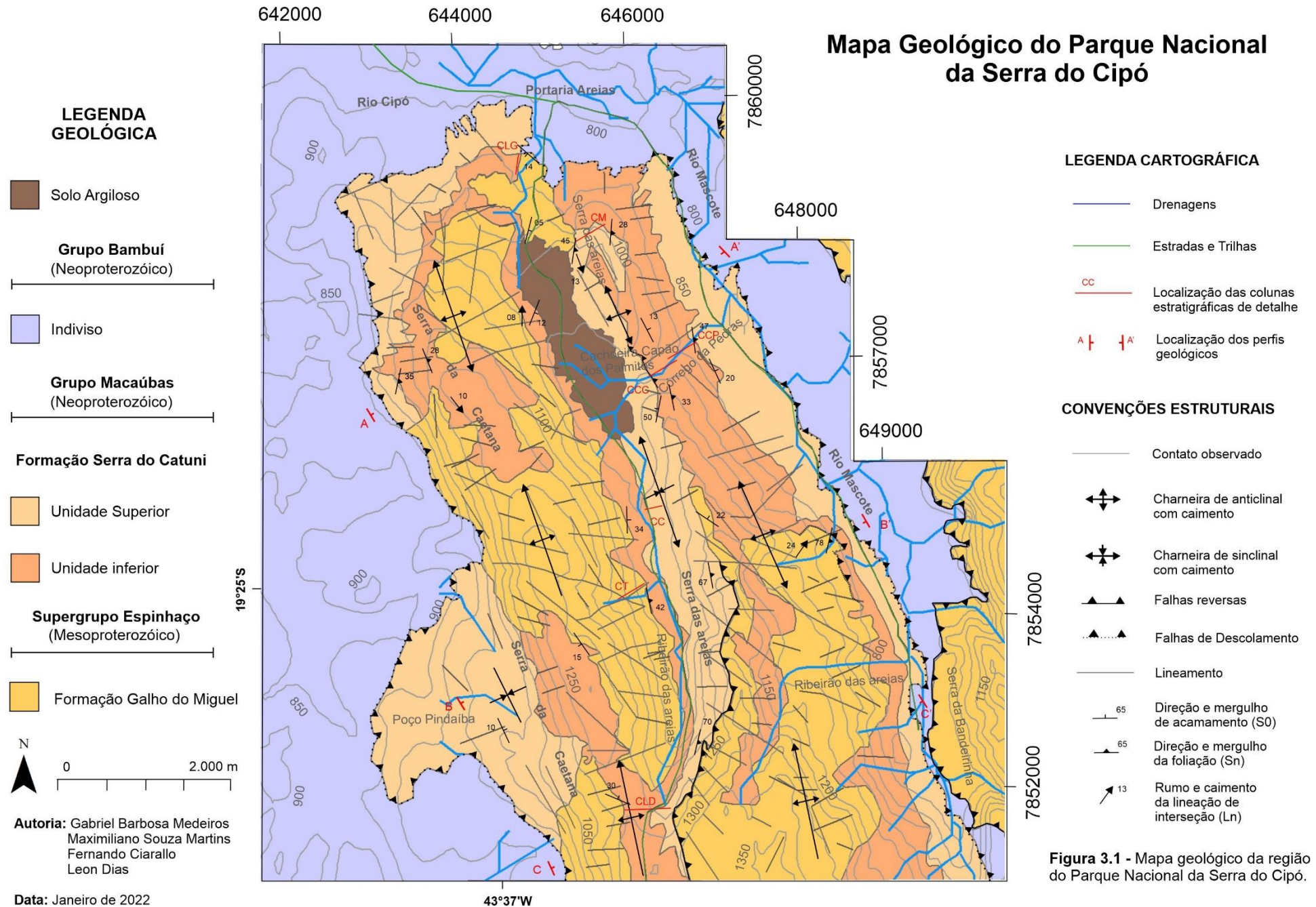
GEOLOGIA DA REGIÃO DO PARQUE NACIONAL DA SERRA DO CIPÓ

3.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Na região da Serra do Cipó os quartzitos aflorantes que bordejam a serra homônima, bem como os do leito do rio Cipó, foram alvo de investigação e de discussão acerca do seu posicionamento estratigráfico, visto que as características observadas em campo são muitas vezes dúbias e inconclusivas. Magalhães (1988) e Uhlein (1991) associam estes quartzitos ao Supergrupo Espinhaço, por apresentarem semelhança litológica com os da Formação Galho do Miguel. Oliveira (1994) posicionam estes mesmos quartzitos como sendo do Grupo Macaúbas (indiviso), visto que as relações de campo indicam uma intercalação destas rochas com os paraconglomerados amplamente reconhecidos no Grupo Macaúbas, proposta ratificada pelo Projeto Espinhaço (Grossi-Sad *et al.* 1997).

3.2 ESTRATIGRAFIA

O arcabouço estratigráfico na região do Parque Nacional da Serra do Cipó, da base para o topo, é composto pela Formação Galho do Miguel (Supergrupo Espinhaço) e pela Formação Serra do Catuni (Grupo Macaúbas), assim como pelo Grupo Bambuí, indiviso e não caracterizado neste trabalho (Figura 3.2).



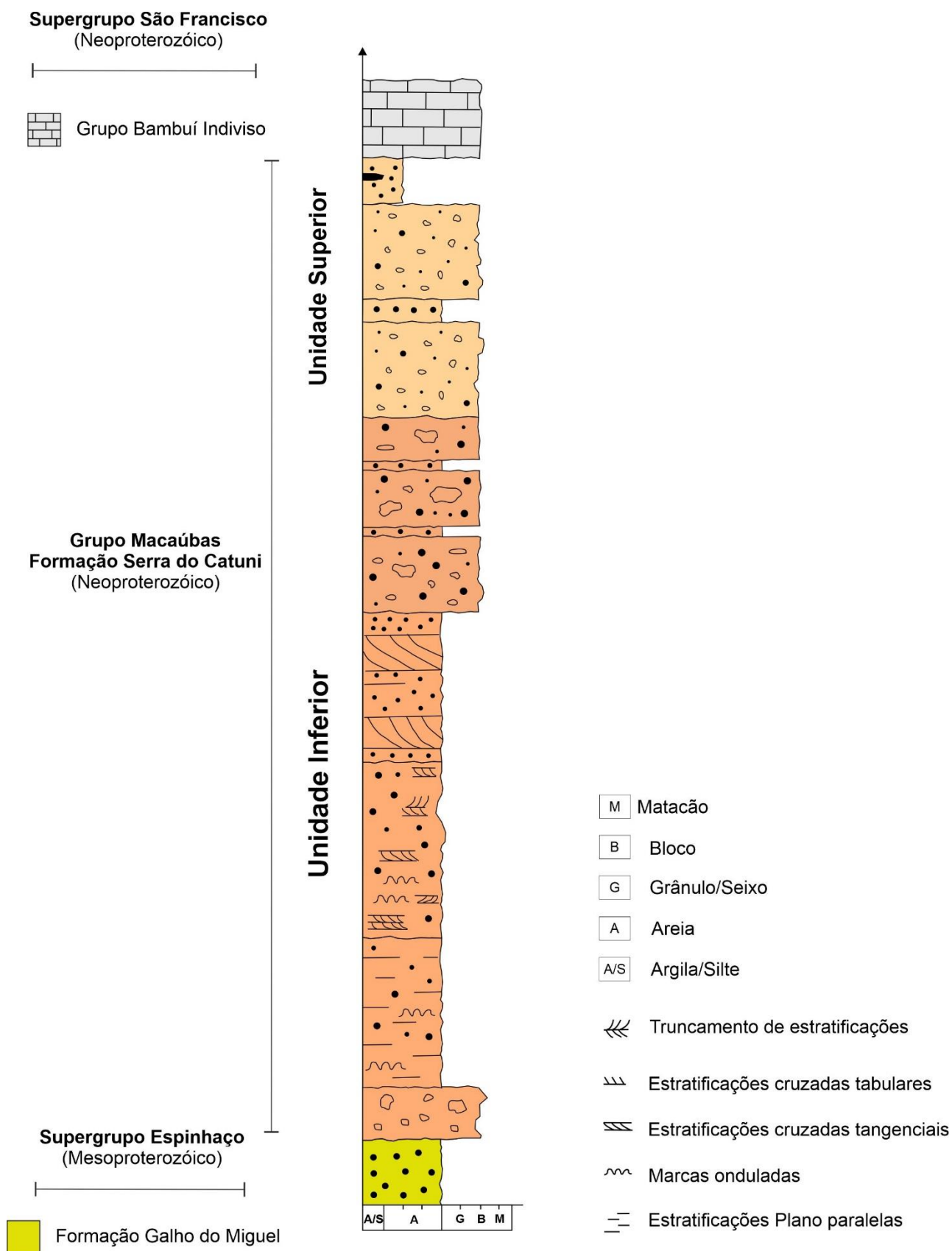


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica geral simplificada da região da Serra do Cipó.

3.2.1 Supergrupo Espinhaço

3.2.1.1 Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel possui espessura estimada em 350 metros e perfaz 22% da área de estudo. Esta unidade aflora em grande expressão, principalmente nas porções leste e oeste da área de estudo. Na porção leste ocorre em uma larga faixa de orientação NNW-SSE, suportando a orografia da Serra da Bandeirinha. A oeste também possui orientação NNW-SSE, ocorrendo em faixas contínuas nas serras da Caetana e das Areias, e de modo mais restrito aflora na porção nordeste da área, no extremo norte da Serra das Areias (Figura 3.1).

A Formação Galho do Miguel compreende um espesso pacote de quartzitos esbranquiçados, puros, bem selecionados e de granulometria fina, onde a espessura dos *sets* variam de centímetros a metros (Figura 3.3).

Foi realizado um único levantamento de detalhe na Formação Galho do Miguel (Figura 3.3), localizado na Serra das Areias, sob a denominação “CT” no mapa geológico (Figura 3.1). Estruturas sedimentares são recorrentes na unidade, onde nos *sets* centimétricos observam-se níveis maciços e níveis com estratificações plano-paralelas. Nos *sets* de espessura métrica, destacam-se estratificações cruzadas de médio e grande porte (1 e 8 metros respectivamente) (Figura 3.3), além de marcas onduladas assimétricas de cristas retas.

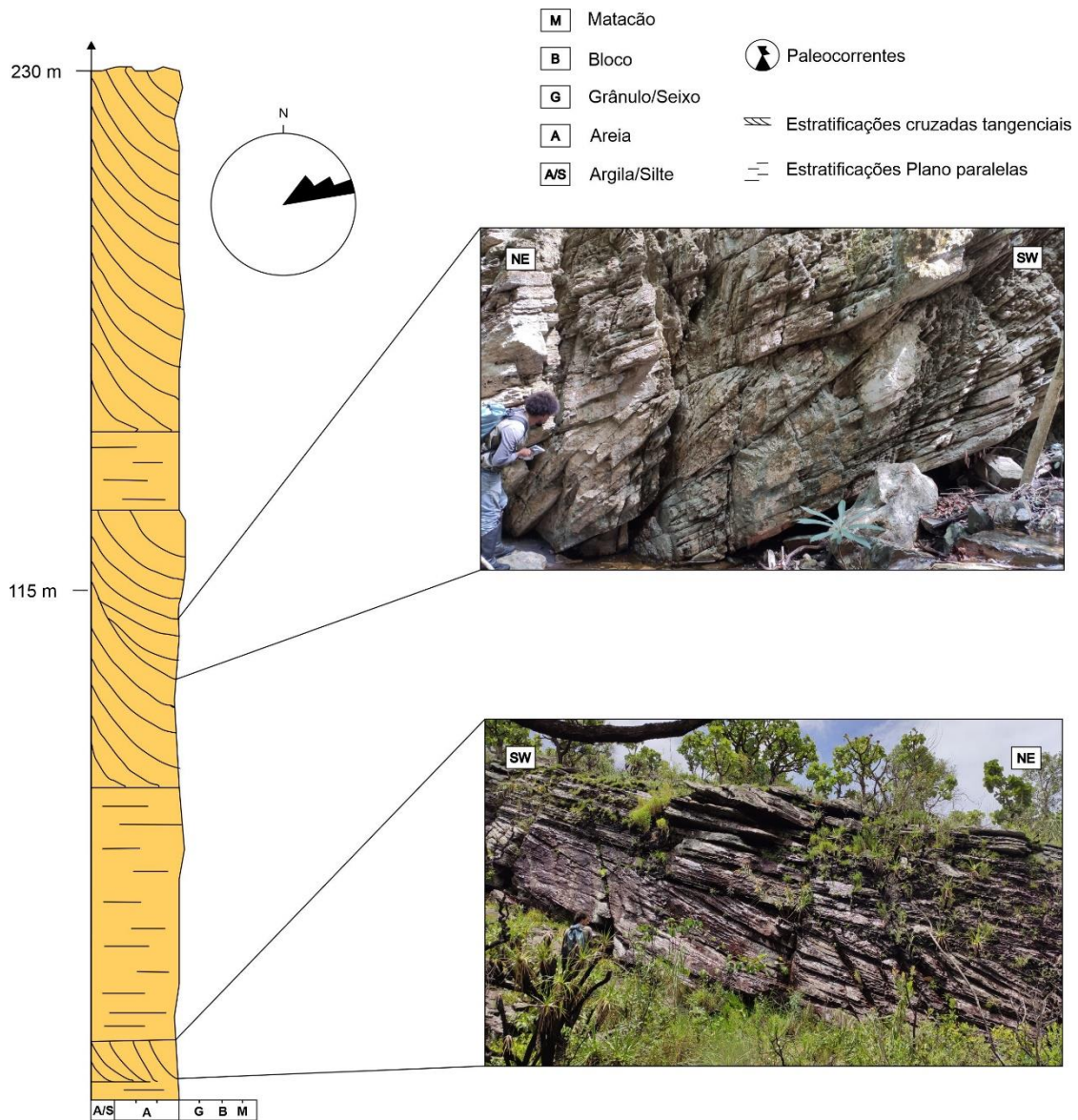


Figura 3.3 – Coluna estratigráfica de detalhe (CT) mostrando a facilogia e as direções de paleocorrentes (n=12) da Formação Galho do Miguel. A localização da coluna estratigráfica CT é mostrada no mapa geológico da figura 3.1.

As medidas de paleocorrente (n=12) indicam um fluxo de direção preferencialmente para ENE, onde a moda tem azimuth de 70° (Figura 3.3). O contato de base da Formação Galho do Miguel não é observado na área de estudo, e seu contato com a Formação Serra do Catuni é brusco, marcando uma paraconformidade na área de estudo.

3.2.2 Grupo Macaúbas

3.2.2.1 Formação Serra do Catuni

Segundo as relações estratigráficas observadas durante o mapeamento de detalhe, e a relativa facilidade em distinguir na fotointerpretação, a Formação Serra do Catuni pode ser dividida em duas unidades infomais: Unidade Inferior, composta de quartzitos estratificados, brechas e paraconglomerados, e Unidade Superior, formada basicamente por diamictitos e quartzitos finos.

Neste trabalho foram realizados levantamentos faciológicos de detalhe na Formação Serra do Catuni tomando-se como *datum* estratigráfico, quando possível, a Formação Galho do Miguel (figuras 3.4 e 3.5). Tentou se identificar as áreas com exposições contínuas e sem interferência tectônica, como o levantamento realizado no Córrego das Pedras, onde a Formação Serra do Catuni apresenta sua maior espessura (figuras 3.4 e 3.5).

A partir destes levantamentos, seis litofácies foram distinguidas para a Unidade Inferior, sendo reconhecidas três para a Unidade Superior (Tabela 3), cujas relações verticais e laterais são apresentadas na Figura 3.5.

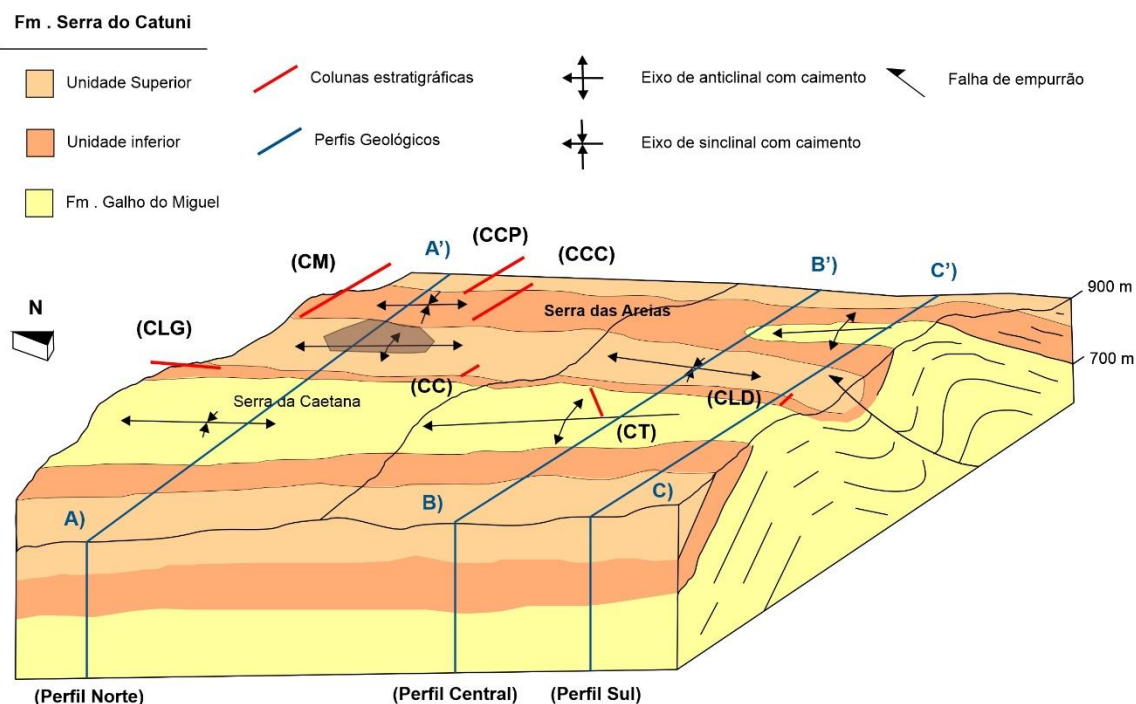


Figura 3.4: Bloco diamgrama simplificado parcial da área de estudo mostrando a localização das colunas estratigráficas de detalhe e dos perfis geológicos.

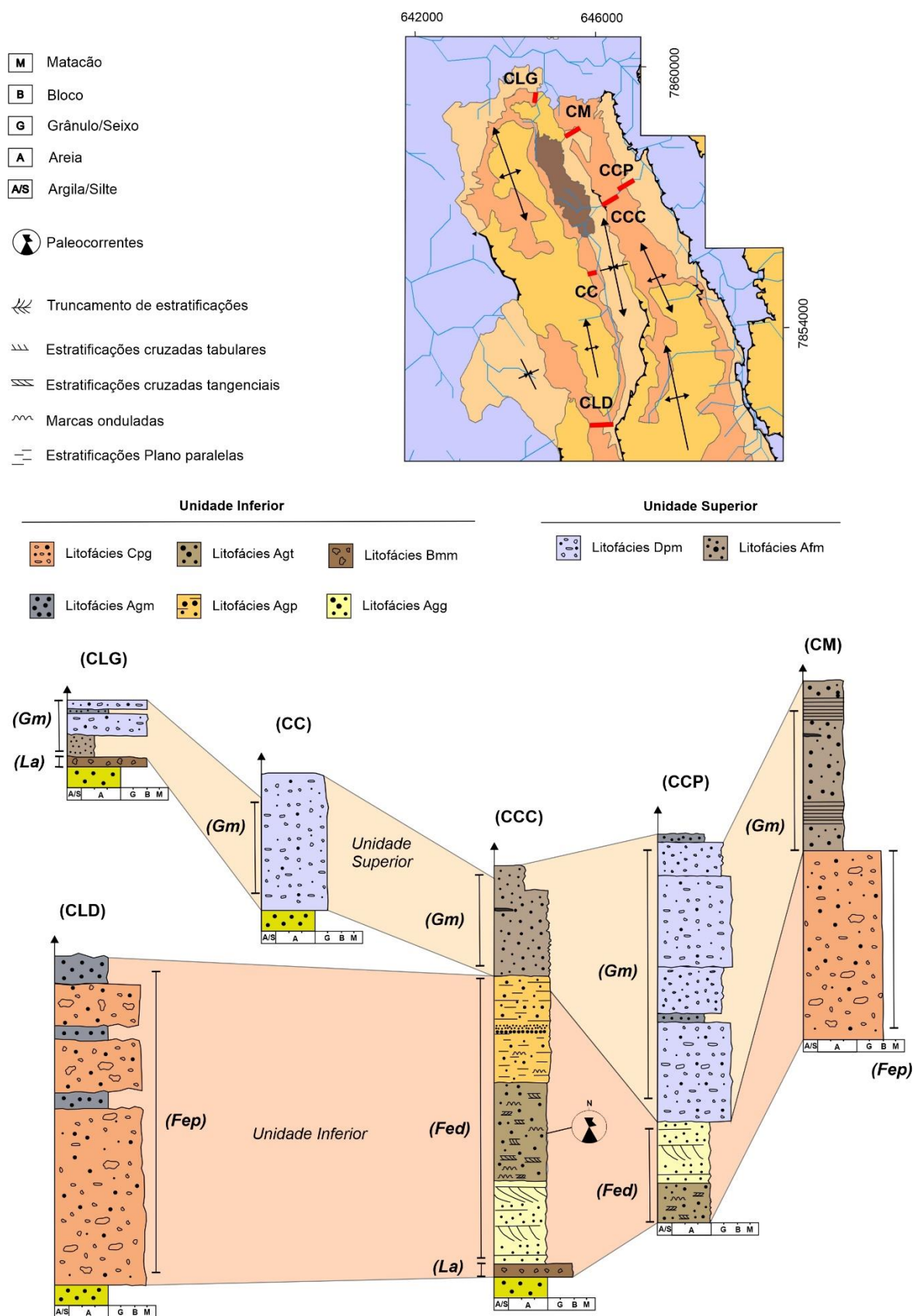


Figura 3.5 – Colunas estratigráficas simplificadas orientadas espacialmente, das unidades da Formação Serra do Catuni mostrando suas correlações estratigráficas e associação de fácies. CLD: Coluna Lagoa

Dourada; CLG: Coluna Lagoa Grande; CC: Coluna Cachoeirinha; CCC: Coluna Cachoeira Capão dos Palmitos; CCP: Coluna Córrego das Pedras; CM: Coluna do Mirante.

3.2.2.1.1 Unidade Inferior

A Unidade Inferior da Formação Serra do Catuni possui espessura estimada de 230 metros e perfaz cerca de 24% da área de estudo. Esta unidade ocorre nas porções central e oeste da área em uma espessa faixa contínua de orientação NNW-SSE, nas serras da Caetana e das Areias (Figura 3.1). Essa unidade recobre diretamente os quartzitos da Formação Galho do Miguel por paraconformidade ou por meio de discordância erosiva. Na porção sul da área de estudo, na Serra da Caetana, a Unidade Inferior recobre os quartzitos da Formação Galho do Miguel através de paraconformidade, evidenciado pela conformidade angular do acamamento sedimentar das duas unidades (Figura 3.6). Na parte central e nordeste da área, nas proximidades da Lagoa Grande, este contato se dá por discordância erosiva. Seis litofácies foram reconhecidas para Unidade Inferior, descritas a seguir (Tabela 3).

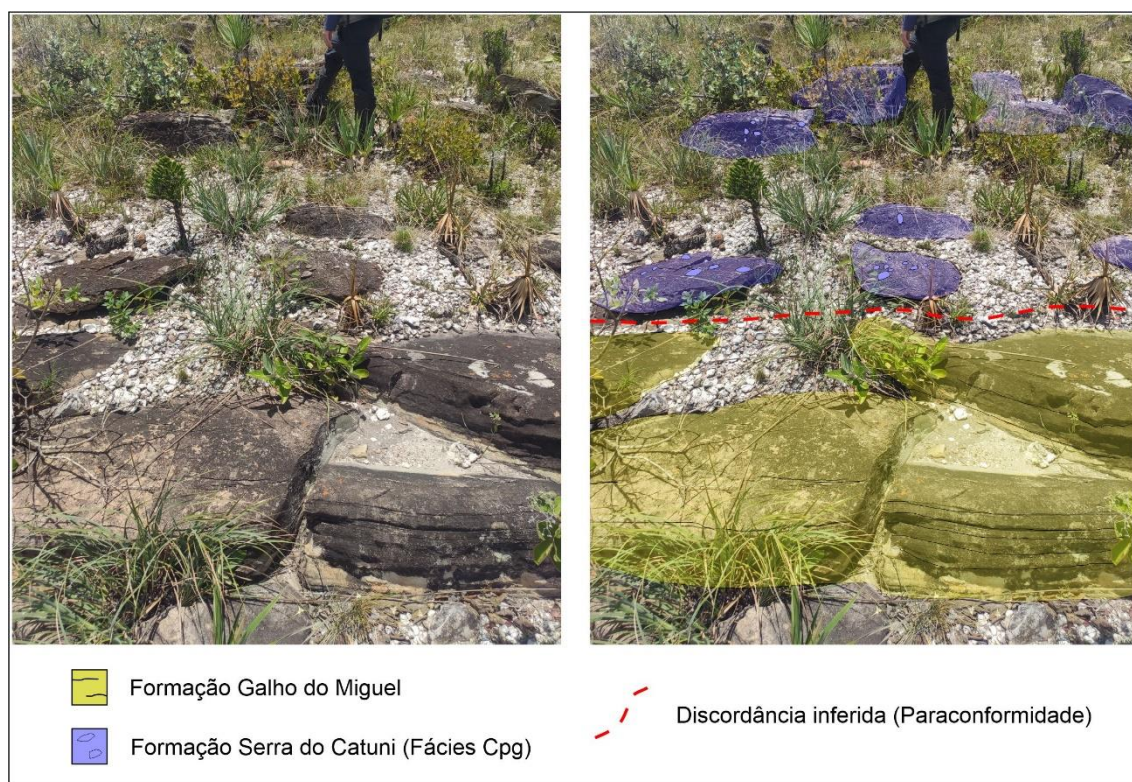


Figura 3.6 – Contato em paraconformidade do quartzito da Formação Galho do Miguel com os diamictitos da Formação Serra do Catuni. Afloramento na Serra da Caetana, extremo sul da área de estudo. Visada da foto de W para E.

Tabela 3: Resumo de fácies sedimentares da unidade inferior da Formação Serra do Catuni

<i>Código</i>	<i>Litofácies</i>	<i>Estruturas sedimentares</i>
Bmm	Brecha monomítica matriz suportada, areia grossa, maciço	Sem estruturas visíveis (maciço)
Bmc	Brecha monomítica clasto suportado, areia grossa, maciça	Sem estruturas visíveis (maciço)
Cpg	Paraconglomerado clasto suportado com matriz predominantemente grossa, clastos variam de grânulo a seixo (0,5 – 12 cm)	Predominantemente maciço, sem estruturas visíveis, raras estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte (10 cm)
Agp	Arenito puro moderadamente selecionado, gr. média grossa, sets mm a cm	Estratificações plano paralelas, (apresenta gradação), marcas onduladas de crista reta
Agt	Arenito puro bem selecionado, grossa, sets mm a cm	Estratificações cruzadas tangenciais e subordinadas tabulares, truncamento de estratificações, marcas onduladas de crista reta
Agg	Arenito puro bem selecionado, grossa, sets mm a m	Estratificações cruzadas tangenciais de grande porte (8 m), subordinadas de médio e pequeno porte (1m)

Descrição das Fácies Sedimentares

A **fácies Bmm** corresponde a brechas maciças, monomíticas matriz suportadas, de granulometria areia grossa, com os clastos de quartzito (muita das vezes estratificados) angulosos e sub-angulosos, que variam de grânulo a seixo (Figura 3.7 a e b). A fácies Bmm pode denunciar proximidade com antigas escarpas de falhas normais, uma vez recobre a Formação Galho do Miguel por discordância erosiva; o contato de topo é aparentemente gradacional para as litofácies Afm e Agm, descritas adiante (Figura 3.5).



Figura 3.7 – a) Brechas monomíticas da fácies Bmm com clastos sub-angulosos com clastos estratificados. B) Detalhe para clasto estratificado em brecha da fácies Bmm. Afloramento na Cachoeira do Capão dos Palmitos.

A fácies **Bmc** compreende brechas monomíticas clasto suportadas (Figura 3.8 a). Estes clastos são predominantemente angulosos e variam de grânulo a matacão (1 cm - 40 cm) (Figura 3.8 b). Esta fácies ocorre intercalado as fácies Afm, Agp e Agt.



Figura 3.8 – a) Brechas monomíticas clasto suportadas da fácies Bmc com clastos angulosos estratificados. b) Detalhe para matacão de 40 cm anguloso em brecha da fácies Bmc. Afloramento na Serra da Caetana.

A fácies **Agg** é composta por arenitos puros bem selecionados, de granulometria grossa, com sets na ordem de centímetros a metros. Predominam nesta fácies estratificações cruzadas tangenciais de grande porte (> 5 m) (Figura 3.9), com subordinadas estratificações de médio e pequeno porte (1m). Seu contato de base com a

fácies Agt é aparentemente gradicional, bem como seu contato de topo com as fácies Dpf e Agt (Figura 3.5).

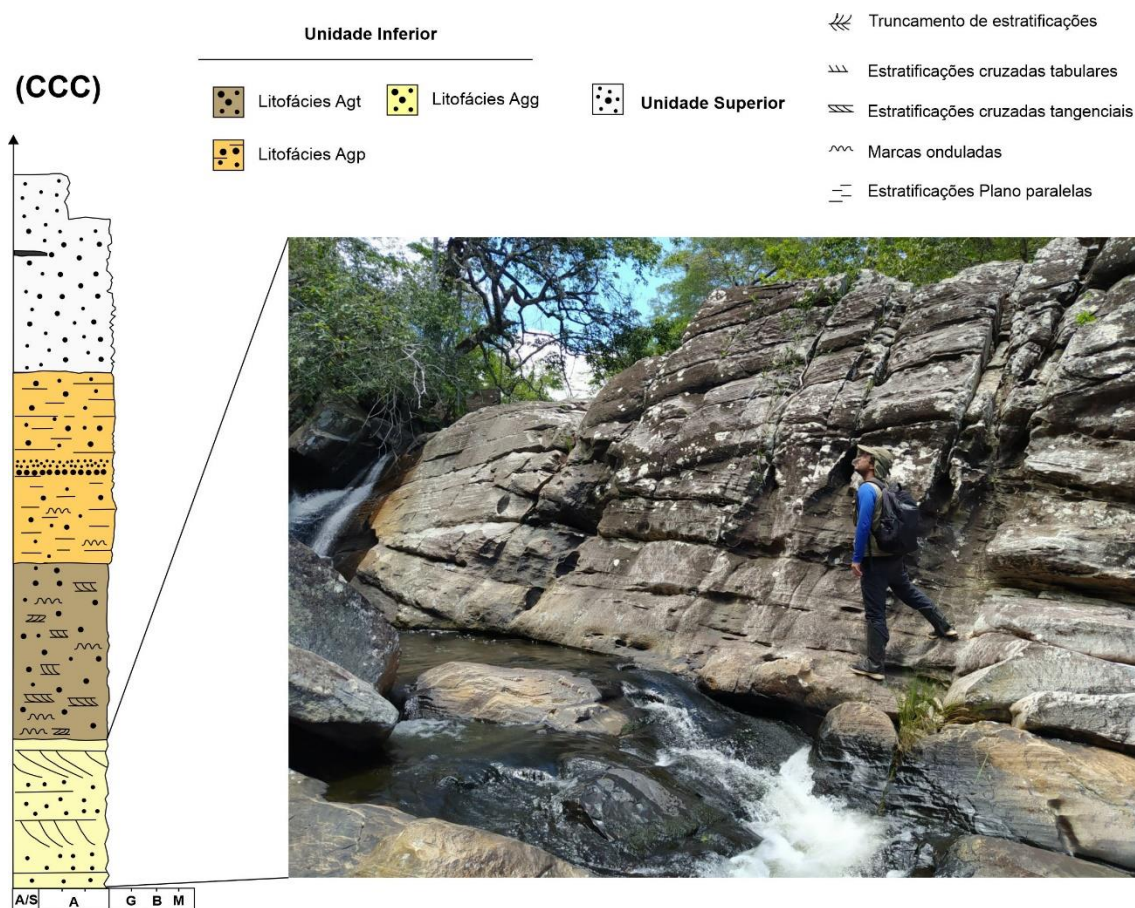


Figura 3.9: Estratificações cruzadas tangenciais de grande porte da litofácies Agg na coluna cachoeira capão dos palmitos (CCC).

A **fácies Agt** ocorre no leito do Córrego das Pedras, e é composta de arenitos puros, bem selecionados de granulometria grossa, com sets milimétricos a centimétricos. Esta litofácies apresenta alta ocorrência de estruturas sedimentares, majoritariamente estratificações cruzadas tangenciais de pequeno e médio porte (Figura 3.10 a) (<1 m), porém ocorrem subordinadamente estratificações cruzadas tabulares (Figura 3.10 b) e plano paralelas, além de marcas onduladas de crista reta (Figura 3.10 c). As estruturas acima mencionadas frequentemente se truncam, formando superfícies erosivas entre si (Figura 3.10 d). Medidas de paleocorrente em estratificações cruzadas tabulares e tangenciais indica dispersão bimodal de fluxo segundo a direção N-S (Figura 3.10). A fácies Agt faz contato de base aparentemente gradacional com a fácies Agp e Cpg, e contato de topo também gradacional com as fácies Agg e Dpf (Figura 3.5).

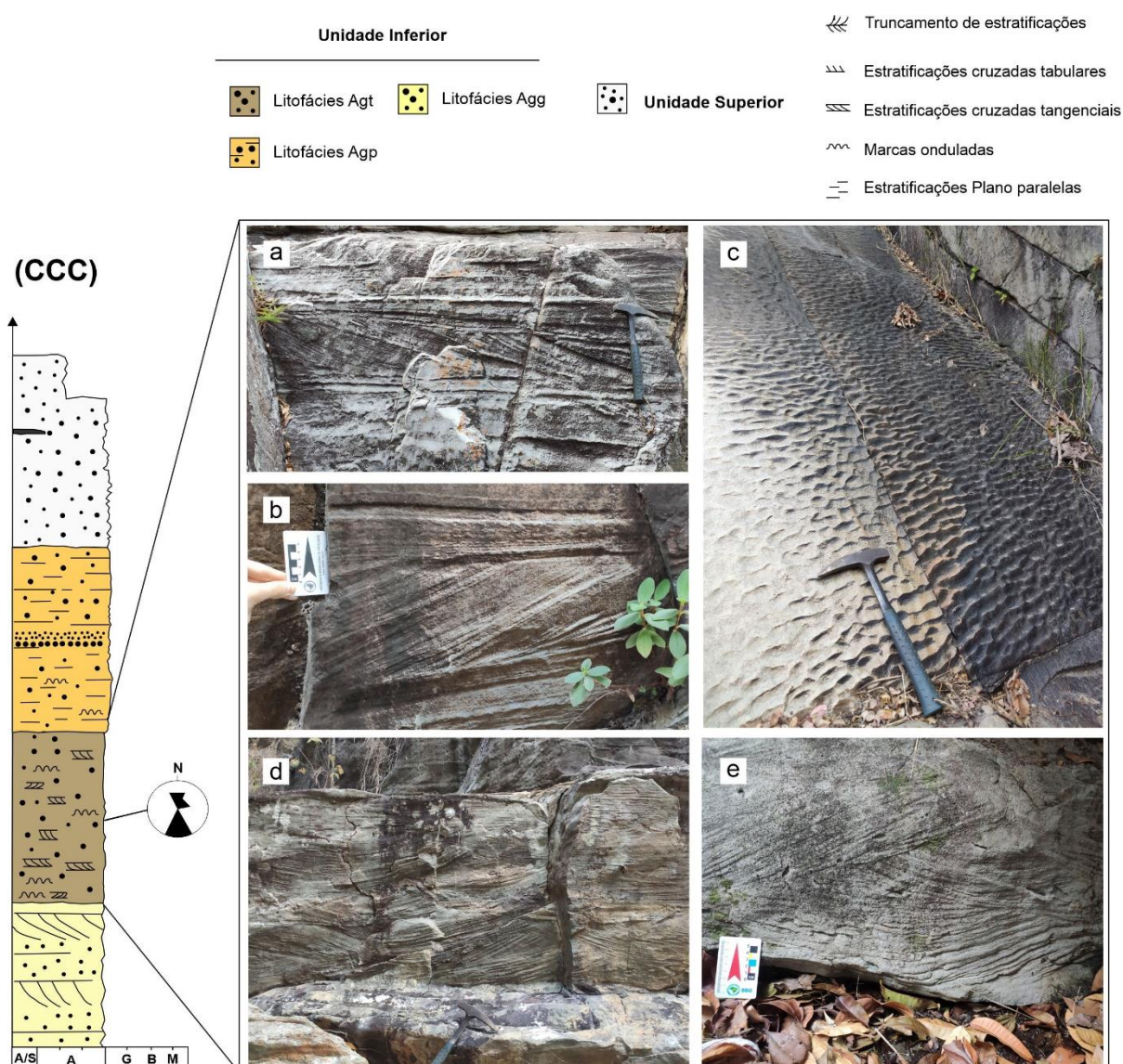


Figura 3.10 – Arenito puro bem selecionado da fácies Agt na coluna Cachoeira Capão dos Palmitos (CCC). a) Estratificações cruzadas tangenciais. b) Estratificações cruzadas tabulares. c) Marcas onduladas de azimute aproximadamente N-S. Visada das fotos de N para S. d) Truncamento de superfícies erosivas de estratificações cruzadas tangenciais. e) Detalhe das superfícies erosivas, indicando fluxo bimodal. Visada da foto de E para W.

A **fácies Agp** compreende arenitos puros a moderadamente selecionados, cuja granulometria varia de areia média a grossa, apresentando granodecrescência ascendente entre níveis de areia grossa e areia média e subordinadamente granulometria areia fina (Figura 3.11). A fácies Agp apresenta sets milimétricos a centimétricos, predominantemente com estratificações plano paralelas, além de marcas onduladas. Seu contato de base e de topo são gradacionais com a fácies Afm e Agt, respectivamente (Figura 3.5 e 3.10). De modo mais restrito, essa fácies é observada como intercalação entre a fácies Dpf.

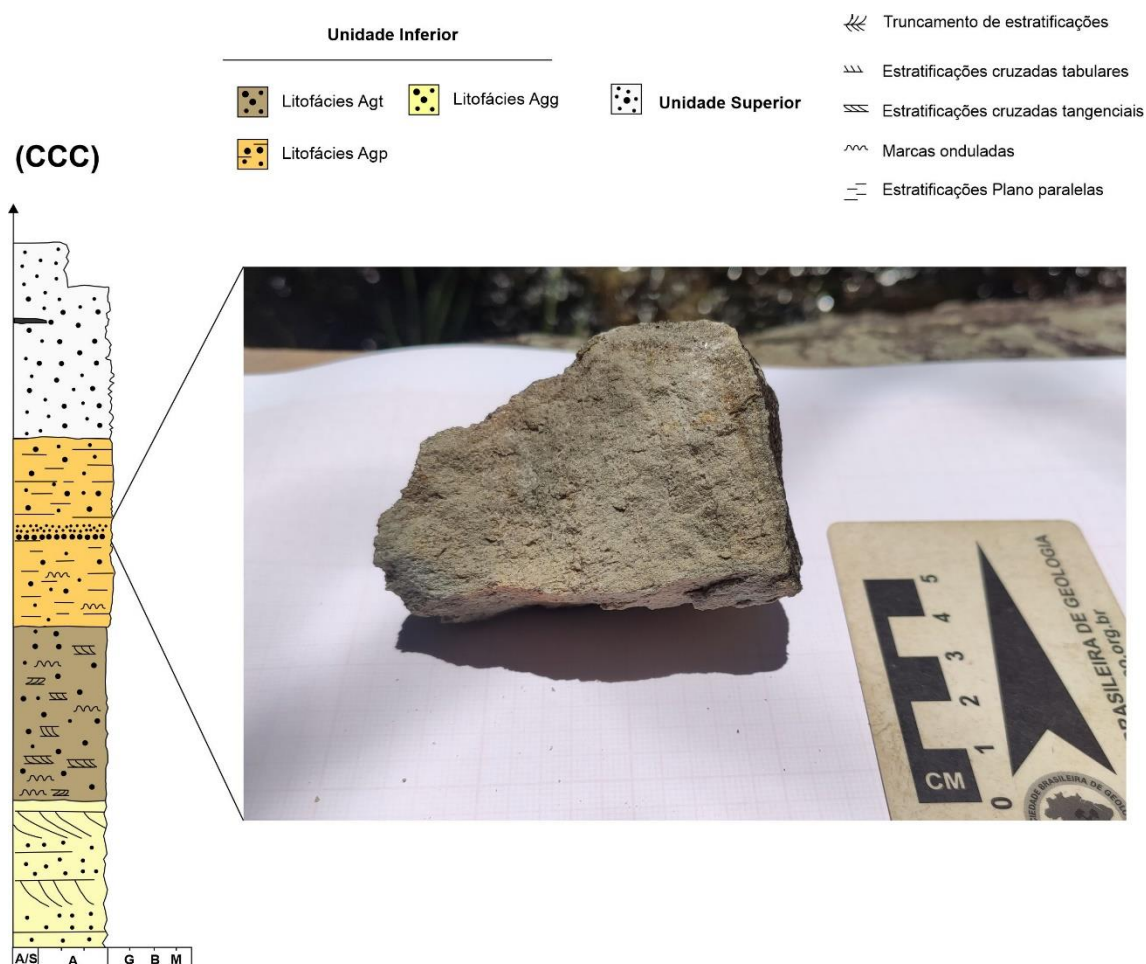


Figura 3.11 – Amostra de mão da fácies Agp evidenciando a gradação (granodescrescência ascendente) entre níveis de areia grossa e fina na coluna da Cachoeira Capão dos Palmitos (CCC).

A **fácies Cpg** é a mais representatividade dentro da Formação Serra do Catuni, e ocorre em toda área de estudo, principalmente no sul da Serra da Caetana. É caracterizada por paraconglomerados mal selecionados, de matriz arenosa e de granulometria predominantemente grossa, com clastos angulosos a sub-arredondados de quartzo e quartzito, que variam de grânulo a seixo (0,5 – 12 cm) (Figura 3.12 a). Esta fácies possui paraconglomerados predominantemente maciços, ocorrendo, porém, raras estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte (10 cm) próximo a seu contato de base (Figura 3.12 b). A fácies Cpg faz contato de base com a Formação Galho de Miguel por paraconformidade na porção sul da Serra da Caetana (Figura 3.6), e contato gradacional com a fácies Agt na porção central da Serra das areias, o sul do Córrego das Pedras. Seu contato de topo é aparentemente gradacional com a fácies Dpf e Agm (Figura 3.5 e 3.11).

Ocorrendo de forma intercalada a fácies Dpm e a fácies Cpg, a **fácies Agm**, consiste em “bancos” de arenito maciço (sets centimétricos), puros e bem selecionados, de granulometria areia grossa (Figura 3.12 c).

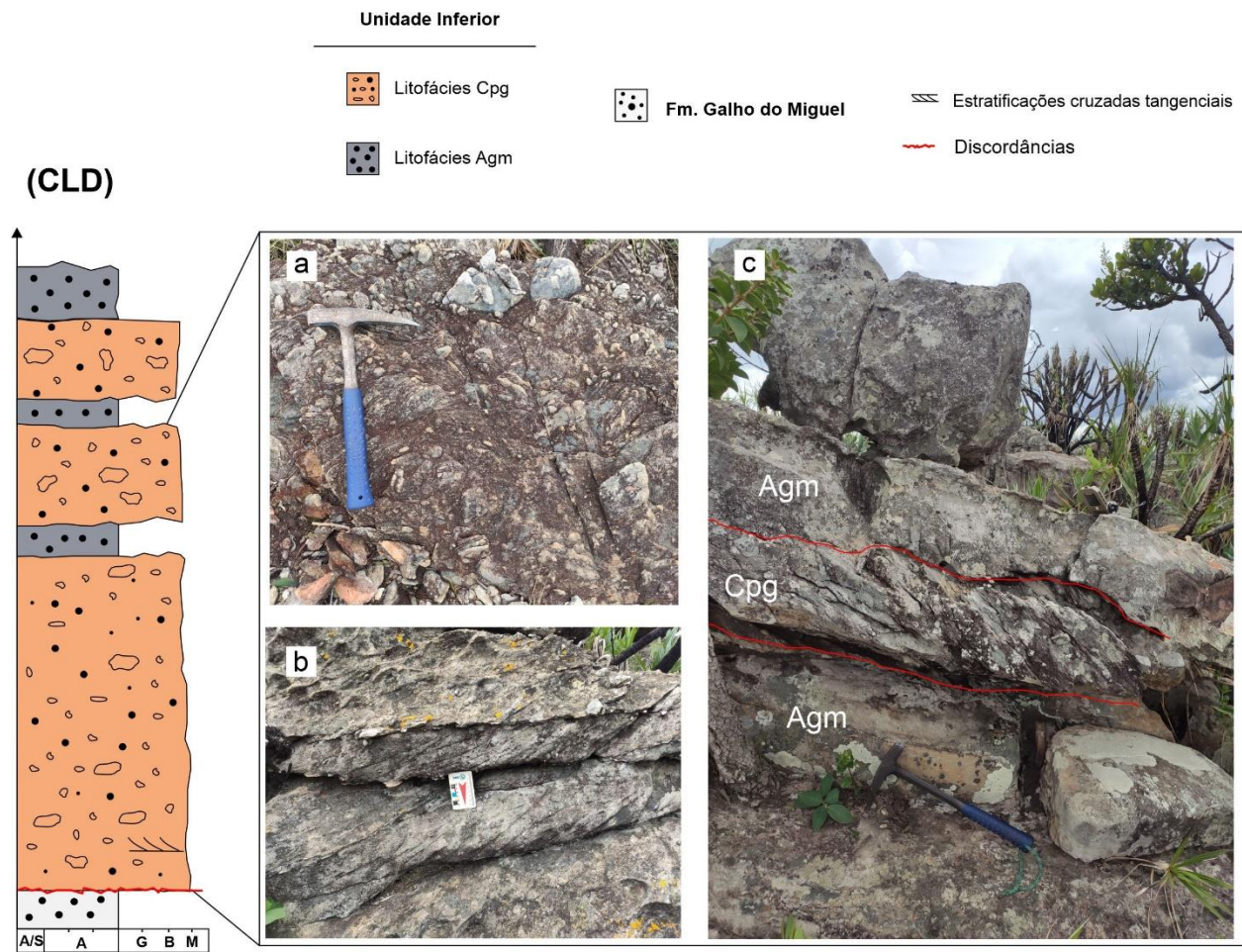


Figura 3.12 – Lito-fácies Cpg e Agm na coluna Lagoa dourada (CLD). a) Paraconglomerado polimítico de matriz arenosa da fácies Cpg. b) Estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte em conglomerado da fácies Cpg. c) Intercalações centimétricas entre as fácies Agm e Cpg, com destaque em vermelho para o acamamento sedimentar.

Associação de Fácies e Ambiente Sedimentar

As características das seis lito-fácies descritas para a Unidade Inferior, bem como seu arranjo espacial, permite inferir três associações de fácies e respectivos ambientes deposicionais, resumidos na Tabela 4 e descritas a seguir.

Tabela 4: Resumo da distribuição das associações de fácies da unidade inferior da Formação Chapada Acauã

Lito-fácies	Associação de Fácies	Processo	Ambiente Sedimentar
-------------	----------------------	----------	---------------------

Agp, Agt e Agg	Fed	Migração de barras longitudinais e dunas arenosa linguóides	Fluvial entrelaçado distal de baixa a média energia
Bmm e Bmc	La	Fluxo de detritos subaéreos e aquosos	Leques Aluviais relacionados escarpas de falha
Cpg e Agm	Fep	Migração de barras de cascalho longitudinais, preenchimento de canal	Fluvial entrelaçado proximal de alta energia

I. Associação de Fácies (Fed)

A associação de fácies Fed é interpretada como um sistema fluvial entrelaçado médio a distal, de média sinuosidade e compreende as litofácies Agp, Agt e Agg. A predominância de areia grossa, com granodescrescência ascendente, porém sem a presença de ruditos, associada ainda ao tipo de estruturas sedimentares, sugere a migração lateral e vertical de canais fluviais de barras arenosas longitudinais, depositados em um ambiente de média a baixa energia (Einsele 1992).

As estratificações cruzadas plano paralelas e tangenciais, associadas a superfícies de truncamento, características das fácies Agp e Agt (Figura 3.5), sugerem ser o registro de migração de forma de leito, de canais fluviais principais, onde as superfícies de truncamento indicam superfícies erosivas de reativação, possivelmente relacionados a episódios cíclicos de mudança climática. Já as estratificações cruzadas de grande porte associada a boa seleção dos grãos de areia, característicos da litofácies Agg, também sugerem um preenchimento de canal fluvial, porém formando grandes dunas arenosas em geometria linguóide (Einsele 1992, Walker 1992).

As direções de paleocorrente das estratificações da associação de fácies Fed indicam fluxo oscilatório, com aporte sedimentar ao longo da direção N-S (Figura 3.14).

Esta associação de fácies foi individualizada em relação as demais principalmente pelas relações de campo que são observadas somente em perfis de detalhe. Estas relações mostram que a fácies Agt (associação de fácies Fed) é sotoposta pelas associações La e Fep (Figura 3.13), descritas na sequência.

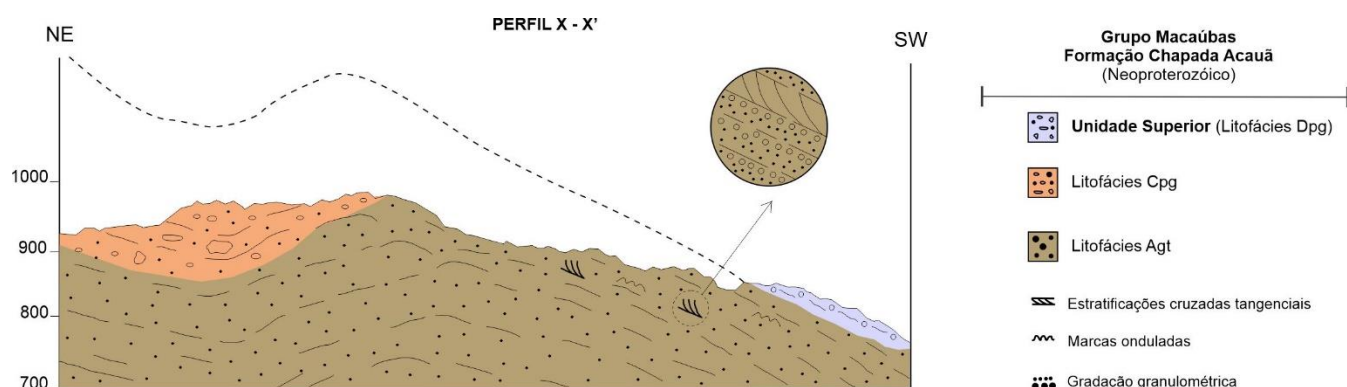


Figura 3.13: Perfil realizado na serra das areias destacando a relação entre a litofácies Agt (associação de fácies Fed) e a litofácies Cpg (associação de fácies Fep). Localização do perfil na Figura 3.4.

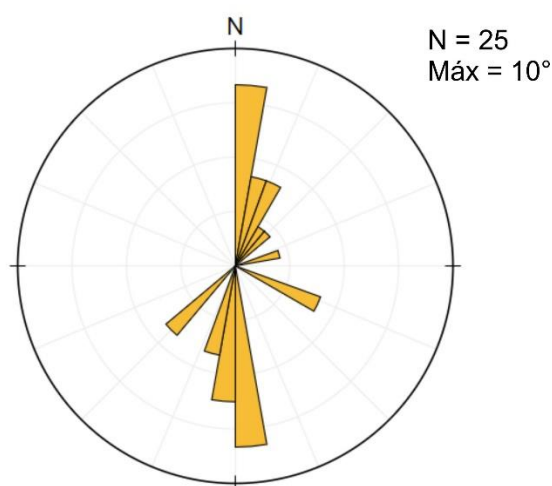


Figura 3.14: Diagrama de roseta para as paleocorrentes da associação de fácies Fed.

II. Associação de Fácies (La)

A associação de fácies La compreende as fácies Bmm e BMC, e representa depósitos de fluxo de gravidade, de leques aluviais, os quais em campo ocorrem em corpos de modo restrito e descontínuo. Essa associação possivelmente indica a proximidade com falhas normais ativas no tempo de sua deposição, principalmente quando faz contato com a Formação Galho do Miguel, assim como exemplificado pela coluna de detalhe da Lagoa Grande (Figura 3.5), ou no contato com as litofácies Agp, como observado em campo no perfil do Córrego das Pedras e no contato com a litofácies Cpg, como observado na Serra da Caetana, caso do perfil central (B-B') (Figura 3.23).

A natureza desta associação, predominante rúdica, maciça, clasto suportada, com clastos grandes e angulosos e a falta de intercalações com bancos de areia, sugere deposição por fluxo de detritos não coesivo, com pouco ou nenhum transporte sedimentar (Einsele 1992, Walker 1992). A litofácies Bmc é inferida como a fácies proximal de leques aluviais e parte da porção subaérea do fluxo, ao passo que a litofácies Bmm representa a porção subaquosa. A natureza monomítica dos clastos de quartzito estratificados e a aparente proximidade com falhas normais ativas, sugere um retrabalhamento proximal e local do substrato desta associação, seja da Formação Galho do Miguel, seja das litofácies Agp ou Cpg da própria Unidade Inferior.

III. Associação de Fácies (Fep)

A associação de fácies Fep faz contato de base com a Formação Galho do Miguel por discordância erosiva e gradacional com a associação fluvial entrelaçado distal (Fed) (Figura 3.5). Já seu contato de topo é gradacional com a Unidade Superior da Formação Serra do Catuni (Figura 3.5).

Esta associação é caracterizada por paraconglomerados Cpg e lentes de quartzito maciço Agm que ocorrem intercalados a primeira litofácies, e registram um sistema fluvial entrelaçado proximal, de modo que barras de cascalho longitudinais são as formas de leito. A natureza rudítica e maciça dos sedimentos desta associação, possivelmente resultaram da acreção lateral intermitente de barras de cascalho. De um modo geral, os interstícios dos cascalhos são comumente preenchidos por sedimentos arenosos durante episódios de fluxo aquoso, de modo que esses sedimentos se tornam a matriz arenosa dos paraconglomerados. Os clastos sub angulosos e de natureza principalmente arenosa, muitas vezes estratificados, indicam algum transporte sedimentar, porém proximal a área fonte. As intercalações arenosas, típicas da fácies Agm, representam uma deposição em canais abandonados ou cunhas de areia acrescionárias nas bordas das barras de cascalho (Einsele 1992, Walker 1992).

3.2.2.1.1 Unidade Superior

A Unidade Superior da Formação Serra do Catuni perfaz cerca de 27% da área de estudo e possui espessura estimada em 150 metros. Esta unidade ocorre nas porções oeste, central e leste da área, em três contínuas faixas de orientação NNW-SSE (Figura 3.1). Seu contato de base com a Unidade Inferior é gradacional, e seu contato de topo com o Grupo Bambuí é brusco na borda oeste e norte da Serra da Caetana e por falha de empurrão na borda leste da Serra das areias.

A Unidade Superior é composta por três litofácies, resumidas na Tabela 5.

Tabela 5: Resumo de fácies sedimentares da Unidade Superior da Formação Serra do Catuni

<i>Código</i>	<i>Litofácies</i>	<i>Estruturas sedimentares</i>
Dpm	Diamictito polimítico, matriz lamosa fina a grossa, clastos variam de grânulo a seixo	Sem estruturas visíveis (Maciço)
Agm	Arenito puro bem selecionado grossa	Sem estruturas visíveis (Maciço)
Afm	Arenito micáceo, mal selecionado, fina a grossa, com intercalações de pelito	Laminações plano paralelas milimétricas

Descrição das Fácies Sedimentares

A **fácies Dpm** compreende diamictitos polimíticos maciços de matriz fina, com presença de areia na granulometria fina a grossa, com clastos sub-arredondados de quartzo e quartzito, de tamanhos variados, que variam de grânulo a seixo (5 cm – 18 cm) (Figura 13.5). Esta fácies faz contato de base com a fácies Agg de forma abrupta e gradacional (Figura 3.15), e o contato com a fácies Afm é somente gradacional (Figura 3.5).



Figura 3.15 – a) Diamictito polimítico de matriz lamosa pertencente a fácies Dpm na coluna do córrego das pedras (CCP). **b)** Detalhe para clasto de quartzo sub-arredondado de 18 cm de comprimento. Afloramento na porção oeste da Serra da Caetana.

A **fácies Afm** é composta por um arenito micáceo mal selecionado de granulometria fina a grossa, frequentemente apresentando laminações milimétricas, com raras intercalações e níveis de pelito, onde seu contato de base é aparentemente gradicional com a fácies Agp e Cpg (Figura 3.16). Esta fácies ocorre intercalada a fácies Dpf.

A **fácies Agm**, que também ocorre na Unidade Inferior, também ocorre na Unidade Superior, e consiste em “bancos” de arenito maciço (sets centimétricos) puros e bem selecionados de granulometria grossa (Figura 3.15).



Figura 3.16 – Arenito micáceo da fácies A_{fm} apresentando laminações milimétricas plano paralelas na coluna de detalhe Coluna Mirante (CM).

Associação de Fácies e Ambiente Sedimentar

As três litofácies da Unidade Superior foram agrupadas em uma única associação de fácies, resumida na Tabela 6.

Tabela 6: Resumo da distribuição da associação de fácies da Unidade Superior da Formação Serra do Catuni

Litofácies	Associação de Fácies	Processo	Ambiente Sedimentar
D _{pm} , A _{gm} e A _{fm}	G_m	Fluxo de detritos subaquoso	Glacio-marinho a marinho

A associação de fácies Gm engloba as litofácies Dpm, Agm e Afm, e consiste em intercalações de diamictitos maciços com lentes de quartzitos grossos maciços, com uma sequência de quartzitos finos com lentes de pelito na base. A natureza maciça e pelítica dos diamictitos, associado a ocorrência de quartzitos de granulometria fina e de pelitos, é interpretada como depósitos glacio-marinhos a marinhos, associados a fluxos de detritos subaquosos. A intercalação dos diamictitos maciços Dpm com os quartzitos maciços da litofácies Agm podem representar episódios climáticos, já que durante a transgressão marinha pode ocorrer retração das margens glaciais, favorecendo a deposição de sedimentos preferencialmente continentais. Já a litofácies Afm representaria a deposição de sedimentos marinhos (possivelmente pelágicos), de fundo marinho (Einsele 1992, Walker 1992).

3.2.3 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí, indiviso e não caracterizado neste trabalho, ocupa 22% da área de estudo e ocorre em três faixas contínuas. A primeira, de orientação próxima a W-E, ocorre na porção norte da área de estudo, no vale do Rio Cipó; a segunda, de orientação aproximadamente meridiana, ocorre na porção leste da área de estudo, entre as serras das Areias e da Bandeirinha, no vale do Rio Mascote; e a terceira ocorre na porção oeste da área (Figura 3.1).

3.2.4 Solo Argiloso

Esta unidade perfaz 5% da área de estudo, e ocorre de forma restrita em uma faixa de orientação N-S na porção central da área de estudo. Este solo é caracterizado por sua forte coloração avermelhada e por possuir caráter argiloso.

3.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A região da Serra do Cipó apresenta notáveis feições morfoestruturais, visto que a área de estudo está inserida na zona limítrofe entre a faixa Araçuaí e o cráton do São Francisco. Dentre estas importantes feições destacam-se os grandes dobramentos, que formam os domínios morfológicos das serras das Areias e da Caetana, e os grandes falhamentos de empurrão com orientação NNW-SSE, a qual se associa o domínio morfológico da Serra da Bandeirinha e parte sul da Serra das Areias.

A direção estrutural predominante é NNW-SSE, onde o conjunto de dados aqui levantados possui correspondência com aqueles obtidos por Oliveira (1994), sendo relacionado a um evento deformacional associado a duas fases progressivas (D_1 e D_2). A fase D_1 é representada

3.3.2 Análise descritiva dos elementos estruturais

3.3.2.1 Acamamento Sedimentar (S_0)

O acamamento sedimentar (S_0) é bem desenvolvido nos quartzitos puros da Formação Galho do Miguel e nos quartzitos puros e impuros da Formação Serra do Catuni, sendo ausentes ou de difícil reconhecimento nos paraconglomerados, brechas e diamictitos dessa última unidade. O acamamento é marcado principalmente pela variação granulométrica e pelas estruturas sedimentares (estratificações cruzadas, tabulares, plano paralelas e laminações).

O acamamento sedimentar possui orientação preferencialmente N-S, com mergulhos para E, e subordinadamente mergulhos para W-NW, com valores variando de 10° a 30° (Figura 3.18). As atitudes de acamamento sedimentar possuem concentração máxima em 080/16.

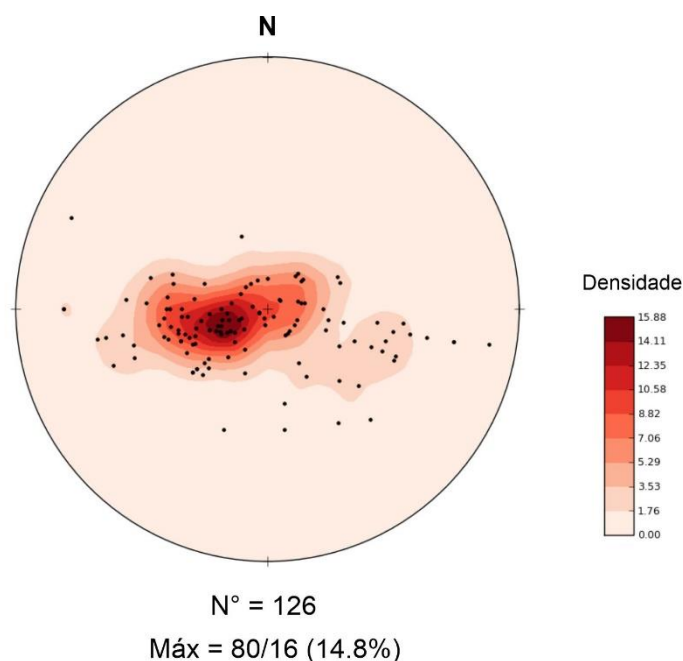


Figura 3.18: Estereograma de projeção polar do acamamento sedimentar S_0 .

Estruturas de Primeira Geração (D_1)

3.3.2.2 Foliação (S_n)

A foliação S_n é penetrativa em alguns litotipos aflorantes, facilmente observada nas rochas diamictíticas e pelíticas da Formação Serra do Catuni, onde é marcada pela orientação dos níveis micáceos, níveis pelíticos e níveis de granulometria muito fina. Nos quartzitos maciços e puros esta estrutura é pouco pronunciada.

A foliação S_n é plano axial das megadobras flexurais F_1 , apresentando se rotacionada quando associada a alguns lineamentos morfoestruturais ou alguns sistemas de fraturas.

A foliação S_n possui orientação preferencialmente N-S, com direção de mergulho sistematicamente para E, com subordinadas direções de mergulho para NE e SE, com valores de pouco variáveis (25° a 45°) (Figura 3.19 a). A foliação S_n possui concentração máxima de atitudes em $090/44$.

3.3.2.3 Sistema de Fraturas (F)

As fraturas são em campo de difícil observação, sendo preferencialmente desenvolvida nos quartzitos puros da Formação Galho do Miguel, ocorrendo de maneira espaçada e descontínua. Os sistemas de fraturas (F) são sub-verticais, possuindo orientação preferencialmente NW-SE, com mergulho para NE, invariavelmente com altos valores (40° a 80°). A atitude de maior concentração do sistema de fraturas é $72/84$.

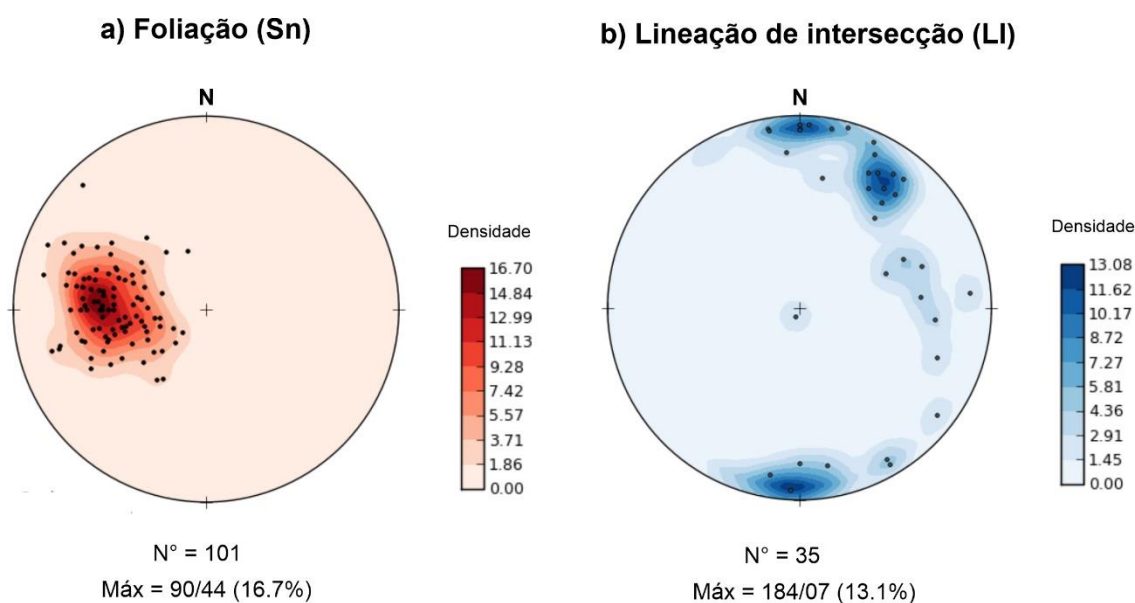


Figura 3.19: Estereogramas de projeção polar dos elementos estruturais. a) Foliação (S_n), b) Lineação de intersecção (L_I).

3.3.2.4 Lineação de Intersecção (L_I)

A lineação de intersecção (L_I) é caracterizada pela linha de intersecção entre os planos de acamamento sedimentar (S_0) e foliação (S_n). Esta estrutura possui duplo caimento preferencial, para N e para S, com valores de caimento baixos, quase sub-horizontais (0° - 20° , atingindo excepcionalmente valores maiores) (Figura 3.19 b). A maior concentração está em $184/07$.

3.3.2.5 Lineação de estiramento (L_e)

A lineação de estiramento mineral é raramente observável, sendo marcada pela orientação de grãos de quartzo e na forma de estrias, relacionados a planos de falha. Esta estrutura possui caimento preferencial para NE, com valores baixos (3° a 54°). A maior concentração está em 69/14.

Descolamento inter estratais

Os descolamentos inter estratais são observados no contato entre a Formação Galho do Miguel e a Formação Serra do Catuni, de modo que a superfície de contato entre as unidades comporta-se como zona de cisalhamento. Estes descolamentos são observados frequentemente por toda a extensão da Serra da Caetana e no flanco leste da Serra das Areias (Figura 2.23 – Perfil Central), onde há intenso dobramento do acamamento sedimentar (S_0) e desenvolvimento de foliação milonítica na superfície de contato, além de uma intensa cominuição e recristalização dos grãos de quartzo (Figura 3.20).

Na porção oriental e setentrional da área, as unidades do Grupo Bambuí, são expostas em janelas estruturais nos vales do rio Mascote e Cipó respectivamente, onde os descolamentos interestratais comportam-se como zonas de cisalhamento entre as unidades do Grupo Bambuí e da Formação Serra do Catuni (Figura 3.1).



Figura 3.20: Acamamento sedimentar (S_0) de quartzito da Formação Galho do Miguel intensamente dobrado. Zona de contato da Formação Galho do Miguel e Formação Serra do Catuni. Afloramento na Serra da Caetana.

Estruturas de Segunda Geração (D_2)

3.3.2.6 Megadobras Flexurais (F_1)

As megadobras observadas na área de estudo representam as culminações antiformais e depressões sinformais, assimétricas, com vergência sistematicamente para W, com charneira de duplo caimento.

Em escala de mapa, a área de estudo compreende uma grande estrutura anticlinal, de aproximadamente 8 km de extensão por 3 km de largura, com vergência para W e com leve caimento da charneira para NNW (Figura 3.21). Esta estrutura maior é limitada a norte pelo lineamento da Bocáina.

Internamente esta anticlinal apresenta-se estruturada por dobramentos de ordens inferiores, com a presença de duas culminações anticlinais, representadas pelos altos topográficos das serras da Caetana e das Areias, e de uma depressão sinclinal, área de ocorrência do vale do Córrego das Areias (figuras 3.21 e 3.23). Estes dobramentos também são assimétricos, com vergência para W e duplo caimento da charneira segundo a direção meridiana (figuras 3.21 e 3.23).

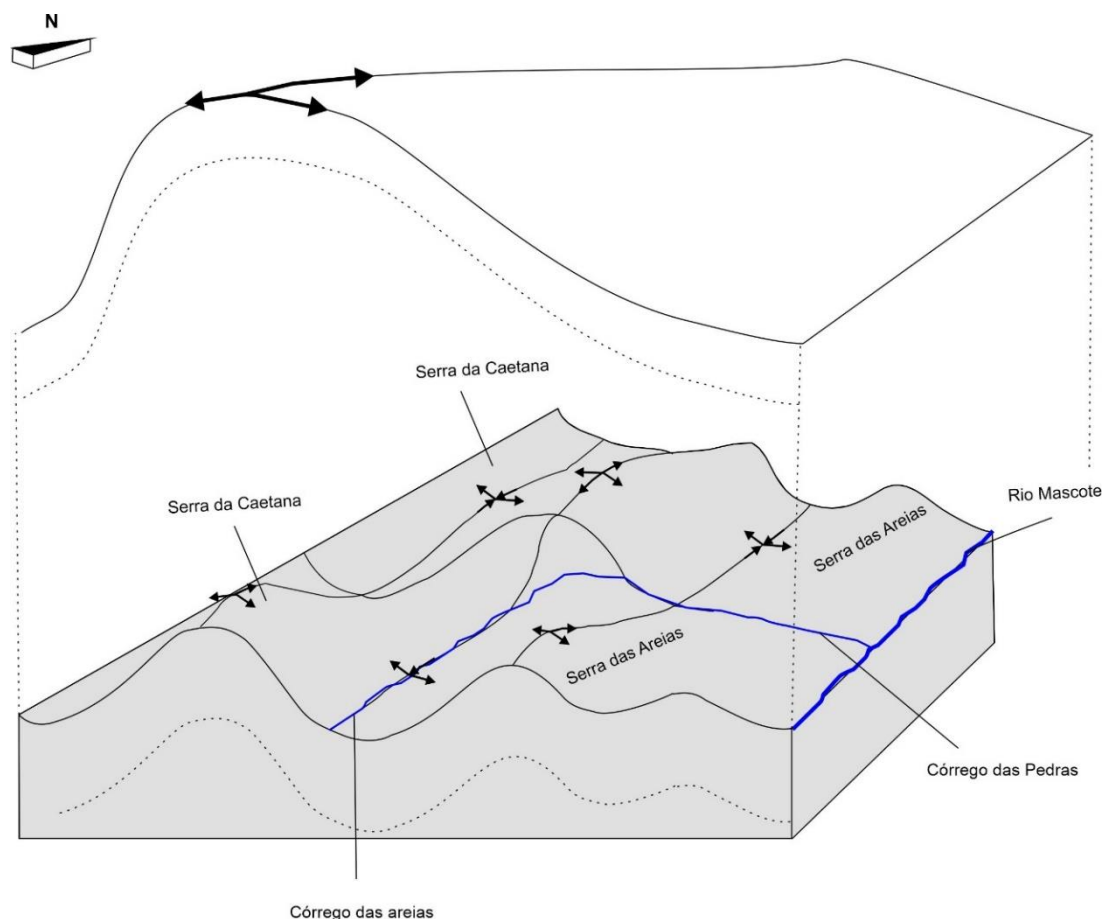


Figura 3.21: Bloco diagrama simplificado mostrando a conformação estrutural da área de estudo onde a anticlinal de primeira ordem apresenta se internamente estruturada por dobramentos de ordem inferior.

3.3.2.7 Dobras (F_2)

São estruturas de escala de afloramento, apresentando amplitude na ordem de centímetros, e são observadas de modo restrito na área de estudo. Normalmente apresentam vergência para NW. Na Serra da Caetana essas dobras são assimétricas, com vergência para NW e plano axial de dobra associada a sistemas de fraturas pouco espçadas de direção N50°E (Figura 3.22).



Figura 3.22: Dobras assimétricas com vergência para NW. Afloramento na Serra da Caetana.

3.3.2.8 Sistema de Falhas Reversas

As falhas reversas apresentam-se como sistemas de falhas em praticamente toda a área de estudo, e são as maiores manifestações da tectônica compressiva que promoveu a inversão das bacias Espinhaço, Macaúbas e Bambuí.

Na borda oeste da Serra da Caetana observa-se que o contato entre a Formação Galho do Miguel e o Grupo Bambuí se dá por falhamento reverso, com *trend* geral NNE-SSW. Este falhamento se estende por cerca de 2 km, sendo seu traço em mapa fotointerpretado (Figura 3.1).

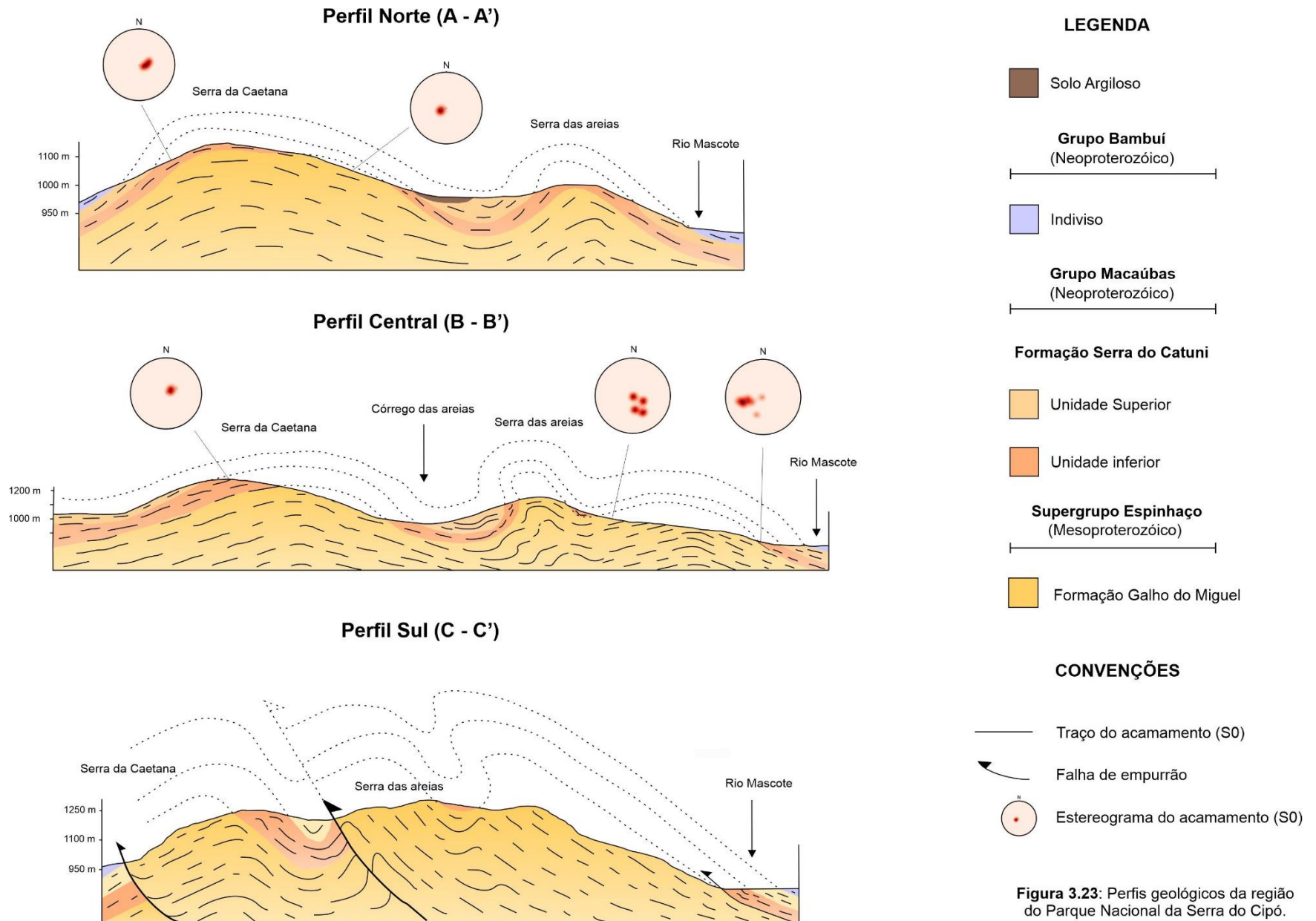
De maneira análoga, na porção leste da área, uma grande falha de empurrão com aproximadamente 5 km de comprimento e orientação meridiana coloca a Formação Galho do Miguel por sobre o Grupo Bambuí. Essa feição estrutural suporta a orografia da Serra da

Bandeirinha e, em contexto regional, marca a zona limítrofe entre o cráton do São Francisco, a oeste, e a Faixa Araçuai, a leste (Figura 3.1).

Na porção sul da área, um grande falhamento reverso de atitude 135/80 e aproximadamente 4 km de extensão, coloca a Formação Galho do Miguel por sobre as unidades Inferior e Superior da Formação Serra do Catuni (Figura 2.23 – Perfil Sul). A superfície de falhamento é marcada por intensa milonitização, onde o acamamento sedimentar (S_0) é transposto e a foliação (S_n), muitas vezes milonítica, apresenta valores de mergulhos subverticais. Este falhamento parcialmente molda a morfologia escarpada desta porção da área, encontrando-se o Córrego das Areias encaixado nesta estrutura (Figura 2.23 – Perfil Sul). Esta falha atenua-se para norte e apresenta terminação na altura de um grande lineamento morfoestrutural de *trend* N60W, que secciona a Serra da Caetana (Figura 3.1), dando lugar ao sinclinal do vale do Córrego das Areias, que se interpõe entre as culminações anticlinais das serras da Caetana e das Areias, na terminação setentrional da anticlinal de primeira ordem.

Nessa mesma porção, nas imediações da Cachoeira Capão dos Palmitos, uma falha reversa de pequena extensão (~500 m), com atitude geral de 115/55, é observada no contato entre a Unidade Inferior da Formação Serra do Catuni e a Formação Galho do Miguel (Figura 3.1). Na parte alta da Cachoeira do Capão dos Palmitos é possível observar intensa brechação tectônica (protocataclasitos) da Unidade Inferior da Formação Serra do Catuni, apresentando ainda foliação bem visível e com geometria sigmoidal, além de estrias de falha com *steps* associados, indicando movimento cinemático para oeste.

De modo semelhante, nas imediações da coluna de detalhe “Lagoa Grande” (Figura 3.1), uma falha reversa, também de pequena extensão (atitude geral 110/65), é observada no contato entre a Unidade Superior da Formação Serra do Catuni e a Formação Galho do Miguel.



CAPÍTULO 4

DISCUSSÕES

Em concordância com o objetivo geral deste trabalho, faz-se necessário uma discussão integrada dos estágios tectonosedimentares de preenchimento das unidades Inferior e Superior da Formação Serra do Catuni, unidade litoestratigráfica mais expressiva e estudada na área de estudo, tendo como embasamento local a Formação Galho do Miguel.

A Unidade Inferior da Formação Serra do Catuni é composta por um pacote de quartzitos grossos estratificados, sobrepostos por brechas tectônicas e sedimentares, além de uma espessa sucessão de paraconglomerados polimíticos, com intercalações de quartzitos maciços. Já a Unidade Superior consiste em uma sucessão de diamictitos maciços intercalados com quartzitos finos e pelíticos. Os contatos são essencialmente gradacionais, sem nenhuma evidência de interrupção brusca da sedimentação ou hiatos deposicionais significativos (discordâncias). Deste modo, propõe-se uma evolução tectônica segmentada para a Formação Serra do Catuni, sintetizada pela Figura 4.1.

Estágio I

Os quartzitos grossos estratificados da Unidade Inferior, atribuídos a uma associação de ambiente fluvial entrelaçado distal (Fed), ocorrem somente na parte nordeste da área de estudo, imediatamente a norte do expressivo lineamento morfoestrutural de orientação N70°E que secciona as serras da Caetana e das Areias, região onde o Córrego das Pedras inflete para E. A associação entre a Fed e os elementos tectônicos (de campo e fotointerpretados) levam a crer que a porção limitada pelos lineamentos da Bocaina e do Córrego das Pedras na região da Cachoeira do Capão dos Palmitos evidencia o estágio inicial de rifteamento da bacia Macúbas na área de estudo, possivelmente na forma de um hemi-gráben de direção meridiana e com margem flexural mergulhante para leste (Figura 4.1 - Estágio I). Ambos os lineamentos são interpretados como falhas de transferência do estágio inicial de abertura do rifte criogeniano, tendo também papel importante nos estágios posteriores.

A Fed foi depositada diretamente sobre a Formação Galho do Miguel, caracterizando uma paraconformidade regional, associada a baixas taxas de subsidência. Esta bacia flexural evoluiu de modo a permitir o desenvolvimento de ambientes fluviais de baixa energia (Figura 3.5). O padrão de paleocorrentes obtido nesta associação indica o desenvolvimento de um sistema fluvial axial a calha flexural, essencialmente de direção N-S (Figura 3.14).

De acordo com Kuchle (2010), a sucessão sedimentar materializada pela Fed pode ser atribuída a uma fase pré-rifte, já que representa o registro de uma bacia flexural anterior ao clímax de rifteamento, que acontecerá no estágio II. A ausência de ruditos e o desenvolvimento de ambiente sedimentar de baixa energia também sugerem movimentações ou abatimentos suaves na bacia, sem grandes desníveis topográficos.

Em relação a proveniência sedimentar, a maturidade composicional e textural destes quartzitos, associados a ausência de fragmentos exóticos evidenciam um retrabalhamento local ou proximal do embasamento (Formação Galho do Miguel).

Estágio II

Em um estágio posterior, as sucessões depositadas durante o estágio I foram recobertas por brechas e paraconglomerados também da Unidade Inferior. Durante este estágio infere-se uma considerável expansão da bacia, de modo que a deposição se estendeu para sul da área, recobrando por discordância erosiva a Formação Galho do Miguel (Figura 4.1 – Estágio II).

Neste estágio, por meio de subsidência mecânica, desenvolveram-se consideráveis abatimentos escalonados de blocos do embasamento, permitindo o desenvolvimento de ambientes deposicionais de alta energia, como as associações de fácies La e Fep. Estes abatimentos se desenvolveram em meio grábens de orientação N-S e NW - SE, com depocentros para E (Figura 4.1 – Estágio II). Se faz importante ressaltar que os abatimentos possivelmente ainda foram condicionados por pares conjugados de lineamentos morfoestruturais, como a falha de transferência Bocáina.

Durante o clímax de rifteamento do estágio II, a subsidência mecânica permitiu a formação de falhas normais de borda de bacia, de modo a gerar consideráveis desníveis topográficos e permitir a deposição de sedimentos por fluxo de gravidade, característicos de escarpas de falha, como a litofácies Bmm e Bmc (Associação La). Estas falhas normais desenvolveram-se sob diferentes substratos, quer seja sob a Formação Galho do Miguel, quer seja sob a Fed do estágio I (Figura 4.1 – Estágio II).

A expressão desta tectônica extensional também se manifestaria por meio dos maiores lineamentos que cortam a área de estudo, formando conjuntos de pares conjugados. Estes lineamentos, principalmente os de orientação N70°W, limitam e condicionam a área de ocorrência da Formação Serra do Catuni na área de estudo. Assim como os resultados obtidos por Oliveira *et al.* (2021), infere-se que estas estruturas podem ser correlacionáveis com aquelas que ocorrem no extremo norte da Serra do Espinhaço Meridional, consideradas como estruturas herdadas do aulacógeno de Pirapora.

A natureza rudítica das associações de fácies La e Fep as caracterizam como depósitos de alta energia associados a ambiente tectônico ativo, onde as calhas deposicionais sofreram basculamento, e os blocos de embasamento foram soerguidos, formando altos estruturais locais (*horts*), permitindo a compartimentação local da bacia Macaúbas (Figura 4.1).

Em relação a proveniência sedimentar, a má seleção das litofácies Bmm, Bmc e Cpg suportadas pela matriz, associados a presença de clastos de quartzito sub-angulosos, indicam uma fonte proximal para estes sedimentos, com algum transporte sedimentar, provavelmente oriundos de áreas mais elevadas do embasamento (altos estruturais). Os clastos estratificados e angulosos encontrados nas litofácies acima mencionadas, se assemelham aos quartzitos da Formação Galho do Miguel, provavelmente sendo depositados ainda os sedimentos inconsolidados da própria bacia Macaúbas em formação.

Estágio III

Posteriormente ao estágio II, a atividade tectônica na bacia teria diminuído, apresentando baixas taxas de subsidência e dando margem para o desenvolvimento de um ambiente marinho raso, com linha de costa aproximadamente N-S e possivelmente influenciada por condições climáticas (registro de atividade glaciogênica) (Figura 4.1). Esta sedimentação é interpretada como um registro de quiescência tectônica que ocorre após o clímax de rifteamento (Kuchle 2010), materializada pela Unidade Superior da Formação Serra do Catuni, inferida como uma sequência pós-rifte.

O estágio III teria marcado a expansão marinha da bacia, de modo que os sedimentos depositados neste estágio recobriram todas as sequências anteriormente depositadas. O registro deste estágio extrapola os limites da área de estudo (Oliveira 1994, Ribeiro 2008), indicando que a zona de transferência Bocáina já não estava mais ativa ao tempo de deposição da Unidade Superior da Formação Serra do Catuni.

Os diamictitos maciços e os quartzitos finos da associação de fácies Gm foram depositados neste ambiente marinho raso, onde a imaturidade composicional e textural destas rochas indicariam processos de deposição de fluxo de detritos subaquosos, associados a processos de decantação. A natureza sub arredondada e quartzítica dos clastos levam a crer num transporte sedimentar que teve como área fonte tanto o substrato local sob a qual se assentaram (Unidade Inferior da Formação Serra do Catuni), quanto as áreas elevadas do embasamento (Formação Galho do Miguel).

Estágio IV

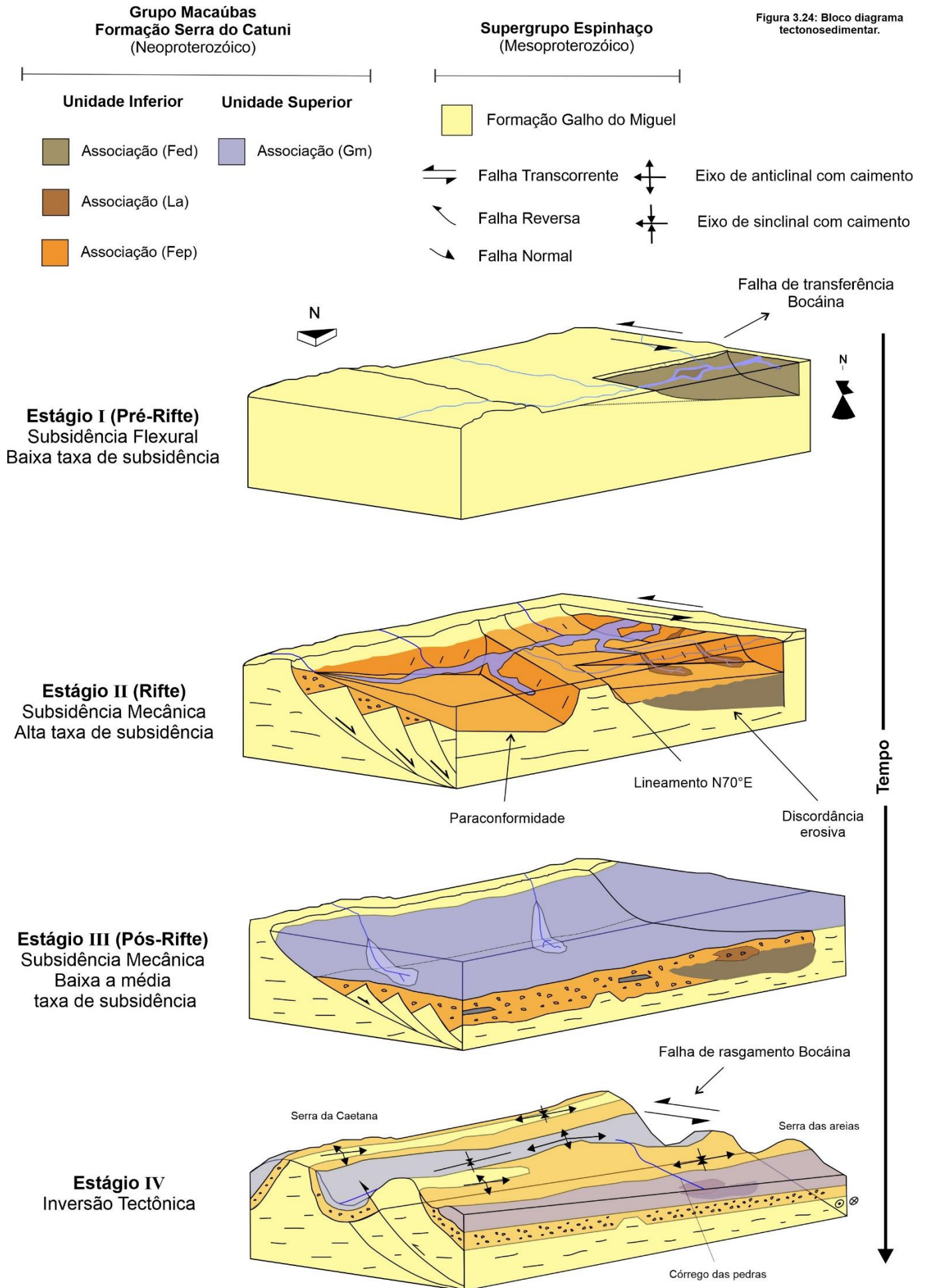
Durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental, no limite Ediacarano-Cambriano (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Alkmim *et al.* 2006), os sistemas de riftes superpostos precursores do orógeno Araçuaí – Oeste Congo, na área de estudo, sofreram processo de inversão tectônica, em resposta a um campo de tensões compressivas de orientação E-W, com vergência para W. O estilo de inversão tectônica na área de estudo, resulta principalmente a resposta da compressão aos padrões estratigráficos, desenvolvidos nos processos extensionais anteriores (Estágio I, II e III).

No processo de inversão, possivelmente foram gerados primeiros os dobramentos flexurais, e com a progressão da deformação, parte dos flancos das dobras de 2ª ordem foram rompidos, formando os falhamentos descritos anteriormente.

As anticlinais da Serra da Caetana e da Serra das Areias, além do sinclinal do vale do Córrego das Areias, possuem eixos subparalelos ao *trend* das calhas deposicionais nucleadas nos estágios I e II. A anticlinal de 1ª ordem (Figura 3.20) possui leve caimento da charneira para NNW, e este elemento estrutural é aqui interpretado como sendo uma resposta a variação da cunha sedimentar ao longo do *strike* da estrutura anticlinal, de modo que a porção de maior depocentro sedimentar é próximo a zona periclinal desta estrutura, na porção NNW da área (Figura 4.1 – Estágio IV). Os dobramentos de 2ª ordem (Figura 3.20) são aqui interpretados como resultantes da herança estrutural das calhas deposicionais, representando os altos e os baixos estruturais locais da bacia. A falha reversa que ocorre na porção sul da área, entre as anticlinais das serras da Caetana e das Areias, dá lugar a anticlinal de 2ª ordem com duplo caimento na porção central da área, flanqueada pela sinclinal do vale do Córrego das Areias, a leste, e por depressões antiforrais, a oeste. A origem desta conformação tectônica é inferida como a expressão de uma falha reversa a sul que encontrou a um alto estrutural local em seu prolongamento setentrional (Figura 4.1 – Estágio II).

Durante o estágio IV, a falha de transferência Bocaína teria sido reativada como uma falha de rasgamento sinistral (Figura 4.1 – Estágio IV), e teve papel importante não só na acomodação da deformação compressional, mas também na estruturação da saliência do *front* da Serra do Espinhaço Meridional, como já descrito por Oliveira (1994). Possivelmente o sistema de fraturas de orientação NW-SE também teve importância na estruturação desta saliência.

Figura 3.24: Bloco diagrama tectonosedimentar.



CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

- Na área do Parque Nacional da Serra do Cipó o arcabouço estratigráfico das unidades metassedimentares siliciclásticas é composto pela Formação Galho do Miguel, do Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico) e pela Formação Serra do Catuni, do Grupo Macaúbas (Neoproterozóico), sendo a última dividida em duas unidades informais: Inferior e Superior;
- A Unidade Inferior da Formação Serra do Catuni compreende uma sucessão de quartzitos estratificados, brechas sedimentares, além de paraconglomerados. Essa unidade foi dividida em três associações de fácies (Fed, La e Fep), que registram ambientes fluviais entrelaçados proximais e distais, além de leques aluviais. Esses ambientes deposicionais foram desenvolvidos primeiro em um estágio de subsidência flexural (Pré-rifte) e posteriormente um estágio de subsidência mecânica (Rifte). Neste último estágio, observa-se a nucleação de meio grábens de orientação N-S, que geraram um sistema restrito de falhas normais de borda de bacia;
- A associação entre estruturas e sedimentação da Unidade Inferior materializa a tectônica local formadora da bacia Macaúbas no Criogeniano, podendo ter implicações regionais;
- A Unidade Superior da Formação Serra do Catuni representa uma sucessão diamictitos maciços e quartzitos finos com intercalações de pelito, que foram agrupadas na associação de fácies Gm. Essa associação indica um ambiente sedimentar marinho, com influência glacial, onde a bacia Macaúbas neste estágio sofreu grande expansão, recobrando indistintamente as unidades mais antigas;
- As maiores feições estruturais observadas na área de estudo, como as dobras flexurais de 1ª e 2ª ordens, sistemas de fraturas e falhamentos, guardam estreita relação com as estruturas desenvolvidas nas fases abertura da bacia rifte criogeniana, no tempo da deposição da Formação Serra do Catuni;
- A herança tectônica do aulacógeno de Pirapora é inferida para este setor da serra do Espinhaço Meridional, principalmente i) pelos lineamentos que formam pares conjugados de direção N70°E e N20°W, ii) pela falha de transferência Bocáina, a norte da área de estudo, a qual condicionou parte da deposição das unidades criogenianas da Formação Serra do Catuni;

- No estágio de inversão tectônica, a falha de transferência da Bocáina foi reativada como uma falha de rasgamento sinistral, e teve papel importante não só na acomodação da deformação compressional, mas também na estruturação da saliência do *front* da Serra do Espinhaço Meridional, como já descrito por Oliveira (1994).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrantes Jr., F.R., Basilic, G., Soares, M.V.T. 2020. Mesoproterozoic erg and sand sheet system: Architecture and controlling factors (Galho do Miguel Formation, SE Brazil). *Precambrian Reserch* 338.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 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.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C.P. Pinto & Martins-Neto, M.A. (eds). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. SBG, Belo Horizonte, 349p.
- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33, 127–139.
- Alkmim, F.F., Kuchenbecker, M., Reis, H.L.S., Pedrosa-Soares, A.C. 2017. The Araçuaí belt. M. Heilbron et al. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil, *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, 255–276.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 285–295.
- Almeida Abreu, P.A. 1993. A Evolução Geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Dissertação de Doutorado, Freiburg-Alemanha. Faculdade de Geociências. Albert-Ludwigs-Universität. p.150.
- Almeida Abreu, P.A. & Pflug, R. 1993. Compartimentação Tectônica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Anais do VII Simp. Geol. de Minas Gerais e IV Simp. Nac. Est. Tectônicos*, Belo Horizonte, p. 281-287.
- Amaral, L., Caxito, F.d.A., Pedrosa-Soares, A.C., Queiroga, G., Babinski, M., Trindade, R., Lana, C., Chemale, F. 2020. The Ribeirão da Folha ophiolite-bearing accretionary wedge (Araçuaí orogen, SE Brazil): new data for Cryogenian plagiogranite and metasedimentary rocks. *Precambrian Reserch* 336.
- Babinski, M., Gradim, R.J., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Noce C.M., Liu D. 2005. Geocronologia U-Pb (SHRIMP) e Sm-Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4-suplemento):77-81.
- 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*, v. 21, p. 451-465.
- Barbosa, O., Braun, O.P.G., Dyer, R.C., Cuhha, C.A.B.R. 1970. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 140p. (Bol.136).
- Basilic, G., Mesquita, A.F., Soares, M.V.T., Janořcko, J., Mountney, N.P., Colombero, L. 2021. A Mesoproterozoic hybrid dry-wet aeolian system: Galho do Miguel Formation, SE Brazil. *Precambr. Res.* 359.
- Bassot, J.-P. 1988. Apport de la téledetecção à la compréhension de la géologie di Gabon. *Chronique de la Recherche Minière*, 491: 25-34.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à Estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL. 14, Belo Horizonte, 1968. Anais.
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambr. Res.* 53, 23–40.

- Castro P.T.A., Dardenne M.A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southern boundary of the São Francisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 345-43.
- Castro, M.P. 2014. Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais. Master dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto.
- 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 Reserch.* 331, 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 Reserch.*
- 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. *Precamb. Reserch.* 322.
- Chang, H.K., Miranda, F.P., Magalhães, L., Alkmim, F.F., 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. In: *CONGR.BRAS.GEOL. 35, Belém.1988, Anais...Belém, SBG v. 5*, p.2076-2090.
- Chemale F., Dussin I.A., Martins M., Santos M.N. 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos*, 19(2):173-180.
- Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N., 2012. Unravelling a proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22, 200–206.
- Chiavegatto, J. R. S. (1992). Análise estratigráfica das sequências tempestíticas da Fm. Três Marias (Proterozoico Sup.), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Escola de Minas, Ufop.
- Costa, M.T. & Branco, J.J.R. 1961. Roteiro da Excursão Belo Horizonte - Brasília. In: *CONG. BRAS. GEOL.*, 14, Belo Horizonte, 1961, Roteiro das Excursões. Belo Horizonte, SBG.
- Costa, S.M.A., Rolim, V.K., Silva, H.C. 1993. O contato entre o Supergupo Espinhaço e o Supergupo São Francisco na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional. *Anais do VII Simp. Geol. de Minas Gerais e IV Simp. Nac. Est. Tectônicos*, Belo Horizonte, p. 222-225.
- Costa, A.F.O.; Danderfer, A., Lana, C. 2014. O registro do vulcanismo calimiano no Espinhaço Central (MG): Caracterização petrofaciológica, geoquímica e geocronológica. *Geociências*, 33(1), 119–135.
- 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.
- Danderfer Filho, A. and Dardenne, M.A. 2002. Tectonoestratigrafia da Bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, 4, 449–460.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: *CONGR.BRAS.GEOL. 30, Recife 1978. Anais...Recife, SBG v.2*, p. 507-610.
- Dardenne, M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *An. Simp. sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*, p. 140-157. SBG-Núcleo BA, CPM/SME.
- Dardenne, M.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S. 2003. Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitá, Vazante and Ibiá groups: Implications for the evolution of The Brasília Belt. In: *Boletim de 7 The São Francisco Basin 139 Resumos of the 9th Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, pp 47–49.
- Davis, G.H. & Reynolds, S.J. 1996. Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley & Sons Inc.(eds.), N.Y., 776p.

Medeiros, G. B. 2022, Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detálhe das unidades...

Dossin, I.A. 1983. Geologia, Gênese e Controle dos Depósitos de Manganês na Borda Ocidental da Serra do Cipó-MG (Área do Inhamé). Tese de Mestrado, UNB, Brasília, 127p

Dossin, I.A., Uhlein, A., Dossin, T.M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro: Anais, Sociedade Brasileira de Geologia 2, pp. 3118–3132.

Dossin I.A., Dossin T.M., Chaves M.L.S.C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais – Os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Bras. Geociências* 20 (1–4): 178–186.

Dupont, H. 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina: Anais, *Sociedade Brasileira de Geologia* 13, pp. 9–10.

Dussin, I.A., Dussin, T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos* 3, 19–26.

Dussin, T.M. 2000. A tectônica extensional paleoproterozóica na borda sudeste do Cráton do São Francisco (SE, Brasil): Geoquímica e petrologia das meta-ígneas. *Geonomos* 8, 63–68.

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.

Fossen, H., Cavalcante, G.C., Konopásek, J., Meira, V.T., Almeida, R.P., M.H.B.M., Trompette, H.R. 2020. A critical discussion of the subduction-collision model for the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen, *Precambrian Research*, Volume 343.

Garcia, A.J.V. & Uhlein, A. 1987. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Simp. Sist. Depositionais no Pré-cambriano*, Bol. 6, p. 113- 136, Ouro Preto (SBG/Núcleo-MG).

Gonçalves, L., Farina, F., Lana, C., Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F., Nalini, H.N. 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*, 52, 1–20.

Gradim, R.J., Alkmim, F.F., Noce, Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C.M. 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo básico do rifte Neoproterozóico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4), Suplemento, 59–69.

Gradim, C., Roncato, J. Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U.G., Dussin, I. A., Alkmim, F.F., Queiroga, G., Jacobson, 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., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S. 1997. Projeto Espinhaço Em CD-ROM. CODEMIG, Belo Horizonte, p. 2693 e 23 maps.

Karfunkel, B. & Karfunkel, J. 1976. Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira-Botumirim), 29º Cong. Bras. Geologia, Anais Vol. 2, Ouro Preto, p. 169-177.

Knauer, L.G. 1990. Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Tese de Mestrado, UNICAMP, 298 p.

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.

Küchle, J. 2010. Análise tectono-estratigráfico de bacias rifte. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, Dissertação de Doutorado.

Magalhães, L. 1988. Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas-Serra do Cipó). Ouro Preto, DEGE/EM/UFOP, P 109. Dissertação de mestrado.

- Marshak, S., Alkmim, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, 8(3): 555-571.
- Martins, M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG. Universidade Federal de Minas Gerais, PhD Thesis.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4) 761-772.
- Martins-Neto, M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma Bacia Rifte-Sag do Paleo/Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 48, 151-168.
- Martins-Neto, M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 103, 147-173.
- Martins-Neto, M.A. 2009. Sequence Stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 26, 163-176.
- Miall, A.D. 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis, 3rd ed. Springer-Verlag, New York.
- Moreira D.S. Uhlein A., Dussin. I.A., Uhlein G.J., Pimentel Misuzaki A.M. 2020. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcanoclastic bed. *Journal of South American Earth Sciences*, 99: 102503.
- Nemcok, M. 2016. Riftes and passive margins: structural architecture, thermal regimes and petroleum systems. Cambridge University Press, 607 pp.
- Noce, C.M. Pedrosa-Soares, A.C., Grossi-Sad, J.H., Baars, F.J., Guimarães, M.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R. & Roque, N. C. 1997. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuai: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. *Boletim do Núcleo Minas Gerais, Sociedade Brasileira de Geologia*, 14, 29-31.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Alkmim, F.F. 2007a. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuai. *Geonomos*, 15, 17-23.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R. & Piuzana, D. 2007b. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuai orogeny, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil – Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159, 60-78.
- Novo, T.A., Pedrosa-Soares, A., Vieira, V.S., Dussin, I., da Silva, L.C. 2018. The Rio Doce Group revisited: an Ediacaran arc-related volcano-sedimentary basin, Araçuai orogen (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. 85, 345-361.
- Oliveira, M. J. R., Fogaça, A.C.C., Fonseca, E. 1997. Geologia da Folha Baldim (SE-23-Z-C-III). In: Grossi-Sad, J. H.; Lobato, L. M.; Pedrosa-Soares, A. C. et al. (Coords.) Projeto Espinhaço: textos, mapas e anexos. Belo Horizonte: COMIG. 1 CD-ROM.
- Oliveira, R.G., Martins, M.S., Queiroga, G., Souza, M.E.S., Lana, C.C., Alkmim, A.R., Silva, M.A.L.S., 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.
- Paula-Santos G.M., Babinski M., Kuchenbecker M., Caetano-Filho S., Trindade R.I., Pedrosa-Soares A.C. 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in Southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*, 28(2): 702-720.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P., Leonardos, O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuai (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 6, 33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C. 1995. Potencial Aurífero do Vale do Araçuai, MG: História da Exploração, Geologia e Controle Tectono-Metamórfico. Universidade de Brasília, Brazil, Ph.D. Thesis, 125 pp.
- 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 Araçuai-West Congo Orogen. *Geology* 26, 519-522.

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.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, SBG, p. 265-285.

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 Reserch*. 110, 307–323.

Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo Orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, *Special Publications*, 294, pp. 153–172.

Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C. M., Martins, M., Queiroga, G., Vilela, F. 2011a. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shields-Zhou, G. (Org.). *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Memoir of the Geological Society of London* 36, 523–534.

Peixoto, E.N., 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 Reserch*. 27, 878–896.

Pflug, R. 1965. A Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, 226, p. 1–51.

Pflug, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral: Notas Preliminares, 142 (20 pp.).

Pluijijm, B.A & Marshak S. 1997. Earth structure. Na 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 Reserch*. 44, 103–136.

Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castaneda, C., Suíta, M.T. F., Prichard, H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Aracuaí Orogen: the U–Pb zircon dating of a plagiogranite. *Geonomos* 15, 61–65.

Queiroga, G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. Universidade Federal de Minas Gerais. PhD Thesis.

Reis H.L.S., Alkmim F. F. 2015. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 66:711-731.

Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D. 2017. São Francisco craton, eastern Brazil, springer I. In: *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing.

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 Research*, 302 (2017): 150–170.

Ribeiro, J. H. 2008. Carta geológica da Folha Baldim (Faixa W), escala 1:100.000 - SE.23-Z-C-III. Projeto Sete Lagoas-Abaeté, CPRM.

Rodrigues, R., Alkmim, F.F., Reis, H.L.S., Piatti, B.G. 2021. The role of tectonic inheritance in the development of a fold-thrust belt and superimposed rift: An example from the São Francisco basin, eastern Brazil, *Tectonophysics* Volume 815, article id. 228979.

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.

Rosa M.L.S., Conceição H., Oberli F., Meir M., Martin H., Macambira M.J.B., Santos E.B., Paim M.M., Leahy A.S., Leal L.R.B. 2000. Geochronology (U-Pb/Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr/Sm-Nd) of the

- Paleoproterozoic Guanambi Batholith, southwest Bahia State (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 62-65.
- Santos, M.N., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Martins, M.S., Assis, T.A. R., Jelinek, A.R., Guadagnin, F., Armstrong, R. 2013. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço Rift System, Brazil. *Sedimentary Geology*, 290, 47–59.
- Santos M.N., Chemale Jr. F., Dussin I.A., Martins, M.S., Queiroga, G., Pinto, R.T.R., Santos, A. N., Armstrong, R. 2015 Provenance and paleogeographic reconstruction of a mesoproterozoic intracratonic sag basin (Upper Espinhaço Basin, Brazil). *Sedimentary Geology*, 318, 40–57.
- Schobenhau, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: revisão e novas proposta. *Revista Brasileira de Geociências* 26(4), 265–276.
- Scholl, W.U. and Fogaça, A.C. C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. *Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina: Anais, Sociedade Brasileira de Geologia*, pp. 55–73.
- Silva, R.R. 1998. As bacias proterozóicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de sequências. *Geonomos* 6, 1–12.
- Silva, L.C., Amstrong, R., Delgado I.M., Pimentel, M., Arcanjo, J.B., Melo, R.C., Teixeira, L.R., Jost, H., Cardoso Filho, J.M., Pereira, L. H.M. 2002a. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte I: limite centro-oriental do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 161–172.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R. 2007. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Paleocontinent. *Gondwana Research*.
- 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, p. 263.
- Souza, M.E.S., Martins, M.S., 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 USP* 17, 143–156.
- Souza, M.E.S., 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 America Earth Science*. 96.
- Stow, D.A.V. 2012. Sedimentary rocks in the field. A color guide. Academic Press, 320p.
- Tavares T.D., Martins M.S., Alkmim F.F., Lana C. 2020. Detrital zircons from the Upper Três Marias Formation, São Francisco basin, SE Brazil: Record of foreland deposition during the Cambrian?. *Journal of South America Earth Sciences*, 97 (2020): 102395.
- Trompette, R. 1994. Geology of western Gondwana (2000–500 Ma). Balkema Press, Rotterdam, Rotterdam, PanAfrican-Brasiliano Aggregation of South America and Africa.
- 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 Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Doctoral Thesis, 295 pp.
- Uhlein, A. Trompette, R.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, A., Trompette, R., Alvarenga, C., 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 435–451.
- Uhlein G., Uhlein A., Steverson R., Halverson G.P., Caxito F.A., Cox, G.M. 2017. Early and late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Journal Pre-proof Journal Pre-proof 51 Francisco Cráton, Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Reserch* 299: 101-116.

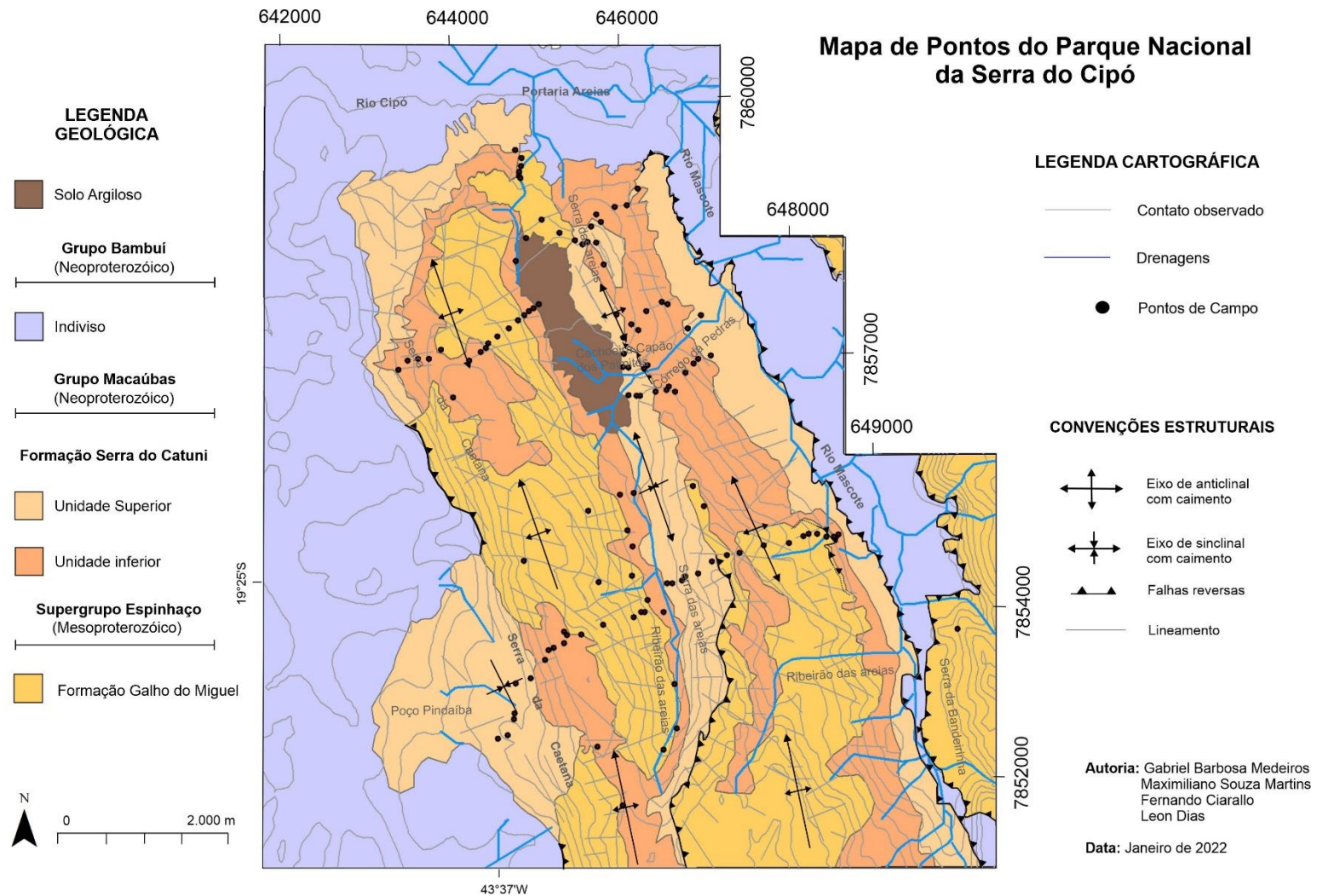
Medeiros, G. B. 2022, Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detálhe das unidades...

Vieira V.S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Tese de Doutorado.

Viveiros, J. F. M., Sá, E. L., Vilela, O. V., Santos, O. M., Moreira, J. M. P., Holder-Neto, F., Vieira, V. S. 1979. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia*, 1, 75–87.

Warren L.V., Quaglio F., Riccomini C., Simões M.G., Poiré D.G., Strikis N.M., Aneli L.E., Strikis P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fóssil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42 (5): 391-394.

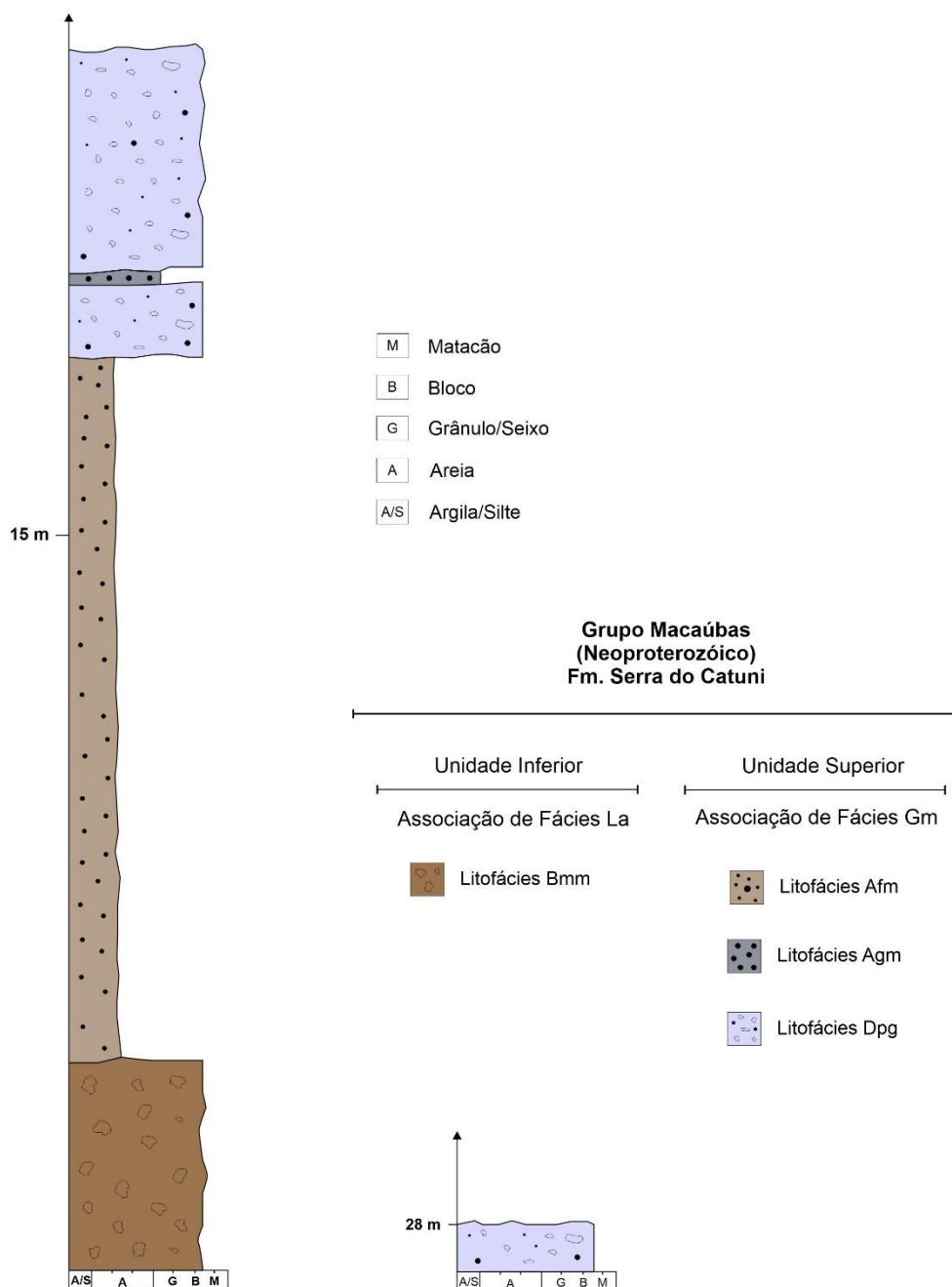
ANEXO I - MAPA DE PONTOS



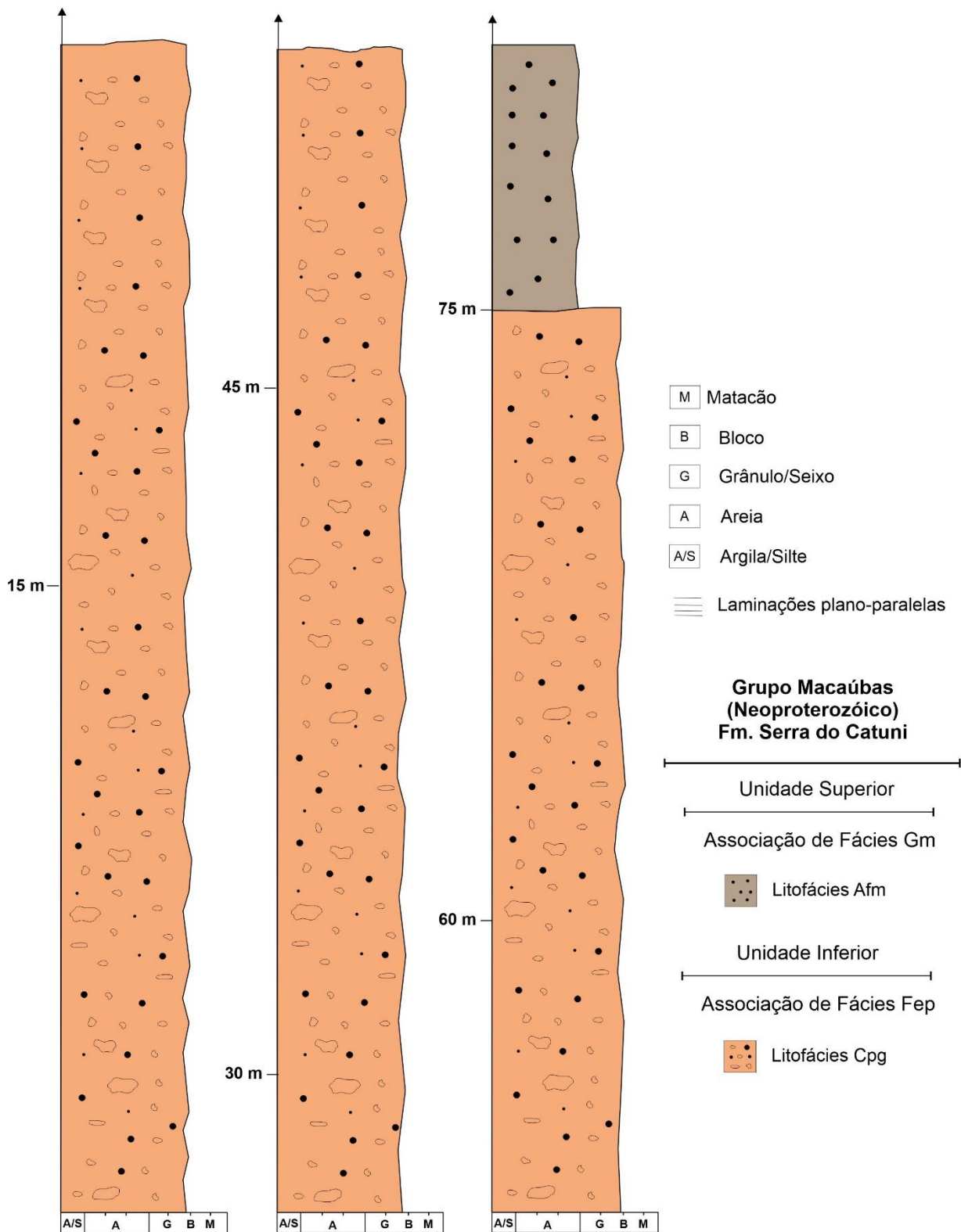
ANEXO II

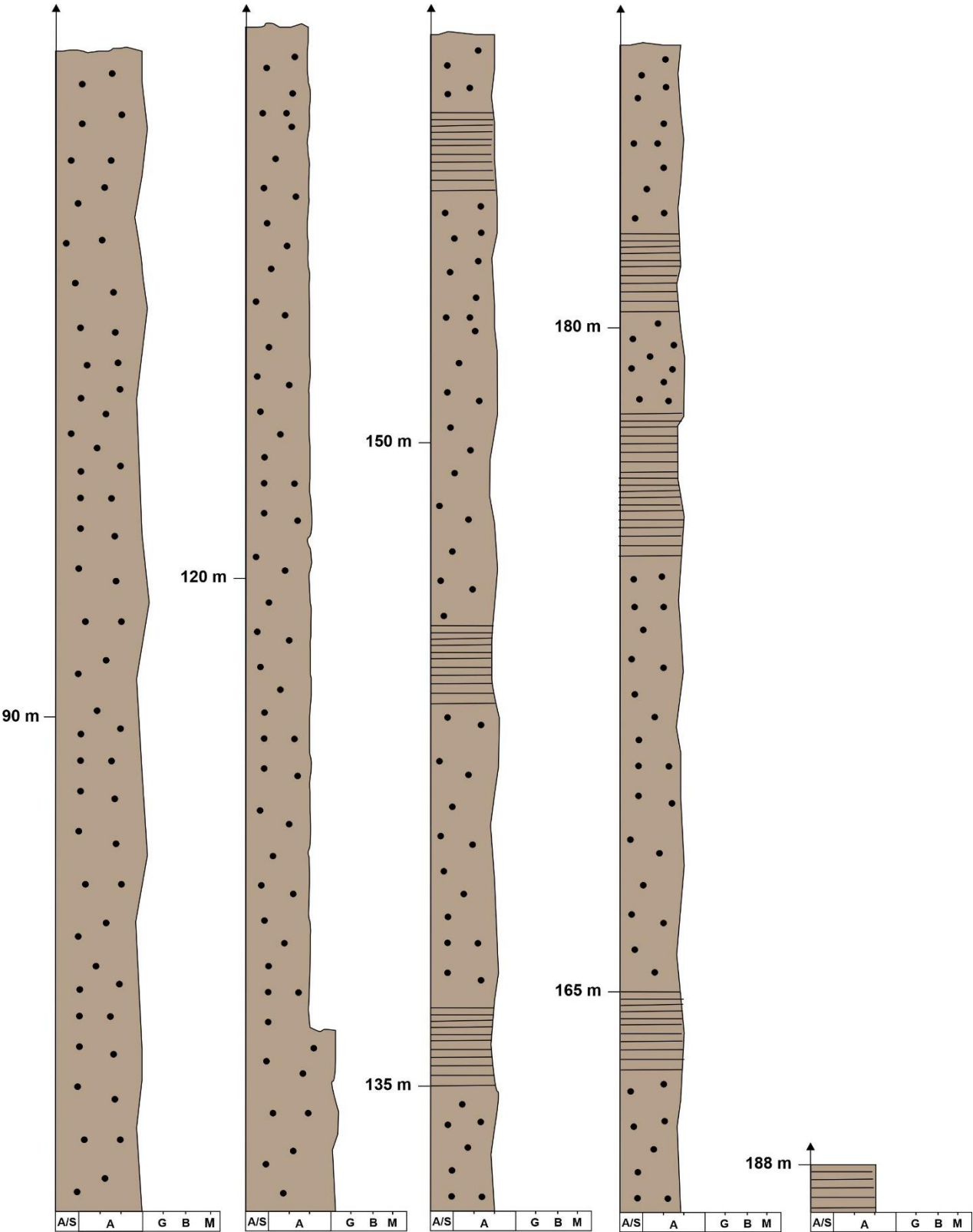
COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DE DETALHE

Coluna Lagoa Grande (CLG)

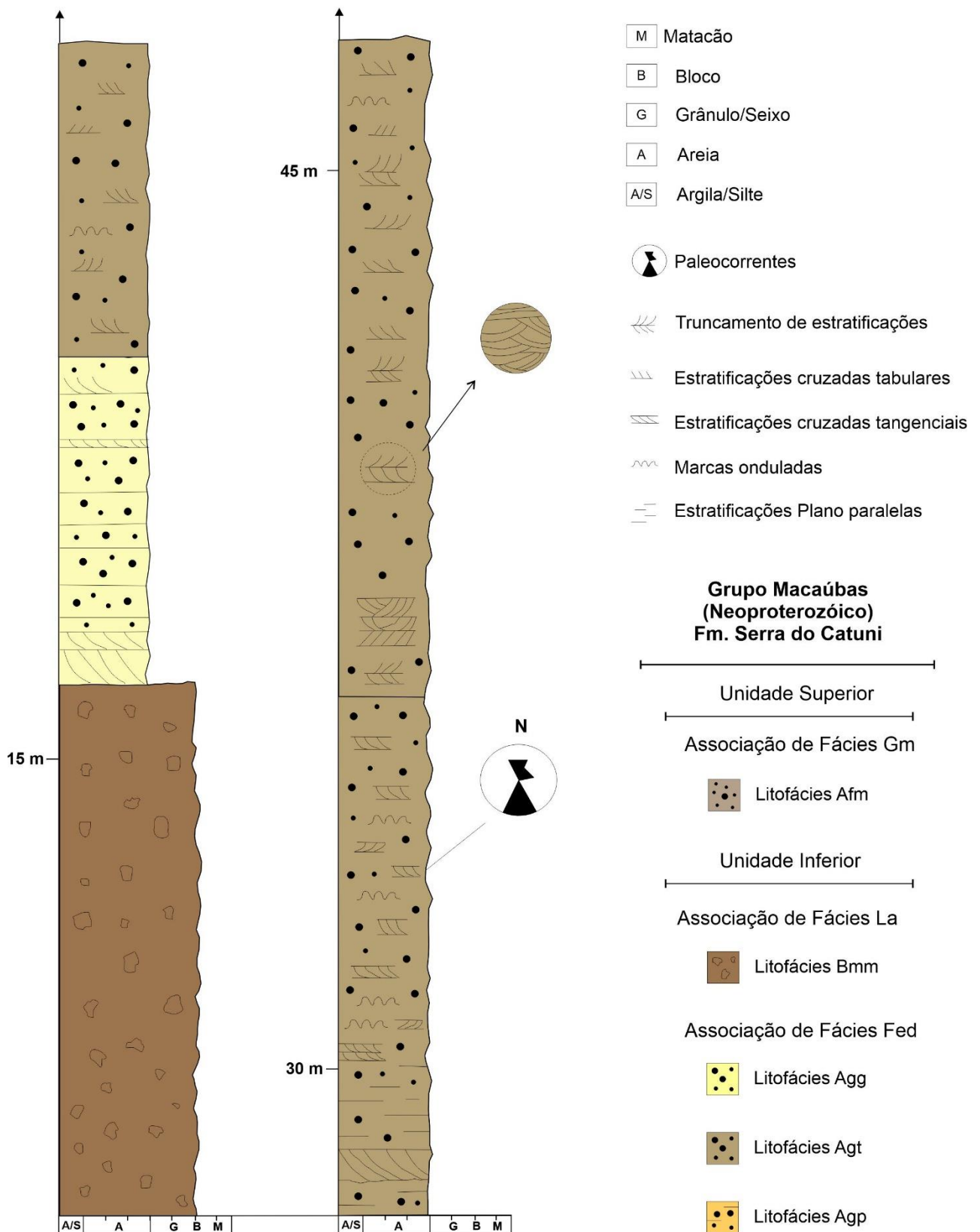


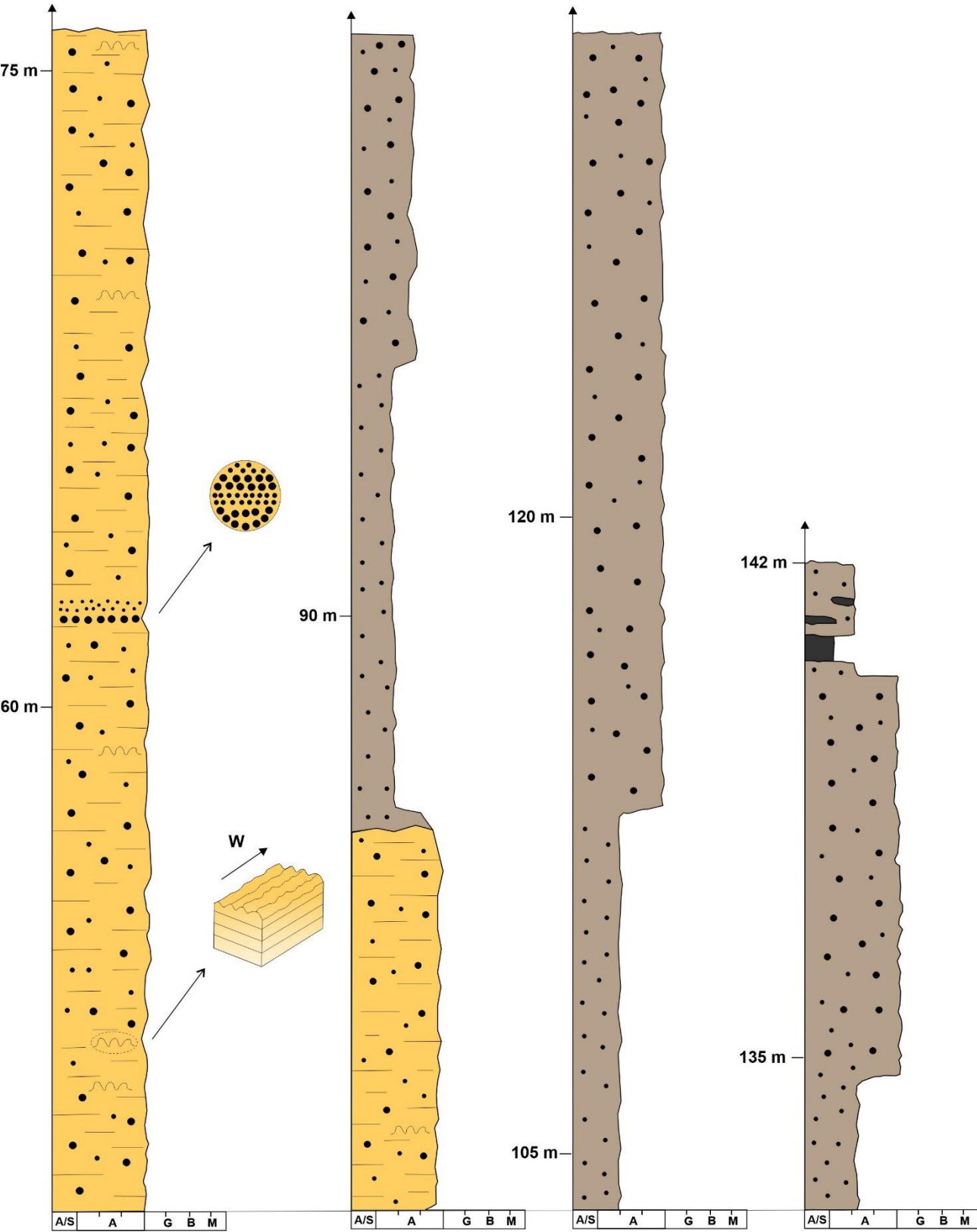
Coluna Mirante (CM)



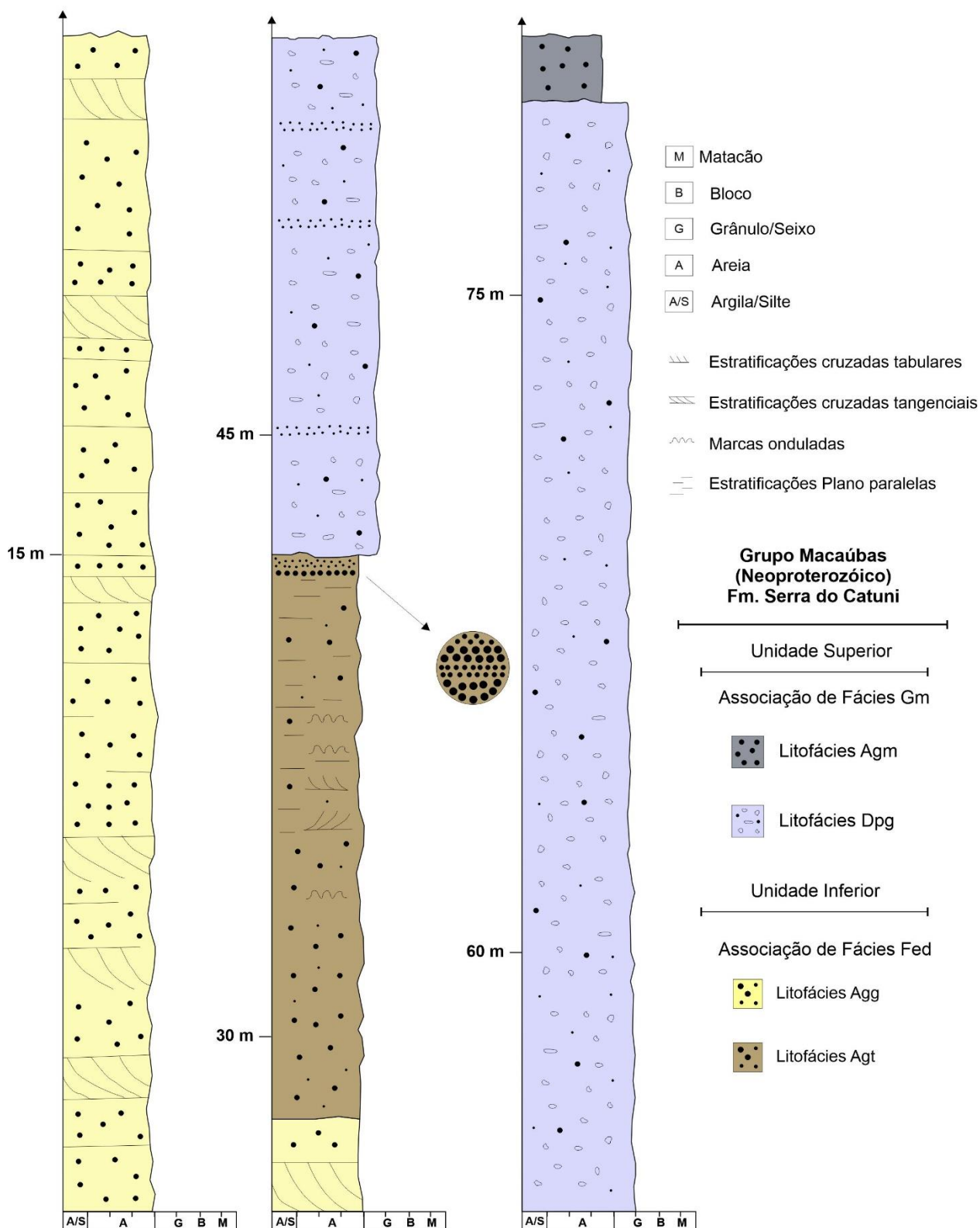


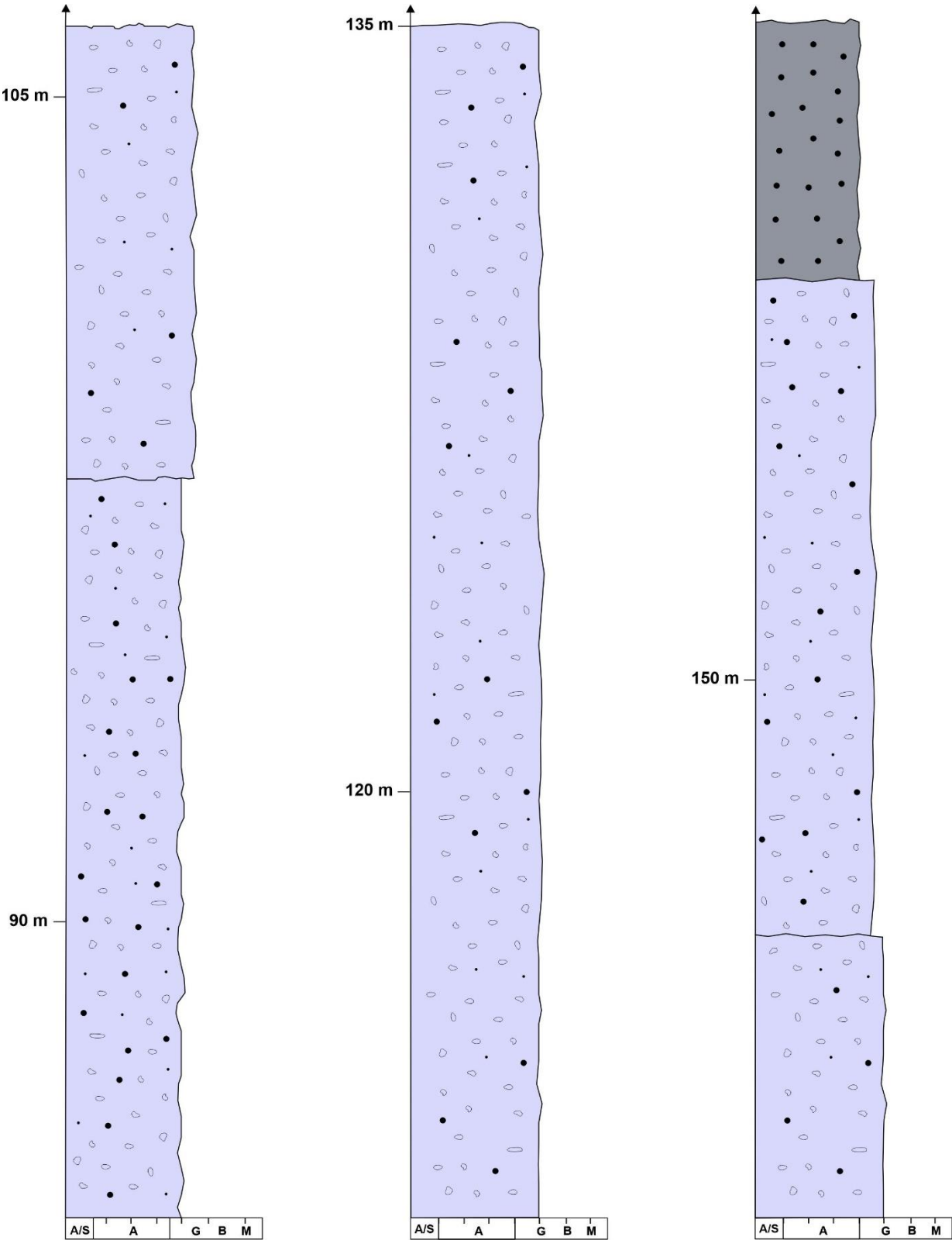
Coluna Cachoeira Capão dos Palmitos (CCC)

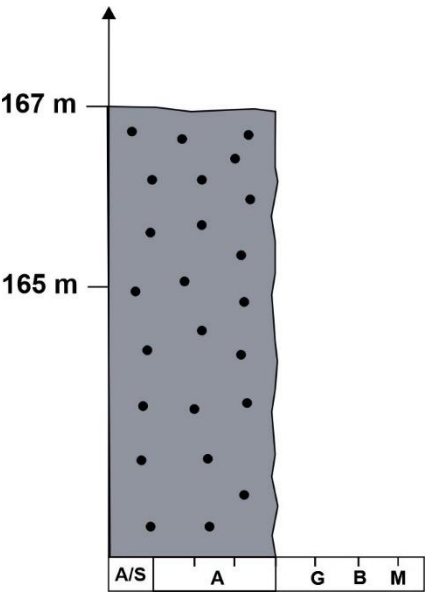




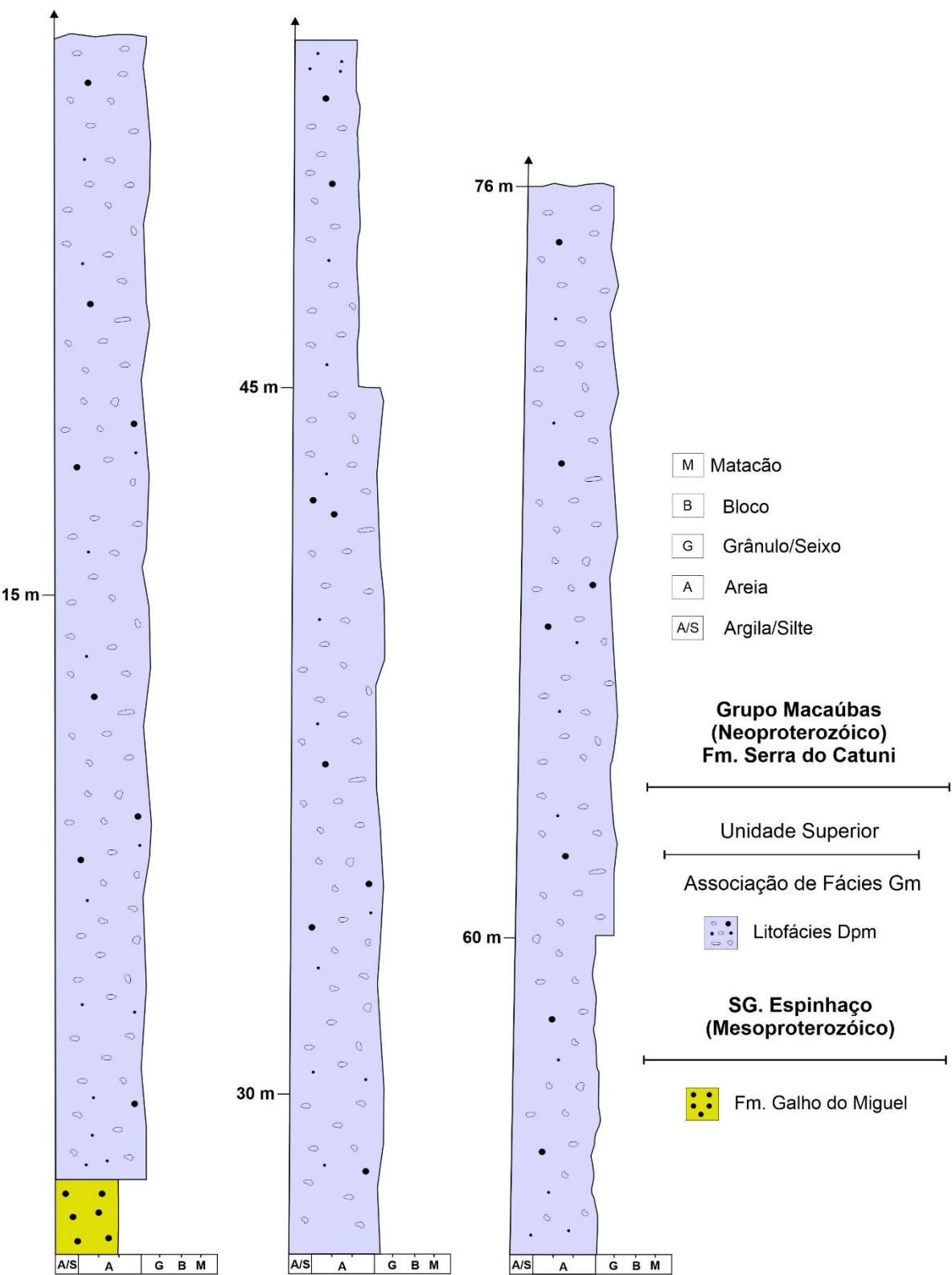
Coluna Córrego das Pedras (CCP)



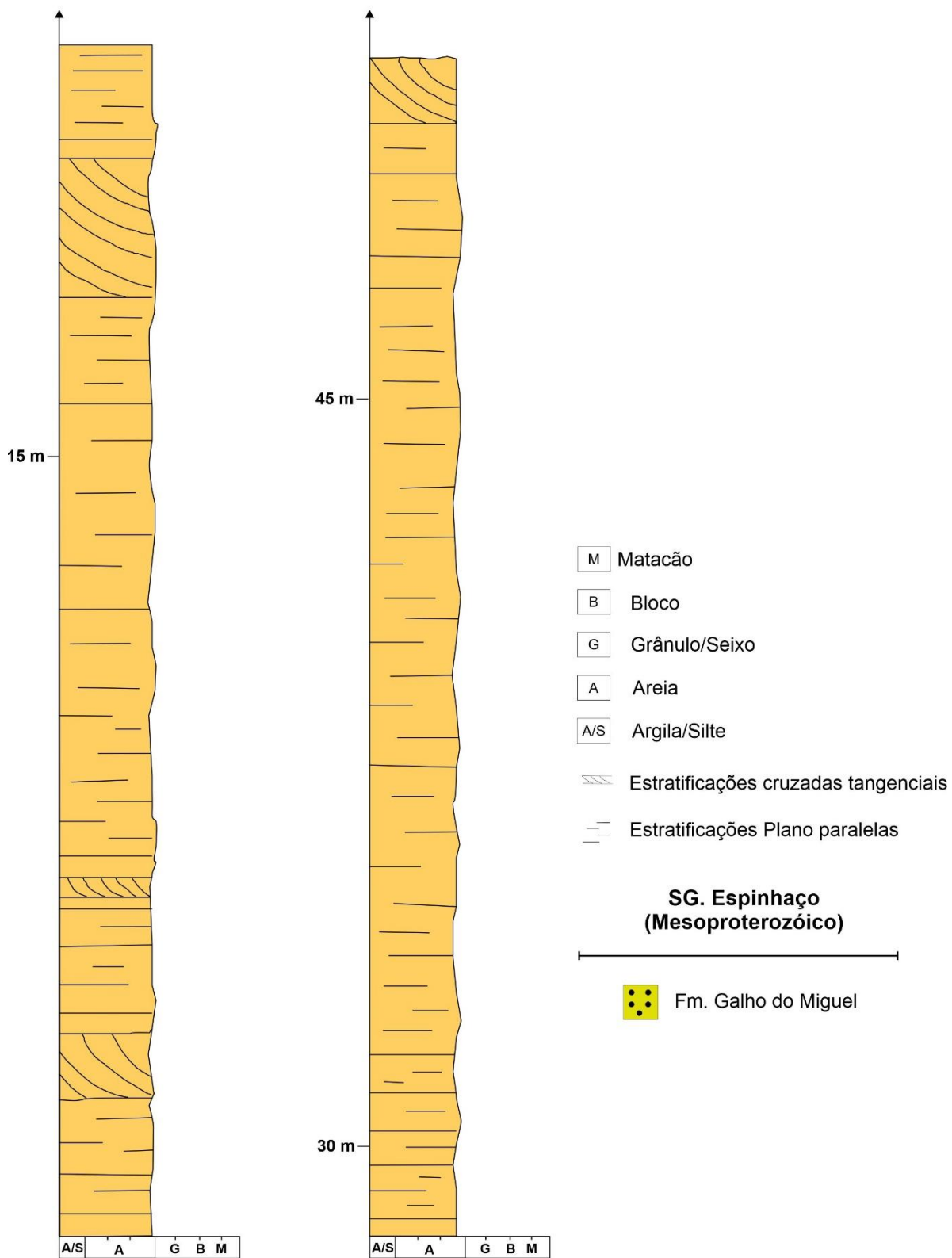


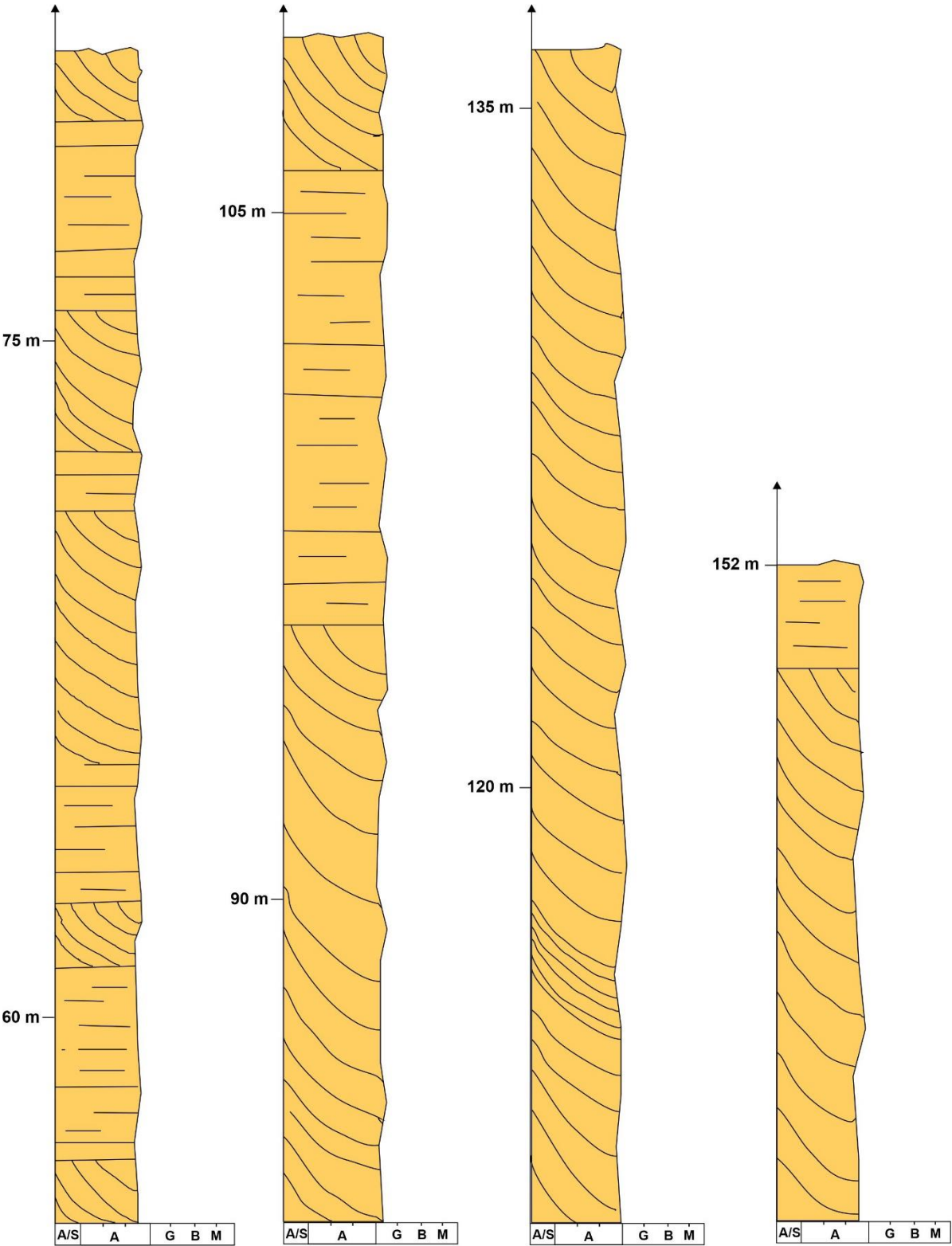


Coluna Cachoeirinha (CC)

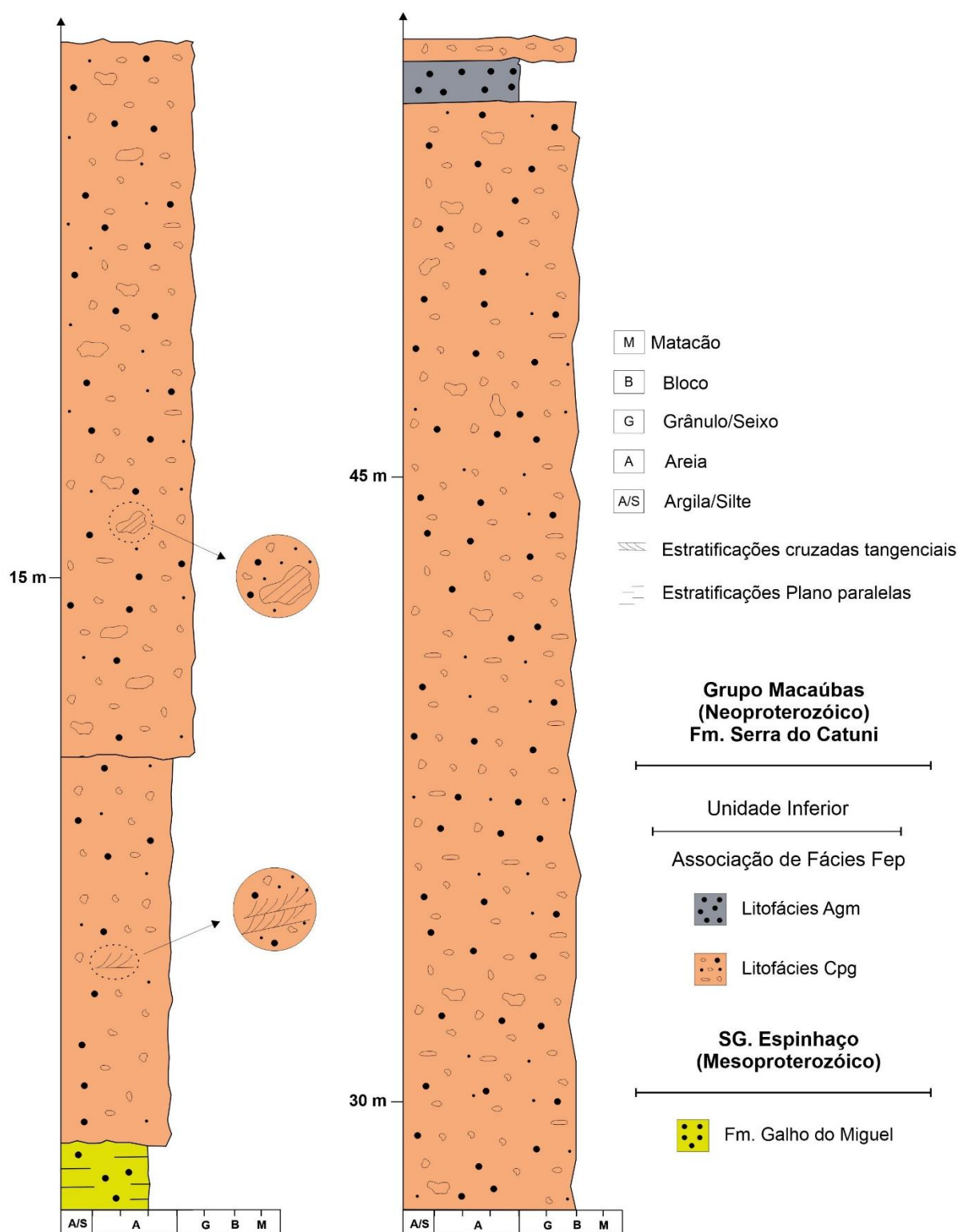


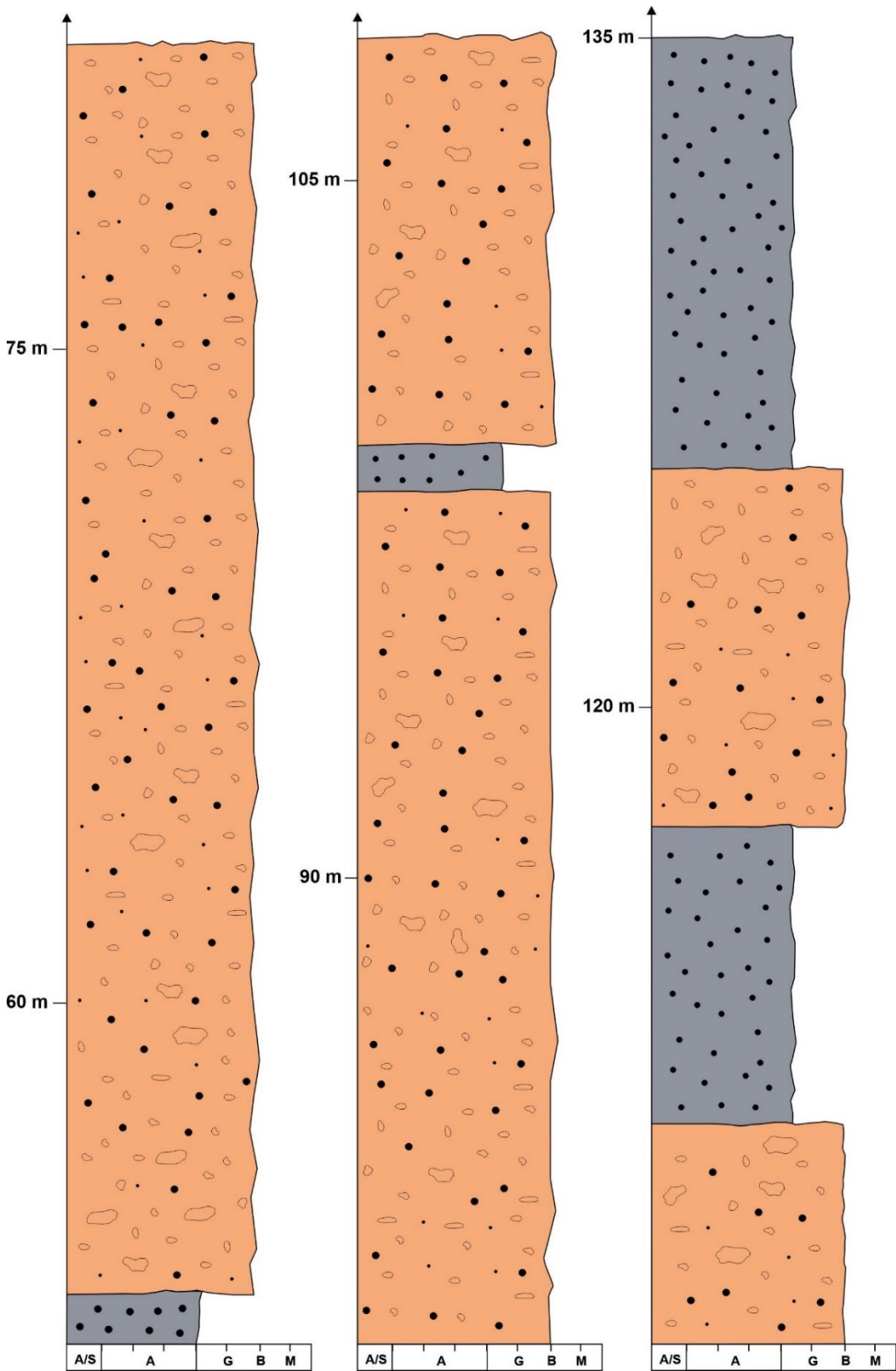
Coluna Talhão (CT)

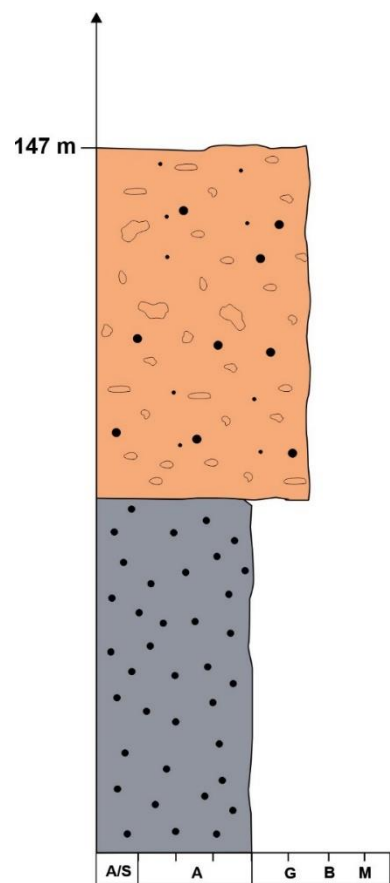




Coluna Lagoa Dourada (CLD)







ANEXO III

TABELA DE DESCRIÇÃO DE PONTOS

Ponto	Coordenadas UTM - E	Coordenadas UTM - N	Altitude	Descrição	Atitudes
1	646071	7856807	892 m	Escarpa de falha na cachoeira do capão dos palmitos. Brecha tectônica monomítica matriz suportada, com clastos sub-angulosos estratificados. Brecha relacionada a escarpa de falha.	Pf = 130/45 Le = 110/40 S0= 115/75
2	646257	7856797	887 m	Quartzito esbranquiçado com granodecrescência ascendente fina à grossa, com estratificações plano paralelas e marcas onduladas.	Pf = 70/55 S0=290/45 Pc= 185
3	646295	7856837	878 m	Quartzito esbranquiçado puro com estratificações cruzadas tangenciais e tabulares, marcas onduladas.	S0=2922/45 Pf=92/41
4	646772	7857269	817 m	Diamictitos polimíticos, com clastos polimíticos de quartzo e quartzito.	Sn= 80/47 e 85/30
5	646006	7851655	1260 m	Paraconformidade entre os quartzitos da Fm. Galho do Miguel e paraconglomerados de matriz arenosa.	-
6	646639	7852561	1038 m	Quartzito esbranquiçado, muitoouro e bem selecionado, de granulometria média, pertencente a Fm. Galho do Miguel. Observamos falhamneto reverso, que coloca estes quartzitos sobre os paraconglomerados.	Sn= 115/70 e 105/63
7	646614	7853087	996 m	Quartzito da Fm. Galho do Miguel, situado no mesmo falhamento do ponto anterior.	S0= 90/70 Sn=135/80
8	644783	7859059	846 m	Quartzito amarelado de granulometria fina, com intercalação de uma lente de diamictito com clastos de tamanho de seixos.	S0= 146/10 Sn=90/ 42
9	644785	7859113	841 m	Brecha matriz suportada, possivelmente sedimentar com clastos que variam de grânulo a seixo. Apresenta intenso cisalhamento. Ocorre nas proximades da Fm. Galho do Miguel, estando relacionada a escarpa de falha.	-
10	644805	7859178	836 m	Quartzito puro esbranquiçado, muito bem selecionado, com estratificações plano paralelas, da Fm. Galho do Miguel.	S0=220/14 Sn= 102/75
11	644814	7859272	819 m	Quarzito puro esbranquiçado com estratificações plano paralelas da Fm. Galho do Miguel.	-
12	644741	7859368	825 m	Quartzito de granulometria média a grossa e micáceo. Apresenta laminações plano paralelas e marcas onduladas assimétricas.	Sn= 105/60 S0= 160/10

13	646891	7856913	848 m	Quartzito puro de granometria grossa, com estratificações cruzadas tangenciais e plano paralelas de médio porte.	S0=70/20 Sn=75/36
14	646836	7856854	869 m	Quartzito puro de granulometria grossa observado no ponto anterior. Marcas onduladas simétricas pouco sinuosas com comprimento de onda de aproximadamente 2 cm.	S0= 40/20
15	646741	7856751	899 m	Quartzito puro de granulometria grossa semelhante a do ponto anterior. Cruzadas tangenciais e tabulares de aproximadamente 40 cm.	S0= 30/15 Sn= 35/37 Pc= 40°
16	646622	7856524	945 m	Quartzito semelhante ao ponto anterior. Estratificações plano paralelas.	S0= 352/40 Sn= 80/50
17	646543	7856583	974 m	Quartzito puro de granulometria grossa com granodecrescência ascendente.	S0 = 315/33 Sn= 65/35
18	646519	7856544	983 m	Paraconglomerado de matriz arenosa de granulometria média a grossa com clastos seixosos de quartzo e quartzito.	S0=72/09 Sn= 80/33
19	646391	7856526	977 m	Paraconglomerado semelhante ao ponto anterior, porém o s0 mergulha para W.	S0= 310/39 Sn= 75/72
20	646205	7856474	962 m	Paraconglomerado semelhante ao ponto anterior.	S0 = 317/50 Sn= 90/40
21	646164	7856480	934 m	Paraconglomerado semelhante ao ponto anterior.	S0 = 90/15
22	646071	7856489	933 m	Paraconglomerado semelhante ao ponto anterior.	S0 = 122/22 Sn= 121/31
23	6466016	7856972	928 m	Quartzito puro de granulometria média a grossa com pequenos clastos estratificados (5 cm).	S0=97/33 Sn=110/37 Le=75/26
24	646010	7857158	958 m	Diamictito de granulometria fina, micáceo, com estratificações plano paralelas com alta intensidade de clastos.	S0=276/45 Sn=90/46 Li=183/06 S0=85/26
25	646103	7857315	955 m	Brecha sedimentar de matriz arenosa média a grossa.	Sn=117/62 F=010/80
26	646283	7857476	926 m	Quartzito puro de granulometria média a grossa.	S0=135/10 Sn=75/68
27	646463	7857578	866 m	Diamictito lamoso de granueteria fina com grande intensidade de clastos.	Sn= 100/58
28	646532	7857556	845 m	Quartzito de granulometria média a grossa puro com marcas onduladas. Ocorre a baixo estratigraficamente dos diamictitos do ponto anterior.	S0=060/14 Sn=075/41

29	644745	785806	883 m	Quartzito puro de granulometria grossa com estratificações plano paralelas da Fm. Galho do Miguel.	S0= 100/05
30	644869	7858333	924 m	Diamictito de matriz lamosa com matriz muito fina, com clasto que variam de grânulo a seixo, arredondados.	-
31	645692	7858608	929 m	Quartzito impuro mal selecionado com níveis de mica e de pelito.	S0/Sn= 94/47 Li=65/40
32	645630	7858471	1004 m	Brecha sedimentar clasto suportada de matriz arenosa grossa.	Sn=100/50
33	645750	7858520	970 m	Quartzito puro de granulometria média a grossa.	Sn= 100/55
34	646052	7858722	862 m	Quartzito impuro de granulometria fina com níveis micáceos com laminações plano paralelas.	Sn=90/40
35	646183	7858915	824 m	Quartzito laminado de granulometria fina, semelhante ao do ponto anterior.	Sn=95/28
36	645052	7858547	919 m	Quartzito puro bem selecionado de granulometria grossa da Fm. Galho do Miguel.	S0=325/10 Sn=105/53
37	645258	7858394	970 m	Quartzito de granulometria grossa puro, muito fraturado. Abaixo estratigraficamente aparece brechas, possivelmente cataclasitos.	S0=160/25 Sn=92/45 Li=180/20 Sn=86/45
38	645440	7858305	976 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel, bastante cisalhado.	S0=90/33 Li=190/13
39	645529	7858259	957 m	Quartzito intemperizado mal selecionado, impuro e às vezes micáceo. Está acima estratigraficamente do ponto anterior.	Sn=75/55
40	645594	7858288	1002 m	Quartzito mal selecionado impuro com presença de pequenos clasto de tamanho seixo.	S0=105/32 Sn= 78/41
41	645695	7858281	1017 m	Quartzito avermelhado mal selecionado de granulometria média a grossa.	S0= 77/15 Sn=80/28 EF=80/48
42	645784	7858019	1021 m	Quartzito mal selecionado de granulometria grossa. É possível observar espelhos de falha (EF).	S0=75/13 Sn=126/34
43	645911	7858701	1002 m	Quartzito muito puro de granulometria média a grossa, bastante recristalizado. Zona de cisalhamento com Sn em alto ângulo.	Sn= 113/64
44	645932	7857435	979 m	Veio de quartzito leitos bastante espesso, com 30 cm de largura.	Direção= N05°W
45	646188	7857247	930 m	Diamictito de matriz lamosa com pequenos clastos (5cm).	Sn=100/30
46	646293	7854071	989 m	Quartzito/diamictito impuro mal selecionado de matriz lamosa, com pequenos clastos arredondados de até 5 cm.	Sn=60/42

47	646219	7853929	1044 m	Quartzito moderadamente selecionado de matriz arenosa fina á média. O S0 é bastante dobrado.	S0=75/35 Sn=80/58
48	645776	7853783	1220 m	Quartzito bem selecionado, puro com stes espessos (10 m), com estratificações cruzadas de grande porte (5m). Fm. Galho do Miguel.	S0=65/17 Sn=70/21
49	645520	7853669	1287 m	Quartzito puro moderadamente selecionado de granulometriaa fina á média, com estratificações cruzadas de médio porte (1m). O S0 está sub-horizontal.	S0=315/10 e 120/10
50	645315	7853700	1290 m	Quartzito semelhante a do ponto anterior, porém o S0 mergulha para W/SW.	S0=220/15
51	645316	7853564	1285 m	Quartzito de granulometria fina á média, aparentemente laminado.	S0=230/15 Sn=45/14
52	645193	7853514	1252 m	Brecha clasto suportada de matriz arenosa mal selecionada de granulometria fina á grossa. Os clatos são angulosos e pouco espaçados.	S0=230/15 Sn=80/22
53	6451360	7853482	1230 m	Quartzito mal selecionado de granulometria fina a grossa.	S0=260/12 Sn=110/20
54	645088	7853366	1188 m	Diamictito mal selecionado de matriz lamosa fina.	S0=245/25 Sn=140/40
55	644921	7853152	1065 m	Diamictito semelhante ao do ponto anterior, porém com matriz recristalizada, bastante maciça. A Sn contorna os clastos.	Sn=68/48
56	644742	7853092	1024 m	Quartzito mal selecionado de granulometria fina a média.	Sn=75/27 S0=50/10
57	644731	7852740	10337 m	Quartzito mal selecionado de granulação fina a grossa, apresentando granodescrescencia ascendente.	Sn=70/27 Li=110/25
58	644727	7852670	1064 m	Diamictito de matriz lamosa muito fina.	Sn=90/45
59	644538	7852441	1048 m	Lentes de pelito no diamictito, onde estes clastos do diamictito estão rotacionados.	S0= 110/33
60	644650	7852480	1041 m	Diamictito de matriz lamosa muito fina com clastos arredondados, com lentes de pelito.	S0= 260/11 Sn=85/35
61	646110	7854357	933 m	Quartzito de granulometria fina, bem selecionado com sets métricos e estratificações cruzadas de grande porte. Fm. Galho do Miguel.	S0=62/30 Pc=20 S0=73/28
62	645722	7854281	1119 m	Quartzito bem selecionado semelhante ao ponto anterior.	Sn=100/47 Li=85/12 S0=300/10
63	644839	7854533	1253 m	Quartzito bem selecionado com estratificações tangenciais e plano paralelas, além de marcas onduladas.	Sn=92/25 Li=24/06

64	645350	7853658	1297 m	Paraconglomerado monomítico com clastos de quartzito sub angulosos, com matriz mal selecionada de granulometria fina a grossa. Está em paraconformidade com a Fm. Galho do Miguel.	S0=180/10 Sn=80/20 Li=25/04 S0=90/28
65	645947	7853737	1172 m	Quartzito da Fm. Galho do Miguel	Sn=73/44 Li=27/22 S0=98/24
66	646136	7853871	1081 m	Quartzito da fm. Galho do Miguel, com S0 bastante dobrado em dobras assimétricas com vergência para W.	Sn=94/49 Li=26/12
67	646265	7853929	1037 m	Contato da Fm. Galho do Miguel com paraconglomerados monomíticos com clastos de quartzito.	Sn=100/45 Li=71/33
68	646485	7853932	967 m	Veio de quartzo	Sn=93/40
69	646529	7854267	965 m	Brecha sedimentar com matriz de granulometria fina á grossa, com foliação milonítica.	Sn= 60/43 Le=105/54
70	646585	7854266	990 m	Paraconglomerado de matriz arenosa fina á média, com clastos de quartzo e quartzito que vsriam de grânulo a seixo.	Sn=76/67 Le=120/32
71	646700	7854304	1021 m	Rocha fina argilosa, coloração amarelada, com porções arenosas.	Sn=100/65 Sn+1=63/58
72	646742	7854348	1034 m	Rocha de matriz areno-argilosa, coloração amarelada, com clastos de quartzito dispersos na matriz, de tamanhos que variam de grânulo a matacão.	Sn=162/26 Sn+1=257/82 Li=170/18 S0=256/38
73	646889	7854386	1100 m	Contato da Fm. Galho do Miguel com o pacote de brecha sedimentar.	Sn=117/60 Li=205/14 S0=290/36
74	647055	7854527	1166 m	Quartzito puro esbranquiçado com estratificações cruzadas tangenciais e com marcas onduladas, levemente assimétricas.	Sn=92/53 Li=12/07 S0=70/25
75	645600	7855126	1173 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel.	Li=30/20
76	645018	7857553	972 m	Blocos movimentados de diamictitos	-
77	644957	7857505	964 m	Brecha sedimentar de matriz arenosa grossa de granulometria grossa, com clastos angulosos e sub-angulosos de tamanhos que variam de grânulo a bloco (1 cm – 20 cm).	S0=100/12 Sn=90/60

					Li=150/07
78	644902	7857470	985 m	Brecha sedimentar monomítica clasto suportado, onde os clastos se tocam. Os clastos são angulosos e variam de grânulo a matacão (1 – 40 cm).	S0=67/18 Sn=90/46 S0=70/16
79	644848	7857424	997 m	Quartzito puro bem selecionado com marcas onduladas.	Sn=72/45 Li=0/08 S0= 85/40
80	644772	7857365	1005 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel.	Sn=98/40 Li=10/06 S0= 72/17
81	644661	7857267	1048 m	Quartzito esbranquiçado puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel.	Sn=32/35 Li=128/10 S0= 62/17
82	644531	7857177	1085 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel, com estratificações cruzadas e marcas onduladas de médio porte.	Pf= 75/83 Li(S0xPf)= 350/03 S0=45/15
83	644422	7857097	1104 m	Quartzito impuro, bem selecionado da Fm. Galho do Miguel, apresentando laminações plano paralelas.	Sn=51/29 Le=52/12 S0=290/10
84	644394	7857039	1112 m	Quartzito puro, bem selecionado da Fm. Galho do Miguel.	Sn=104/55 Li=15/03 S0= 70/10 Sn=60/16
85	644331	7856993	1118 m	Quartzito puro, bem selecionado com steps cinemáticos de movimento para W.	Le=68/13 Pf=64/80 S0=10/05 e 70/03
86	644194	7856890	1150 m	Quartzito puro, bem selecionado da Fm. Galho do Miguel, com S0 bastante dobrado.	Sn=94/43 Li=03/05 Pf=140/74 S0= 350/25
87	644007	7856455	1125 m	Brecha sedimentar clasto suportada com clastos estratificados angulosos que variam de grânulo a seixo.	Sn=110/40 Li=150/10 S0= 270/18
88	643864	7857021	1143 m	Quartzito puro bem selecionado, com estratificações cruzadas de grande porte da Fm. Galho do Miguel.	Sn=47/26

					Li=0/05
89	643724	7856912	1113 m	Brechas sedimentares monomíticas com clastos sub angulosos de matriz arenosa.	Sn=94/31 Pf=303/65
90	643363	7856793	992 m	Diamictito de matriz lamosa com clastos arredondados que varima de grânulo a seixo.	Sn=115/35
91	643473	7856888	1042 m	Quartzito de granulometria grossa abaixo estratigraficamente do diamictito do ponto anterior.	-
92	643591	7856908	1058 m	Brecha sedimentar monomítica clasto suportado com clastos angulosos e sub angulosos.	Sn=63/28
					S0= 20/22
93	646828	7855414	1068 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel.	Sn=78/35
					Li=35/16
					S0= 330/25
94	646956	7855175	1082 m	Quartzito puro, bem selecionado da Fm. Galho do Miguel, semelhante ao ponto anterior.	Sn=103/41
					Li=355/20
					S0= 320/03
95	646058	7854892	1117 m	Quartzito puro da Fm. Galho do Miguel.	Sn=95/54
					Li=350/07
					S0=328/44
96	647122	7854706	1166 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel.	Sn=100/51
					Li=10/32
					S0= 350/31
97	647227	7854601	1128 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel.	Sn=115/43
					Li=35/25
					S0=297/26
98	647377	7854627	1065 m	Quartzito puro bem selcionado maciço da Fm. Galho do Miguel.	Sn=110/28
					Li=40/24
					S0=20/42
99	647663	7854714	981 m	Quartzito puro bem selecionado da fm. Galho do Miguel.	Sn=120/55
					Li=40/39
100	647961	7854743	920 m	Quartzito puro da Fm. Galho do Miguel, semelhante ao ponto anterior.	S0/Sn= 82/36 Veio=245/68
					S0= 65/26
101	648133	7854826	910 m	Quartzito de granulometria fina, com laminações plano paralelas da Fm. Galho do Miguel.	Sn=98/45
					Li=95/30

102	648193	7854851	894 m	Quartzito puro mal selecionado de granulometria muito grossa.	S0= 80/49 Sn=76/56 Li=68/50
103	648296	7854854	877 m	Quartzito de granulometria fina a média com estratificações plano paralelas e gradação.	S0= 85/34 Sn=125/50 Li=39/15
104	648405	7854820	980 m	Quartzito dmal selecionado de granulometria fina a media.	S0= 68/03 Sn=114/42 Li=38/31
105	648487	7854817	847 m	Quartzito puro bem selecionado da Fm. Galho do Miguel. A foliação aparentemente é milonítica.	S0= 75/46 Sn=112/78
106	648543	7854842	784 m	Brechas sedimentares com clastos angulosos de matriz arenosa grossa.	-

Os pontos de campo levantados nas colunas estratigráficas, não foram incluídos nesta tabela.

Medeiros, G. B. 2022, Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detálhe das unidades...