UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

ROBERT SAYMON ALVES VIEIRA

ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E ESTRUTURAL PRÉ-INVERSÃO DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA TERMINAÇÃO SUL DA SERRA DO CIPÓ, REGIÃO DO DISTRITO DE ALTAMIRA - MG

MONOGRAFIA nº 604

OURO PRETO
Setembro de 2026

ROBERT SAYMON ALVES VIEIRA

ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E ESTRUTURAL PRÉ-INVERSÃO DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA TERMINAÇÃO SUL DA SERRA DO CIPÓ, REGIÃO DO DISTRITO DE ALTAMIRA - MG

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel em Engenharia Geológica.
Orientador: Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins
Coorientador: Eng. Geólogo Me. Gabriel Barbosa Medeiros

OURO PRETO
2026

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

V658a Vieira, Robert Saymon Alves.
Arcabouço estratigráfico e estrutural pré-inversão do Supergrupo Espinhaço na terminação sul da Serra do Cipó, região do distrito de Altamira - MG. [manuscrito] / Robert Saymon Alves Vieira. - 2026.
86 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins.
Coorientador: Me. Gabriel Barbosa Medeiros.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geologia estrutural. 2. Geologia estratigráfica. 3. Cipó, Serra do (MG). 4. Espinhaço, Serra do (MG e BA) - Supergrupo Espinhaço. I. Martins, Maximiliano de Souza. II. Medeiros, Gabriel Barbosa. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 551.243.4

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

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

Robert Saymon Alves Vieira

Arcabouço estratigráfico e estrutural pré-inversão do Supergrupo Espinhaço na terminação sul da Serra do Cipó, região do distrito de Altamira - MG

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel

Aprovada em 25 de setembro de 2026

Membros da banca

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins - Orientador, DEGEO/EM/UFOP
Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga - DEGEO/EM/UFOP
Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca - DEGEO/EM/UFOP, Aposentado

Maximiliano de Souza Martins, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 26/10/2026

Documento assinado eletronicamente por **Maximiliano de Souza Martins**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 26/10/2026, às 11:38, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0 , informando o código verificador **1219788** e o código CRC **B14A175A**.

R. Diogo de Vasconcelos, 122, - Bairro Pilar Ouro Preto/MG, CEP 35402-163
Telefone: - www.ufop.br

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço ao universo pelas singularidades que nos trouxeram até aqui. A Terra é algo ímpar, e estudá-la é algo que me anima profundamente.

Aos meus pais, Delvany Alves Vieira e Fábio Vieira, pelas horas de cuidado dedicadas a mim e às minhas irmãs. Sem sombra de dúvidas, vocês são não só o motor, mas também o combustível que impulsiona esse sonho.

À minha amiga, namorada e esposa Juuh, pilar deste feito, meu porto seguro, aquela que me acalma, acolhe e aconselha. Em nossas inúmeras conversas, conselhos e planos, você se tornou a coisa mais especial que aconteceu na minha vida. Seu sorriso é a mais bela tela. Te amo.

Dedico esta linha ao meu orientador, Maximiliano S. Martins, pelas inúmeras conversas, risadas e orientações. Serei eternamente grato por todos os ensinamentos.

Agradeço ao meu coorientador, Eng. Geólogo Me. Gabriel Barbosa Medeiros, pelas conversas, orientações e dicas. Sem sombra de dúvidas, foram de grande importância neste processo.

À minha irmã Joyce, pela parceria, amizade e inúmeras conversas. Você é uma inspiração para todos que a conhecem.

Aos amigos João Batista, Janderson Silva e Breno Alves, pelas conversas, ajudas, discussões, conselhos, risadas e momentos icônicos nas jogatinas eletrônicas.

À Letícia Barbosa, por ser amiga, irmã e um presente que a geologia me deu; pelos momentos de descontração; por ser ponte; e por me presentear com uma segunda mãe, a Del.

Aos amigos que fiz no início da caminhada na UniBH: Marcelo Sobam, Leonardo Vigário, Rayssa Mendes, Sabrine Mores, Victor de Aquino, Pedro Henrique (Silvão), Schinaider M. Graciano.

Aos meus amigos que dividiram essa jornada geológica: Mariana Sampaio, Bárbara Botaro, Diogo Augusto, Giovana de Paula, Túlio H. C. Rodrigues, Gabriel A. Basílio, Carolina Vargas, Bruno Borges, Caio V. F. Cruz e Alice Mendes. Com vocês, o fardo da graduação foi mais leve. Obrigado pelos campos descontraídos.

Deixo aqui meu agradecimento a todos os professores e colaboradores do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), pelo ensino público e de qualidade.

Ao CNPQ, pela bolsa de produtividade em pesquisa (PQ-B) concedida à Profª. Gláucia Queiroga (Processo 307867/2025-0), que financiou parte deste trabalho.

"A felicidade pode ser encontrada mesmo nas horas mais difíceis, se você lembrar de acender a luz"

(Alvo Dumbledore)

RESUMO

As sequências siliciclásticas proterozoicas aflorantes na terminação sul da Serra do Cipó, no distrito de Altamira, município de Nova União (MG), registram parte da evolução tectono-sedimentar do Supergrupo Espinhaço Meridional, posteriormente deformado durante a Orogenia Brasiliana. Este trabalho teve como objetivo reconstruir a arquitetura deposicional e estrutural pré-inversão dessas unidades, visando preencher uma lacuna cartográfica e compreender a influência das estruturas herdadas na configuração geológica atual da bacia. O mapeamento geológico em escala 1:25.000 permitiu individualizar, sobre o Complexo Belo Horizonte, as sucessões metassiliciclásticas do Supergrupo Espinhaço Meridional, representadas pela Formação Galho do Miguel e pelo Grupo Conselheiro Mata, este subdividido informalmente em unidades Inferior e Superior com base nas discordâncias regionais de Medeiros et al. (2024). A partir desse arcabouço, foram construídas seções geológicas balanceadas e restauradas, integradas aos dados de Souza (2024) e Basílio (2025); a aplicação do método de Busk mostrou limitações decorrentes da assimetria das dobras e da complexidade tridimensional da área. Os resultados indicam que a arquitetura pré-inversão foi controlada por um sistema hierarquizado de falhas normais de direção meridiana a NNW-SSE, ancoradas no Complexo Belo Horizonte e com mergulho predominante para leste, que delimitaram meio-grábens e controlaram o espaço de acomodação e a distribuição dos depocentros, mais desenvolvidos para norte. Falhas antitéticas, com mergulho para oeste, tornam-se mais frequentes nos setores central e meridional, gerando meio-grábens de polaridades opostas, e o sistema é segmentado por falhas de transferência de direção aproximadamente E-W. Falhas interestratais promoveram ajustes internos na arquitetura deposicional, com variações locais de espessura das unidades. A inversão brasiliana reativou essas estruturas de forma heterogênea, com encurtamentos de 7,1% (519 m) na seção AA’ e 16,9% (1,63 km) na seção BB’, inferiores aos obtidos mais ao norte na Serra do Cipó. O modelo evolutivo proposto evidencia a interação entre as estruturas extensionais mesoproterozoicas herdadas e sua inversão brasiliana, reforça a continuidade regional do arcabouço estratigráfico e estrutural do Supergrupo Espinhaço Meridional e destaca o papel das falhas de embasamento na compartimentação da bacia e na organização dos sistemas de dobras e cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional.

Palavras-chave: Serra do Cipó, Supergrupo Espinhaço; geologia estrutural; inversão tectônica; seções geológicas balanceadas.

ABSTRACT

The Proterozoic siliciclastic sequences exposed at the southern termination of the Serra do Cipó, in the Altamira district, municipality of Nova União (Minas Gerais, Brazil), record part of the tectono-sedimentary evolution of the Southern Espinhaço Supergroup, later deformed during the Brasiliano Orogeny. This study aimed to reconstruct the pre-inversion depositional and structural architecture of these units in order to fill a cartographic gap and to understand the influence of inherited structures on the present-day geological configuration of the basin. Geological mapping at 1:25,000 scale made it possible to distinguish, overlying the Belo Horizonte Complex, the metasiliciclastic successions of the Southern Espinhaço Supergroup, represented by the Galho do Miguel Formation and the Conselheiro Mata Group, the latter informally subdivided into Lower and Upper units based on the regional unconformities of Medeiros et al. (2024). Based on this framework, balanced and restored geological cross-sections were constructed and integrated with data from Souza (2024) and Basílio (2025); application of the Busk method revealed limitations arising from fold asymmetry and the three-dimensional complexity of the area. The results indicate that the pre-inversion architecture was controlled by a hierarchical system of N-S to NNW-SSE-striking normal faults, rooted in the Belo Horizonte Complex and predominantly east-dipping, which bounded half-grabens and controlled accommodation space and the distribution of depocenters, which are better developed to the north. West-dipping antithetic faults become more frequent in the central and southern sectors, generating half-grabens of opposite polarity, and the system is segmented by approximately E-W-trending transfer faults. Interstratal faults promoted internal adjustments in the depositional architecture, producing local thickness variations in the units. The Brasiliano inversion reactivated these structures heterogeneously, with shortening of 7.1% (519 m) in section AA’ and 16.9% (1.63 km) in section BB’, lower than the values obtained farther north in the Serra do Cipó. The proposed evolutionary model highlights the interaction between inherited Mesoproterozoic extensional structures and their Brasiliano inversion, reinforces the regional continuity of the stratigraphic and structural framework of the Southern Espinhaço Supergroup, and emphasizes the role of basement faults in basin compartmentalization and in the organization of the fold-and-thrust systems of the Southern Espinhaço Range.

Keywords: Serra do Cipó; Espinhaço Supergroup; structural geology; tectonic inversion; balanced geological sections.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Áreas recobertas por mapeamentos anteriores. Delimitação do Parque Nacional Serra do Cipó (PNSC). 17
Figura 1.2 - Mapa de localização com destaque para trajeto de Ouro Preto a Altamira – MG. 18
Figura 1.3 - Modelo digital de elevação (USGS) com as principais drenagens e serras da área de estudo. 20
Figura 1.4 - Fluxograma das etapas metodológicas do trabalho. 21
Figura 2.1 - Localização do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (A-CO) em relação aos crátons do São Francisco e Congo. A) Reconstrução geográfica do paleocontinente Gondwana. B) Destaque para o cráton São Francisco-Congo. C) Detalhe dos domínios estruturais do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. D) Perfil esquemático do orógeno, evidenciando o front orogênico onde se localiza a área de estudo (em vermelho). 25
Figura 2.2 - Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, com idades geocronológicas. . 27
Figura 2.3 - Coluna estratigráfica e dados geocronológicos do Grupo Macaúbas. 30
Figura 2.4 - Carta estratigráfica do Grupo Bambuí na bacia São Francisco. 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. 31
Figura 2.5 - Modelo cinemático evolutivo do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. A) Configuração inicial da Bacia Macaúbas e seus contextos tectônicos. B) Fase inicial de convergência das margens da Bacia Macaúbas, com início da tectônica do tipo "Quebra Nozes", caracterizada pelo consumo forçado do assoalho oceânico (~ 600 Ma). C) Estágio colisional, associado ao espessamento crustal e à granitogênese orogênica (~ 560 Ma). D) Estágio pós-colisional de colapso gravitacional, marcado pelo escape lateral da porção sul do orógeno (~ 500 Ma). 35
Figura 3.1 - Estilo de dobras paralelas. 38
Figura 3.2 - Esquema para construção do perfil pelo método de Busk. (a) atitudes A, B e C plotadas ao longo de uma seção geológica. (b) Construção parcial do perfil, pós etapa 4 do método. (c) Seção geológica concluída. 39
Figura 3.3 - Seção geológica através do cinturão de dobramentos e cavalgamentos de Zagros, Irã. 40
Figura 4.1 - Mapa Geológico da Região de Altamira-MG (Nova União-MG), na escala 1:25.000. 42
Figura 4.2 - Coluna estratigráfica da área de estudo. 43
Figura 4.3 - Características das rochas presentes do Complexo Belo Horizonte em Altamira-MG. A) Granitoide de granulação grossa (demarcado pela linha pontilhada preta) em bolsão félsico, com fusão parcial evidenciada por venulações quartzo-feldspáticas (demarcado em vermelho), paralelas e cortando os anfibolitos e ortognaisse na porção noroeste do afloramento (Ponto P33). B) Estruturas do tipo *schollen* e dobras em migmatitos (Ponto P89). C) Granitoide foliado de granulação grossa (Ponto P89). D) Biotita ortognaisse caulinizado, com bandamento gnáissico de direção NE/SW e mergulho para SW (Ponto P77). E) Anfibolito com porfiroclastos de feldspato (delimitados pela linha vermelha) (Ponto P77). 45
Figura 4.4 - Estruturas primárias (S_0), destacadas em vermelho, preservadas nos metarenitos da Fm. Galho do Miguel. (A) e (B) Diferentes afloramentos orientados aproximadamente na direção Norte -Sul. 46
Figura 4.5 - Características litológicas do Gr. Conselheiro Mata - Unidade Inferior. (A) Lente de metaconglomerados polimítico matriz-suportados. (B) Detalhe dos clastos de Formação Ferrífera Bandada (delimitado em amarelo) presente no metaconglomerado. (C) Afloramento de metarenito friável. 48

Figura 4.6 - Características litológicas do Gp. Conselheiro Mata - Unidade Superior. (A) Estratificação cruzada acanalada. (B) Marcas de ondas. (C) Estratificação cruzada de grande porte. (D) Metarenito avermelhado, com destaque para estruturas do tipo boxwork. (E) Metarenito com coloração branca.....49
Figura 4.7 - Aspectos de alteração e variação cromática do metadiabásio da Suíte Magmática Pedro Lessa. (A) Rocha alterada, apresentando coloração variando de cinza-esverdeado a laranja, com estruturas de S_1 preservadas. (B) Rocha alterada, com coloração avermelhada. C) Amostra de metadiabásio verde-escuro com textura maciça.....50
Figura 4.8 - Mapa de Lineamentos da região estudada. 52
Figura 4.9 - Estereograma de contorno para pontos polares do acamamento sedimentar. 53
Figura 4.10 - Estereograma de contorno para pontos polares da foliação secundária. 53
Figura 4.11 - Estereograma de contorno para pontos polares da lineação de interseção. 54
Figura 4.12 - Estereograma de contorno para pontos polares da lineação de estiramento.....55
Figura 4.13 - Produtos magnetométricos e radiométricos do levantamento aerogeofísico na área de estudo. 56
Figura 5.1 - Seção geológica da área de estudo.....58
Figura 5.2 - Modelo estrutural da região estudada. A) Perfil A-A' demonstrando a tentativa de aplicação do método de Busk. B) Modelo estrutural conceitual evidenciando sua limitação na área.....59
Figura 5.3- Perfis A-A' e B-B' balanceados e restaurados. 61
Figura 6.1 - Mapa geológico contendo a localização das seções geológicas de Souza (2024), Basílio (2025) e do presente estudo.....62
Figura 6.2 - Diagrama esquemático do tipo fence integrado da arquitetura estratigráfica e estrutural pré-inversão, obtida a partir da integração das seções balanceadas de Souza (2024), Basílio (2025) e das seções apresentadas neste trabalho. 64
Figura 6.3 – Bloco-diagrama esquemático ilustrando a evolução da bacia. Tempo 0 representa a configuração inicial da crosta, delimitada pelos perfis estruturais extremos da área de estudo. Tempo 1 ilustra o estágio de subsidência térmica relacionada à fase sag, responsável pela geração de espaço de acomodação para a deposição da Formação Galho do Miguel.....66
Figura 6.4 - Bloco-diagrama esquemático ilustrando o início da fase de rifteamento, caracterizada pelo desenvolvimento de falhas normais, altos e baixos estruturais, zonas de transferência e pelo início da deposição do Grupo Conselheiro Mata (indiviso). As setas pretas indicam a direção do regime extensional responsável pela abertura da bacia, enquanto a seta azul representa o sentido de aprofundamento da bacia, em direção ao norte.....67
Figura 6.5 - Bloco-diagrama esquemático ilustrando o preenchimento sedimentar dos grábens e meio-grábens, promovendo a conexão entre os depocentros durante a evolução da bacia. ..68
Figura 6.6 - Diagrama esquemático do tipo fence das seções geológicas no estado deformado. CC', DD' e EE' (Basílio, 2025) e FF' e GG' (este trabalho). O diagrama mostra a correlação inferida entre os sistemas de falhas de descolamento, de empurrão e reversas ao longo da Serra do Cipó, e as porções em que o Complexo Belo Horizonte participou, ou não, da arquitetura do cinturão de dobras e falhas durante a inversão. 71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resumo dos elementos estruturais por fase de deformação. 32

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 15
1.1 NATUREZA DO TRABALHO E JUSTIFICATIVA 15
1.2 LOCALIZAÇÃO 18
1.3 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS 19
1.4 OBJETIVOS 20
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS 20
1.5.1 Revisão Bibliográfica 21
1.5.2 Mapeamento Geológico 22
1.5.3 Descrições Macroscópica das Rochas 22
1.5.4 Confecção das Seções Geológicas 22
1.5.5 Utilização de Inteligência Artificial Generativa 22
2 GEOLOGIA REGIONAL 24
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO 24
2.2 ESTRATIGRAFIA REGIONAL 25
2.2.1 Embasamento 25
2.2.2 Supergrupo Espinhaço 26
2.2.2.1 Rifte Estateriano (~ 1.75 Ga): Evento 1 (E1) 27
2.2.2.2 Rifte Caliminiano (~ 1.57 Ga): Evento 2 (E2) 28
2.2.2.3 Rifte Esteniano (~ 1.18 Ga): Evento 3 (E3) 28
2.2.2.4 Estágio rifte-Sag da bacia Espinhaço: Evento 4 (E4) 29
2.2.3 Grupo Macaúbas 29
2.2.4 Grupo Bambuí 31
2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL REGIONAL 31
2.4 A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO ARAÇUAÍ 33
3 CONSTRUÇÃO E RESTAURAÇÃO DE SEÇÕES GEOLÓGICAS 37
3.1 MÉTODO DE BUSK 37
3.2 BALANCEAMENTO E RESTAURAÇÃO DE SEÇÕES 40
4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE ALTAMIRA-MG 41
4.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS 41
4.2 ESTRATIGRAFIA 43
4.2.1 Complexo Belo Horizonte 43
4.2.2 Supergrupo Espinhaço Meridional 46

4.2.2.1 Formação Galho do Miguel 46
4.2.2.2 Grupo Conselheiro Mata - Unidade Inferior 47
4.2.2.3 Grupo Conselheiro Mata - Unidade Superior 48
4.2.3 Suíte Metamáfica Pedro Lessa 50
4.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL LOCAL 50
4.3.1 Lineamentos Morfoestruturais 51
4.4 ANÁLISE DESCRITIVA E CINEMÁTICA DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS 52
4.4.1 Acamamento Sedimentar (S_0) 52
4.4.2 Foliação S1 (Clivagem Contínua) 53
4.4.3 Lineação de Interseção (Li) - S_0 x S_1 54
4.4.4 Lineação de Estiramento (L_e) 54
4.4.5 Integração Geofísica 55
5 BALANCEAMENTO E RESTAURAÇÃO DAS SEÇÕES AA' E BB' 58
6 INTEGRAÇÃO DAS SEÇÕES BALANCEADAS POR SOUZA (2024), BASÍLIO (2025) E AS DO PRESENTE TRABALHO 62
6.1 VISUALIZAÇÃO DAS SEÇÕES INTEGRADAS NAS ÁREAS DA SERRA DO CIPÓ E DE ALTAMIRA 62
6.2 ESTRUTURAS E UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS PRÉ-INVERSÃO 63
6.2.1 Modelo de Evolução 66
6.3 ANÁLISE COMPARATIVA DA ARQUITETURA DO CINTURÃO EPIDÉRMICO DE FALHAS E DOBRAS NA SERRA DO CIPÓ: SEÇÕES RIO DO CIPÓ (AMORA 2025) E ALTAMIRA (ESTE TRABALHO). 68
7 CONCLUSÃO 72
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 74
ANEXOS 81

1 INTRODUÇÃO

1.1 NATUREZA DO TRABALHO E JUSTIFICATIVA

A inversão tectônica constitui um dos principais processos responsáveis pela modificação da arquitetura original de bacias sedimentares inseridas em cinturões orogênicos. Em sistemas inicialmente desenvolvidos sob regime extensional, a posterior imposição de encurtamento crustal pode promover a reativação de falhas normais, o desenvolvimento de cavalgamentos e a reorganização do empilhamento estratigráfico, resultando em uma geometria estrutural que não corresponde à configuração deposicional primitiva (Nepomuceno *et al.*, 2021; Souza, 2024). Nesse contexto, a compreensão da evolução tectono-estratigráfica dessas bacias depende da reconstrução de seu arcabouço pré-inversão, permitindo distinguir entre estruturas sin-rifte e estruturas formadas ou reativadas durante a fase compressiva.

A reconstituição da geometria pré-inversão constitui um desafio clássico da Geologia Estrutural, uma vez que a arquitetura atual reflete a superposição de múltiplos eventos deformacionais. O balanceamento e a restauração de seções geológicas foram desenvolvidos precisamente para enfrentar esse problema. Fundamentado na conservação de comprimento e área das camadas, o método permite testar a coerência geométrica das interpretações estruturais e restaurar a seção a um estado pré-deformacional admissível (Fossen, 2012; Marshak e Woodward, 1988). Uma seção é considerada balanceada quando sua restauração não implica criação ou eliminação artificial de material e respeita relações estratigráficas e estruturais (Marshak e Woodward, 1988). Fossen (2012) destaca que essa abordagem é fundamental para estimar o encurtamento crustal, identificar superfícies de descolamento e avaliar o papel de estruturas herdadas na participação da deformação durante a inversão tectônica.

No domínio do paleocontinente São Francisco-Congo, múltiplos episódios de rifteamento intracontinental entre o Estateriano e o Esteniano resultaram na formação de bacias policíclicas, compartimentadas por falhas normais e zonas de transferência (Martins-Neto *et al*., 2000; Danderfer *et al*., 2009; Chemale *et al*., 2012). Essas bacias foram posteriormente incorporadas ao Orógeno Araçuaí durante o Neoproterozoico, quando processos de inversão tectônica promoveram o encurtamento crustal, reativação estrutural e reorganização da arquitetura estratigráfica original (Pedrosa-Soares *et al*., 2011; Alkmim *et al*., 2012). Assim, a configuração estrutural atualmente observada na Serra do Espinhaço Meridional reflete a interação entre a herança rifte mesoproterozoica e a deformação compressiva brasiliana.

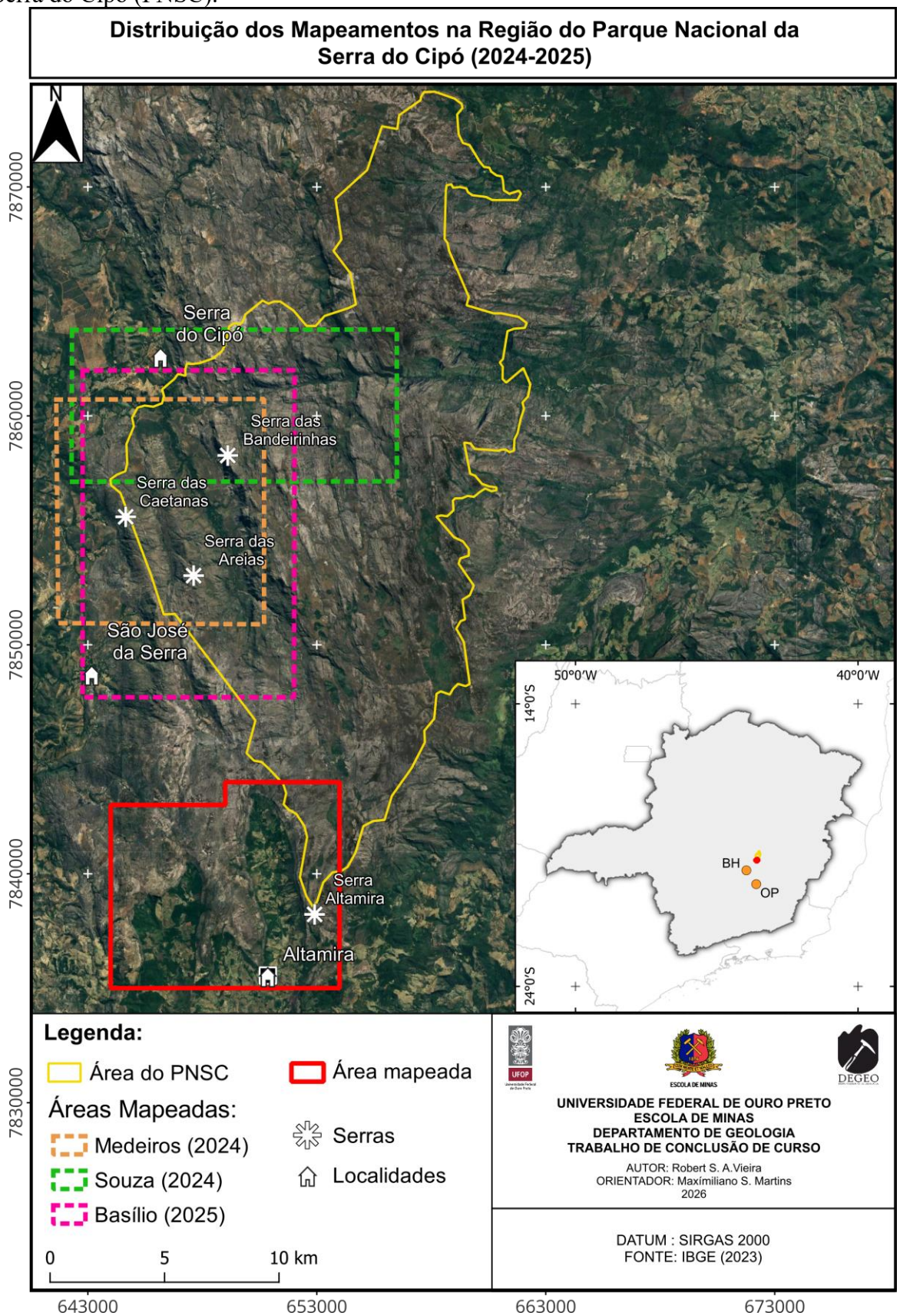
Na Serra do Espinhaço Meridional, mais especificamente na região do Parque Nacional Serra do Cipó (PNSC), estudos recentes têm refinado significativamente o entendimento

tectonoestratigráfico das unidades mesoproterozoicas. Medeiros (2024) e Medeiros *et al*. (2024) reconheceram novas sequências rifte posicionadas entre a Formação Galho do Miguel e o Grupo Bambuí, interpretando-as como registros de eventos de rifteamento intraplaca associados à evolução do Supergrupo Espinhaço. Esses autores destacaram, ainda, a importância da compartimentação estrutural controlada por falhas normais e zonas de transferência, com destaque para o Lineamento da Bocaina.

Contribuições complementares foram apresentadas por Souza (2024), que demonstrou, por meio de uma análise estrutural detalhada, que o Lineamento da Bocaina atuou como uma falha transcorrente ativa durante os estágios de rifteamento e inversão das bacias do Espinhaço Meridional, controlando diferenças significativas no encurtamento tectônico entre os blocos situados a norte e a sul da estrutura. Basílio (2025), por sua vez, propôs um modelo de compartimentação tectônica baseada na atuação de falhas normais sintéticas e antitéticas, responsáveis pela geração de meio-grábens com polaridades opostas, enfatizando a influência direta dessas estruturas na deposição das sequências metassiliciclásticas do Grupo Conselheiro Mata.

Apesar desses avanços, a região situada imediatamente ao sul da área estudada por Medeiros (2024), abrangendo o distrito de Altamira (município de Nova União, MG), permanece relativamente pouco caracterizada do ponto de vista estratigráfico e estrutural, com afloramentos de sequências siliciclásticas proterozoicas cujo posicionamento estratigráfico ainda é incerto. Conforme ilustrado na (FIG. 1.1), essa área localiza-se entre setores previamente mapeados e interpretados, representando uma lacuna cartográfica e conceitual na compreensão da terminação sul da Serra do Cipó. Nesse sentido, o presente Trabalho de Conclusão de Curso tem como objetivo principal estabelecer o arcabouço estratigráfico e estrutural pré-inversão dessa porção da Serra do Cipó, por meio de mapeamento geológico em escala de semidetalhe (1:25.000), integrando dados de campo, análise estrutural e correlações regionais. Espera-se que os resultados contribuam para o refinamento dos modelos de evolução tectono-sedimentar do Espinhaço Meridional e para a compreensão do papel das estruturas herdadas na compartimentação e inversão das bacias rifte proterozoicas.

Figura 1.1 - Áreas recobertas por mapeamentos anteriores. Delimitação do Parque Nacional Serra do Cipó (PNSC).

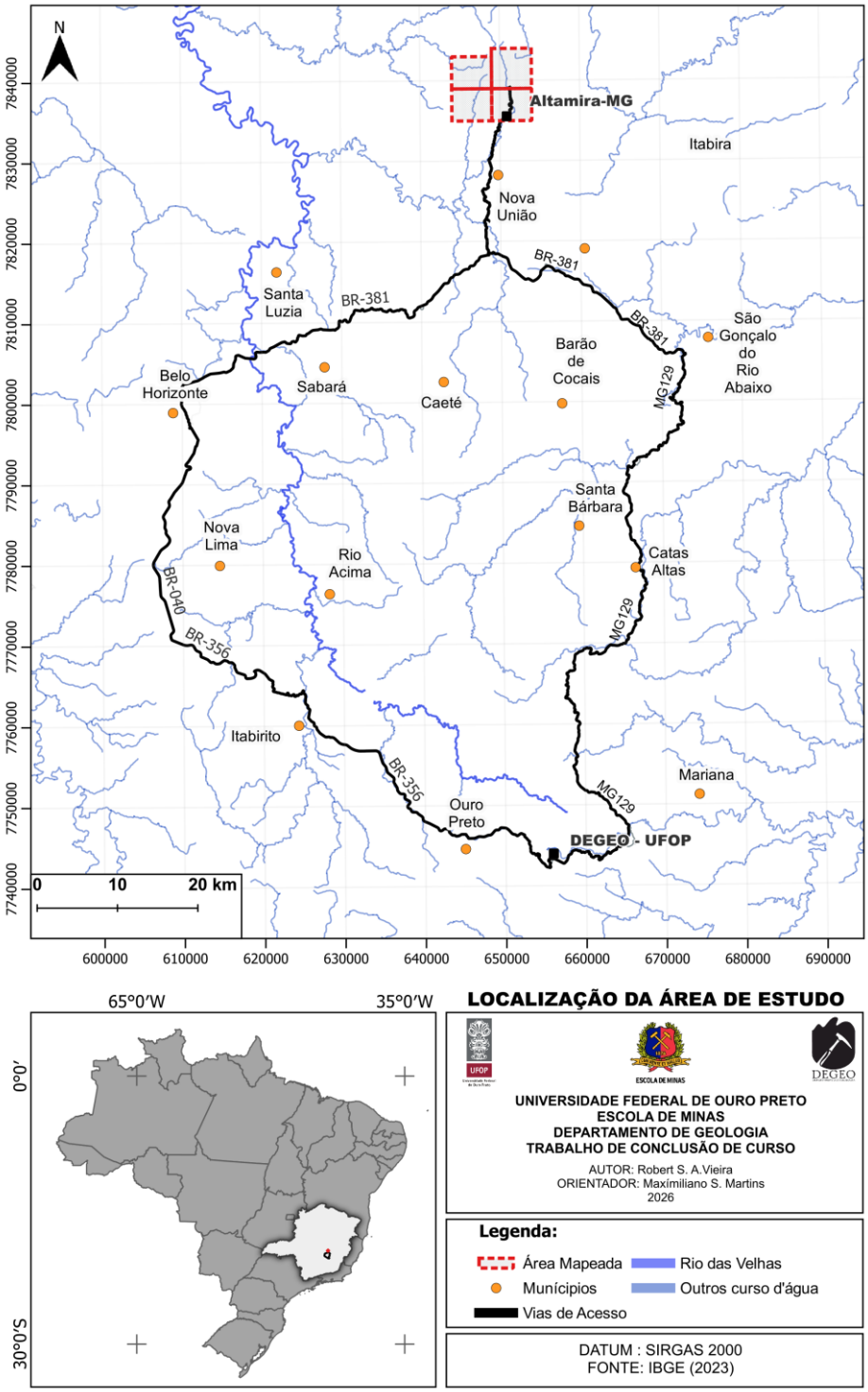


Fonte: Elaborado pelo autor; imagem obtida pelo plugin QuickMap Services no software QGIS.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na porção centro-sul do estado de Minas Gerais, no distrito de Altamira, pertencente ao município de Nova União (MG). A região situa-se no noroeste da folha Belo Horizonte (SE-23-Z-C-VI), na escala 1:100.000 (FIG. 1.2).

Figura 1.2 - Mapa de localização com destaque para trajeto de Ouro Preto a Altamira – MG.



Fonte: Elaborado pelo autor. Base disponível em idesisema.emioambiente.mg.gov.br/webgis.

O trajeto entre Ouro Preto (MG) e o distrito de Altamira (MG) possui aproximadamente 182 km. A saída de Ouro Preto ocorre a partir do Departamento de Geologia (DEGEO), seguindo pela Rua José Moringa até a BR-356, principal rodovia que conecta Ouro Preto à capital mineira.

A partir da BR-356, o trajeto continua até a Avenida Nossa Senhora do Carmo, no bairro Sion, em Belo Horizonte, totalizando cerca de 96,8 km nesse trecho. Na área urbana de Belo Horizonte, o percurso segue pelas avenidas Nossa Senhora do Carmo e Afonso Pena, atravessando o centro da cidade por aproximadamente 3,7 km. A saída da capital se dá pela Avenida Presidente Antônio Carlos, que dá acesso à BR-262/BR-381 na altura do bairro Cachoeirinha.

Segue-se então pela BR-381 até a Rodovia Senador Eliseu Resende, na localidade de Nova Aparecida, município de Nova União, percorrendo cerca de 49,9 km. Finalmente, o trajeto continua pelas vias urbanas de Nova União, passando pela Avenida José Inácio de Magalhães e pela Rua Nossa Senhora do Carmo, até alcançar a Rua Geraldo de Arcanjo, no distrito de Altamira, completando os 25,6 km finais do percurso.

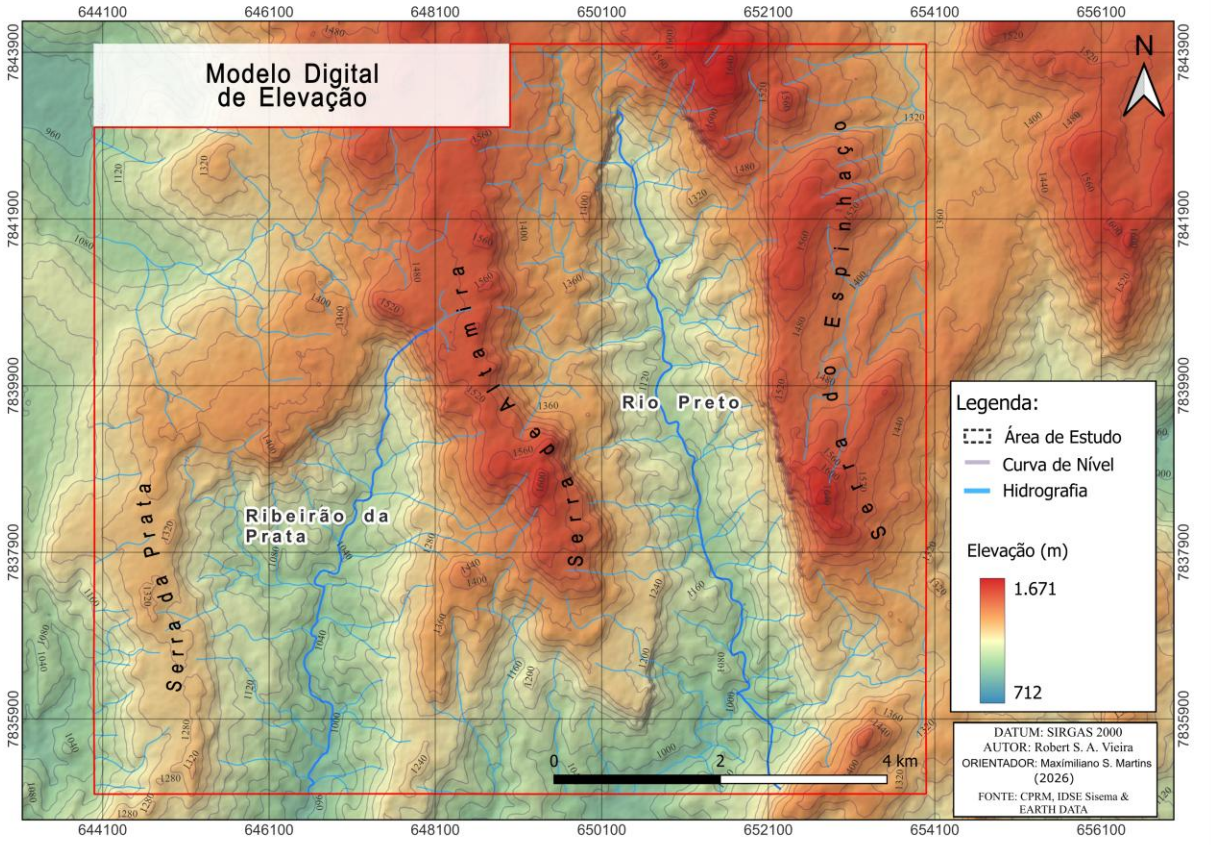
Alternativamente, o acesso mais utilizado nas campanhas de campo recentes possui aproximadamente 131 km de extensão e inicia-se igualmente a partir do Departamento de Geologia (DEGEO), em Ouro Preto, seguindo-se pela MG-129 em direção aos municípios de Mariana, Catas Altas, Santa Bárbara e São Gonçalo do Rio Baixo. A partir desse trecho, o trajeto alcança a BR-381, prosseguindo no sentido norte até o trevo de Nova Aparecida, no município de Nova União. Deste ponto, o percurso segue por vias municipais e urbanas até o distrito de Altamira, passando pelos mesmos acessos finais descritos anteriormente.

1.3 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

A região em que a área de estudo está inserida apresenta variação altimétrica de 712 m a aproximadamente 1671 m (FIG. 1.3). As menores altitudes concentram-se, em grande parte, na porção centro-sul da área. As maiores elevações ocorrem predominantemente na porção centro-norte e leste da região, onde se encontram os campos rupestres, vegetação típica da Serra do Espinhaço.

As duas drenagens principais que passam pela região estudada são o Ribeirão da Prata, localizado a oeste de Altamira, com direção preferencial NE-SW, e o Rio Preto, localizado na porção a leste de Altamira, com direção preferencial NW-SE.

Figura 1.3 - Modelo digital de elevação (USGS) com as principais drenagens e serras da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

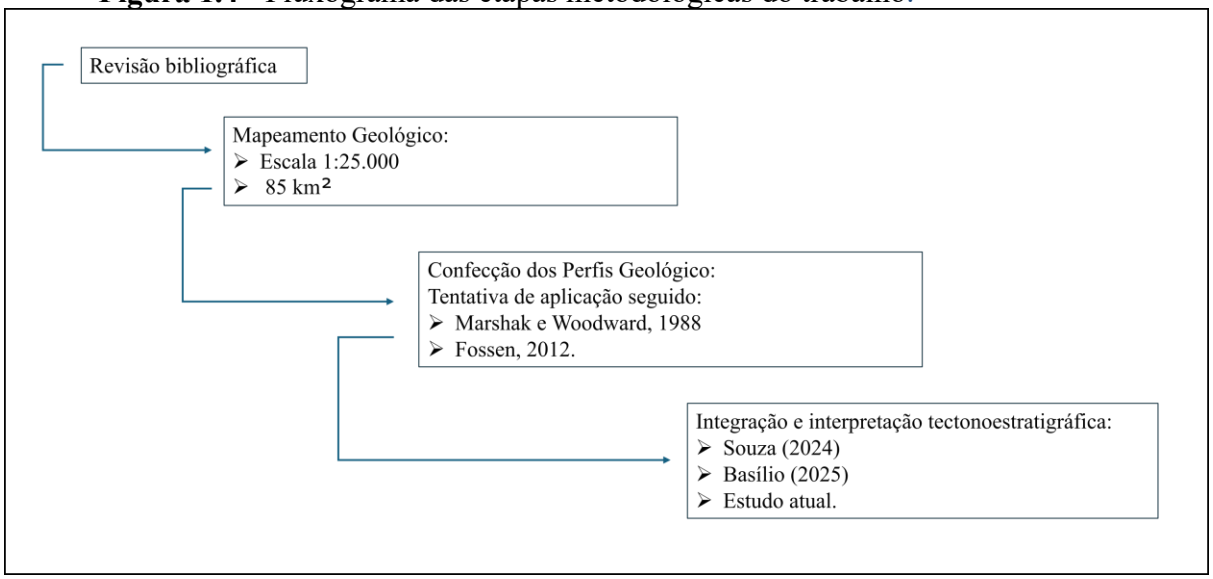
1.4 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é estabelecer o arcabouço estratigráfico e estrutural pré-inversão do Supergrupo Espinhaço, em escala 1:25.000, na porção sul da Serra do Cipó, na região do distrito de Altamira (Nova União, MG). Objetiva-se também promover a integração dos dados obtidos com os modelos estruturais previamente propostos por Souza (2024) e Basílio (2025).

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

A realização deste trabalho foi estruturada em etapas pré-mapeamento, sin-mapeamento e pós-mapeamento geológico de campo, conforme sintetizado no fluxograma metodológico apresentado na (FIG. 1.4).

Figura 1.4 - Fluxograma das etapas metodológicas do trabalho.



Fonte: Elaborado pelo autor.

1.5.1 Revisão Bibliográfica

O desenvolvimento deste trabalho foi acompanhado de uma revisão crítica e contínua de materiais disponíveis na literatura sobre os vários assuntos pertinentes ao projeto, como: (I) local da área de estudo e seu contexto geológico, (II) estado da arte a respeito da geologia relacionada ao Supergrupo Espinhaço Meridional, principalmente na porção sul do Lineamento Bocaina; (III) revisão de métodos de construção e balanceamento de perfis geológicos.

i. A contextualização geotectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental foi baseada em Pedrosa-Soares *et al.* (1998, 2000, 2007, 2008, 2011), Noce *et al.* (2007), Pedrosa-Soares e Alkmim (2011), Alkmim et al. (2017).

ii. A contextualização geológica regional da área de estudo fundamentou-se em Oliveira (1994); Medeiros (2022); Medeiros *et al*. (2024), Souza (2024), Basílio (2025) e Joncew e Campanha (2025).

iii. A construção e o balanceamento dos perfis geológicos em escala 1:25.000 seguiram os conceitos apresentados por Marshak e Woodward (1988) e Fossen (2012).

iv. O embasamento teórico referente à arquitetura estrutural de bacias rifte e mecanismos de sua evolução tectônica baseou-se nos trabalhos de Morley (2002), Kuchle (2010) e Nemčok (2016).

1.5.2 Mapeamento Geológico

Foi realizado mapeamento geológico em escala 1:25.000 de uma área de aproximadamente 85 km², utilizando-se o método de caminhamentos semicontrolados. De posse do mapa geológico, procedeu-se à confecção de dois perfis de direção aproximada W-E, localizados, respectivamente, nas porções norte, centro-sul da área estudada.

Também foram adquiridos, compilados e reinterpretados dados estratigráficos e estruturais previamente levantados na região, obtidos durante a campanha de campo da disciplina Mapeamento Geológico (GEO493_2024_2).

As bases cartográficas utilizadas no mapeamento geológico foram adquiridas gratuitamente nas seguintes bibliotecas: IDE-Sisema, que forneceu informações hidrográficas e limites municipais/federais, além de imagens de satélite do Google (adquiridas em 14/04/2025). Todas as bases foram processadas no software QGIS, versão 3.28.15.

1.5.3 Descrições Macroscópica das Rochas

As descrições macroscópicas de campo e das amostras de mão da sequência metassedimentar levaram em consideração tanto a classificação de rochas sedimentares, devido à presença de estruturas primárias, quanto de rochas metamórficas, devido à recristalização parcial das amostras.

1.5.4 Confecção das Seções Geológicas

A construção das seções geológicas e o posterior balanceamento estrutural constituem etapas fundamentais para a compreensão da geometria de subsuperfície e da evolução tectônica da área de estudo. Para a elaboração dos perfis no estado pré-inversão, foram integrados dados de atitude de acamamento e de foliação coletados em campo, por meio de métodos de projeção geométrica que permitem a extrapolação segura das estruturas em profundidade (Fossen, 2012; Marshak e Woodward, 1988).

Considerando a complexidade técnica envolvida e a necessidade de uma fundamentação teórica específica sobre a restauração de seções em regimes de inversão tectônica, os procedimentos detalhados para o balanceamento serão abordados de forma detalhada no Capítulo 3 (Construção e Restauração de seções geológicas).

1.5.5 Utilização de Inteligência Artificial Generativa

Para a realização do trabalho, foram utilizadas ferramentas de inteligência artificial generativa nas seguintes etapas: i) NotebookLM, utilizado para síntese e fichamento das

referências bibliográficas empregadas neste trabalho, contribuindo para a triagem, organização e sistematização da literatura, de modo a otimizar a etapa de leitura e análise das fontes originais; ii) ChatGPT, utilizado para revisão ortográfica e gramatical do texto, bem como para a revisão e adequação das referências bibliográficas às normas da ABNT, após a utilização do Mendeley.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

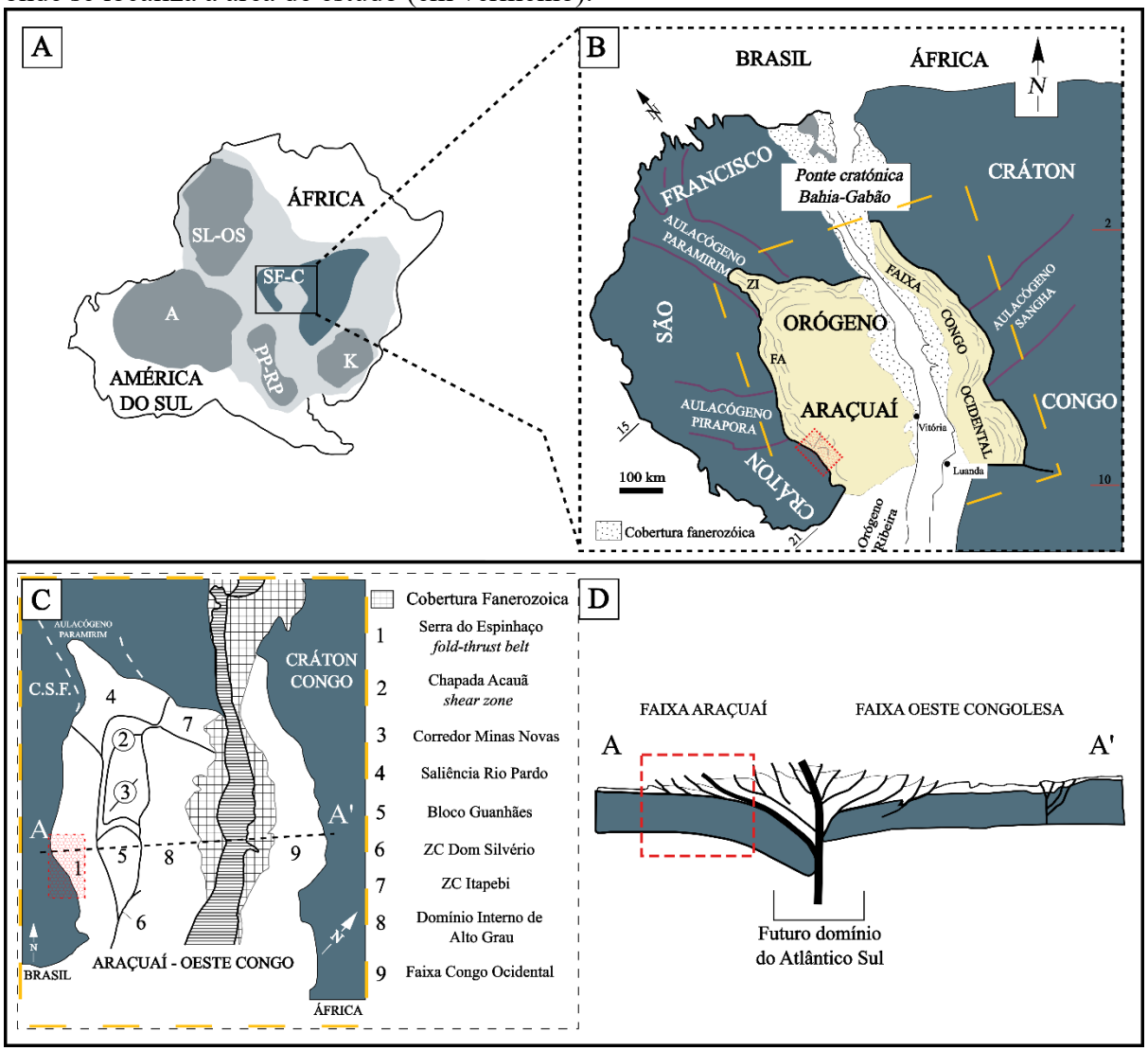
O cinturão epidérmico de dobras e falhas da Serra do Espinhaço Meridional, pertencente ao Orógeno Araçuaí, desenvolveu-se no final do Neoproterozoico como produto da amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental (FIG. 2.1 A) (Alkmim *et al*., 2007; Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2008).

As contrapartes do Orógeno Araçuaí-Oeste do Congo são parcialmente conectadas pela ponte cratônica Bahia-Gabão (FIG. 2.1 B), tornando-o uma peça continental única. Essa unidade teve sua consolidação no Riaciano-Orosiano (~2,0 Ga), permanecendo até a ruptura que deu origem ao oceano Atlântico Sul (Brito Neves e Cordani, 1991; Pedrosa-Soares *et al*., 2001; Porada, 1989; Trompette, 2020). O paleocontinente São Francisco-Congo, atualmente representado pelos crátons homônimos no Brasil e na África, colidiu no limite Ediacarano-Cambriano, resultando na formação do sistema orogênico Araçuaí-Oeste Congo (Alkmim *et al*., 2007; Pedrosa-Soares *et al*., 2008).

Devido ao seu desenvolvimento peculiar, entre dois paleocontinentes que atuaram como uma única peça, esse sistema orogênico foi classificado como um orógeno confinado (FIG. 2.1) (Pedrosa-Soares *et al*., 2001; Rogers e Santosh, 2004). O desenvolvimento do Orógeno Araçuaí-Oeste do Congo foi parcialmente ensiálico, uma vez que há registro de lascas ofiolíticas, arco magmático pré-colisional e rochas graníticas de caráter sin a pós-colisional, indicando consumo de litosfera oceânica ao longo do seu desenvolvimento.

Posteriormente, ocorreu a inversão das bacias Espinhaço e Macaúbas em sua porção meridional (Amaral *et al*., 2020; Gonçalves *et al*., 2014; Gradim *et al*., 2014; Pedrosa-Soares *et al*., 1992, 2008, 2011; Peixoto *et al*., 2015; Queiroga *et al*., 2007; Queiroga, 2010), enquanto o prolongamento setentrional permaneceu restrito a sistemas de rifteamento continental (Alkmim *et al*., 2007; Pedrosa-Soares *et al*., 2007).

Figura 2.1 - Localização do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (A-CO) em relação aos crátons do São Francisco e Congo. A) Reconstrução geográfica do paleocontinente Gondwana. B) Destaque para o cráton São Francisco-Congo. C) Detalhe dos domínios estruturais do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. D) Perfil esquemático do orógeno, evidenciando o front orogênico onde se localiza a área de estudo (em vermelho).



Fonte: Modificado de (Alkmim *et al*., 2007; Pedrosa-Soares *et al*., 2008).

2.2 ESTRATIGRAFIA REGIONAL

2.2.1 Embasamento

O embasamento do Orógeno Araçuaí é constituído por terrenos predominantemente de idade arqueana a paleoproterozoica, cuja consolidação está associada à aglutinação de blocos crustais durante a orogênese paleoproterozoica, entre aproximadamente 2,2 e 2,0 Ga (Noce *et al*., 2007). Esse processo resultou na formação do paleocontinente São Francisco-Congo, interpretado como parte de uma massa continental mais ampla no Paleoproterozoico (Noce *et al*., 2007).

Os núcleos arqueanos desses blocos foram amalgamados ao longo de cinturões orogênicos paleoproterozoicos, como o sistema Itabuna-Salvador-Curaçá no Brasil e o cinturão Eburneano na África, configurando uma ponte cratônica posteriormente retrabalhada durante a Orogenia Brasiliana (Noce *et al*., 2007). No domínio do Orógeno Araçuaí, esse embasamento corresponde a segmentos da margem do Cráton do São Francisco que foram intensamente retrabalhados tectônica e isotopicamente durante eventos neoproterozoicos, resultando na atual configuração do orógeno (Noce *et al*., 2007).

O embasamento é representado por diversos complexos predominantemente ortognáissicos, dentre os quais se destacam os complexos Guanhães, Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira e Juiz de Fora (Noce *et al*., 2007). Os complexos Guanhães e Gouveia registram associação típica de terrenos arqueanos, compostos por gnaisses e migmatitos do tipo TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito), corpos graníticos e sequências do tipo greenstone belt, com idades que podem ultrapassar 2,9 Ga. Essas características são análogas ao arcabouço arqueano do Quadrilátero Ferrífero, indicando uma evolução crustal semelhante (Noce *et al*., 2007).

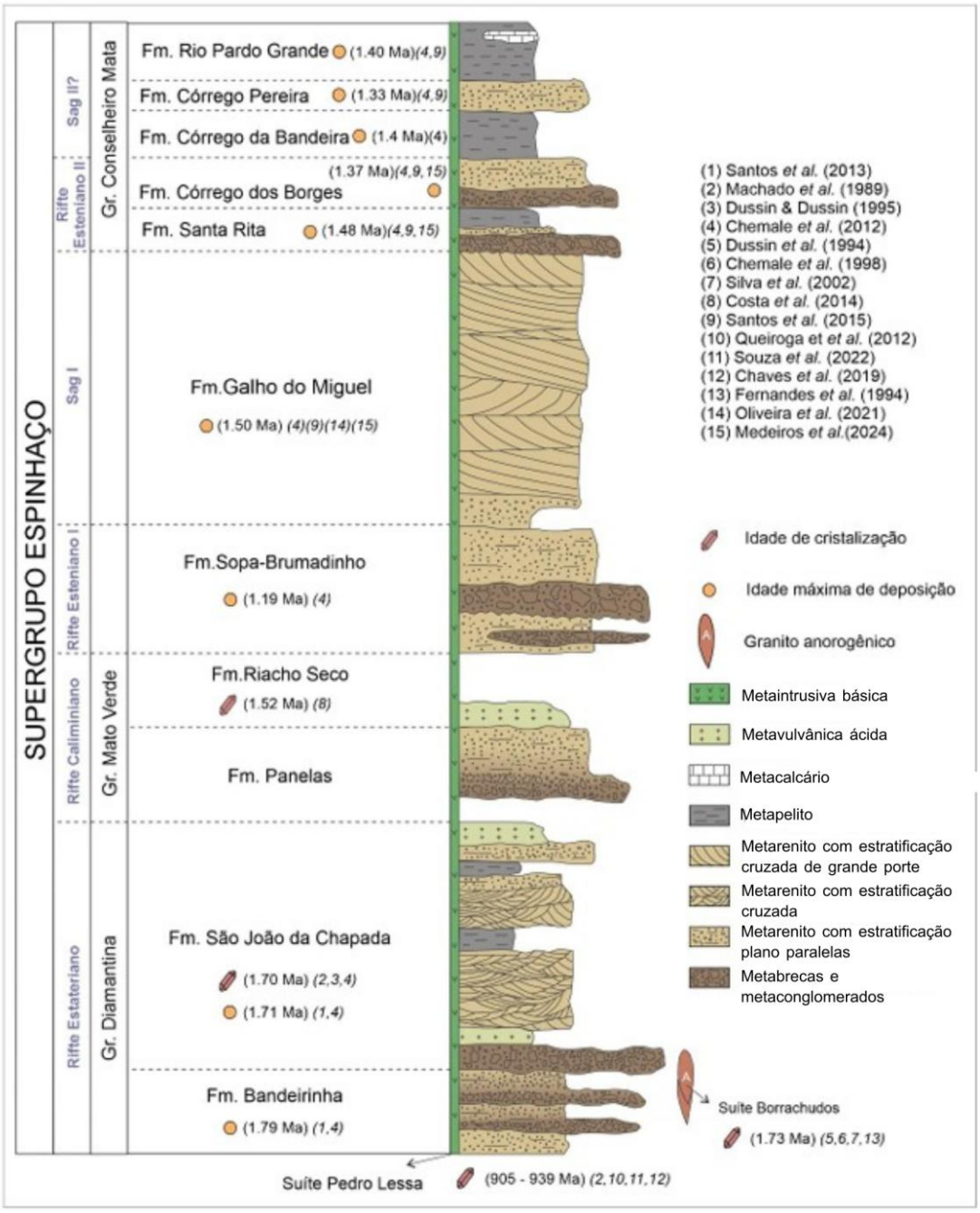
Do ponto de vista geotectônico, o embasamento do Orógeno Araçuaí representa um mosaico de terrenos arqueanos retrabalhados e segmentos paleoproterozoicos acrescionários, posteriormente reorganizados durante a Orogenia Brasiliana. Esse retrabalhamento resultou na compartimentação estrutural do orógeno, com variações no grau metamórfico e na intensidade da deformação entre os domínios interno e externo (Noce *et al*., 2007).

2.2.2 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço (Pflug, 1965; Pflug, 1968) registra múltiplos ciclos de tafrogênese intracontinental desenvolvidos na margem leste do paleocontinente São Francisco-Congo, entre o Estateriano (~1.75 Ga) e o Esteniano (~1.18 Ga). Essa unidade compreende uma sucessão com cerca de 6.000 m de espessura, constituída predominantemente por metarenitos, metapelitos e metaconglomerados, além de uma espessa sequência vulcano-sedimentar e rochas carbonáticas associadas, todas submetidas a um baixo grau metamórfico (Chemale *et al*., 2011; Danderfer *et al*., 2002; Dussin; Dussin, 1995; Martins-Neto, 2000; Medeiros *et al*., 2024; Uhlein, 1991).

Os ciclos deposicionais da bacia Espinhaço têm seu preenchimento caracterizado de maneira descontínua no espaço e no tempo, permitindo sua interpretação como sistema de evolução policíclica (Danderfer *et al*., 2002). A organização estratigráfica dessas unidades, bem como a distribuição dos dados geocronológicos, está sintetizada na (FIG. 2.2).

Figura 2.2 - Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço, com idades geocronológicas.



Fonte: Modificado de Medeiros *et al*., (2024)

2.2.2.1 Rifte Estateriano (~ 1.75 Ga): Evento 1 (E1)

O primeiro pulso extensional registrado no domínio meridional do Supergrupo Espinhaço corresponde ao rifteamento estateriano, representado principalmente pelas formações Bandeirinha e São João da Chapada, integrantes do Grupo Diamantina (Chemale *et al*., 2012; Dussin e Dussin, 1995). A Formação Bandeirinha apresenta cerca de 200 m de espessura, enquanto a Formação São João da Chapada atinge aproximadamente 300 m, sendo ambas constituídas predominantemente por metarenitos, metaconglomerados e metapelitos

associados a sistemas fluviais, cuja arquitetura sedimentar sugere deposição em meio-grábens controlados por falhas normais de alto ângulo (Martins-Neto, 2000; Medeiros *et al*., 2024; Uhlein, 1991).

Variações laterais de espessura e padrões de espessamento sintectônico indicam subsidência diferencial ativa durante a sedimentação, compatível com regime extensional intracontinental (Chemale *et al*., 2012; Medeiros *et al*., 2024).

2.2.2.2 Rifte Caliminiano (~ 1.57 Ga): Evento 2 (E2)

O rifteamento caliminiano está associado às unidades tradicionalmente atribuídas ao Grupo Mato Verde, incluindo as formações Panelas e Riacho Seco. Seu registro está restrito à porção norte da Serra do Espinhaço Meridional, mais precisamente na Serra do Espinhaço Setentrional e na Chapada Diamantina, não tendo registros identificados na porção meridional do Espinhaço (Costa et al., 2014; Knauer *et al*., 2007; Medeiros, 2024; Pedrosa-Soares e Alkmim, 2011). A Formação Panelas, que recobre o embasamento cristalino, é constituída por uma sucessão intercalada de quartzitos e metaconglomerados de caráter aluvial, que gradam lateralmente para quartzitos e metapelitos, sendo interpretada como resultado de sedimentação em ambientes lacustres e marinhos. A Formação Riacho Seco, por sua vez, é composta por metarenitos, metapelitos e rochas metavulcânicas, registrando o evento magmático associado ao rifteamento caliminiano (Danderfer *et al*., 2009).

Datações U-Pb em zircões indicam idades em torno de 1524 ± 6 Ma para essas rochas, interpretadas como a idade mínima de cristalização do vulcanismo ácido associado ao rifteamento Caliminiano (Costa *et al*., 2014).

2.2.2.3 Rifte Esteniano (~ 1.18 Ga): Evento 3 (E3)

O evento Esteniano é representado principalmente pela Formação Sopa-Brumadinho, que ocorreu após um hiato deposicional de aproximadamente 500 Ma e registra a reativação do rifte e a transição para condições de rifte-sag. Essa unidade é caracterizada por uma sucessão de metarenitos grossos, metapelitos, metabrechas e metaconglomerados polimíticos, frequentemente diamantíferos, depositados sob forte controle tectônico (Chemale *et al*., 2012; Martins-Neto, 2000; Medeiros *et al*., 2024).

Essa unidade é interpretada como resultado da deposição em sistemas fluviais entrelaçados e leques aluviais, associados à atividade vulcânica contemporânea (Martins-Neto, 2000).

2.2.2.4 Estágio rifte-Sag da bacia Espinhaço: Evento 4 (E4)

O evento E4 da Bacia Espinhaço corresponde à instalação do Grupo Conselheiro Mata e à deposição da Formação Galho do Miguel, tradicionalmente interpretadas como produtos de um regime de subsidência térmica em bacia do tipo sag intracratônica, caracterizada por ciclos marinhos transgressivos-regressivos e deposição predominantemente siliciclástica a carbonática em ambientes *offshore* a *shoreface* (Chemale *et al*., 2012; Martins-Neto, 2000). Esse estágio marca a transição para condições de menor influência tectônica direta, com ampla distribuição de sedimentos e estabelecimento de uma plataforma marinha relativamente estável.

Entretanto, estudos recentes propõem uma reinterpretação significativa para a base do Grupo Conselheiro Mata. A partir de dados sedimentológicos, estratigráficos e geocronológicos, Medeiros *et al*. (2024) demonstram que as unidades basais, especialmente o Unidade Inferior da Formação Santa Rita, registram deposição em contexto rifte ativo, associado ao preenchimento de um meio-gráben invertido e controlado por tectônica extensional. Esses depósitos incluem sucessões grossas de sistemas aluviais e fluviais que gradam lateralmente para ambientes costeiros e marinhos rasos, evidenciando forte controle tectônico na arquitetura deposicional. Dessa forma, o Grupo Conselheiro Mata registra uma transição progressiva de condições rifte para sag, indicando que a evolução da Bacia Espinhaço foi mais complexa e heterogênea do que previamente proposta, com sobreposição de pulsos extensionais mesmo durante estágios tradicionalmente considerados como subsidência passiva.

2.2.3 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas (FIG. 2.3) constitui o principal registro sedimentar da evolução neoproterozoica da margem do paleocontinente São Francisco- Congo, refletindo a transição de um regime extensional intracontinental para a formação de uma margem passiva associada à abertura de um domínio oceânico precursor do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al*., 1992, 1998, 2011; Souza, 2019; Souza *et al*., 2022).

De acordo com Souza *et al*. (2022), a arquitetura estratigráfica do Grupo Macaúbas é marcada por forte controle tectônico, sendo organizada por três sequências litotectônicas principais, que registram diferentes pulsos de rifteamento, subsidência e evolução paleoambiental da bacia ao longo do Neoproterozoico. Essas sequências são classificadas como:

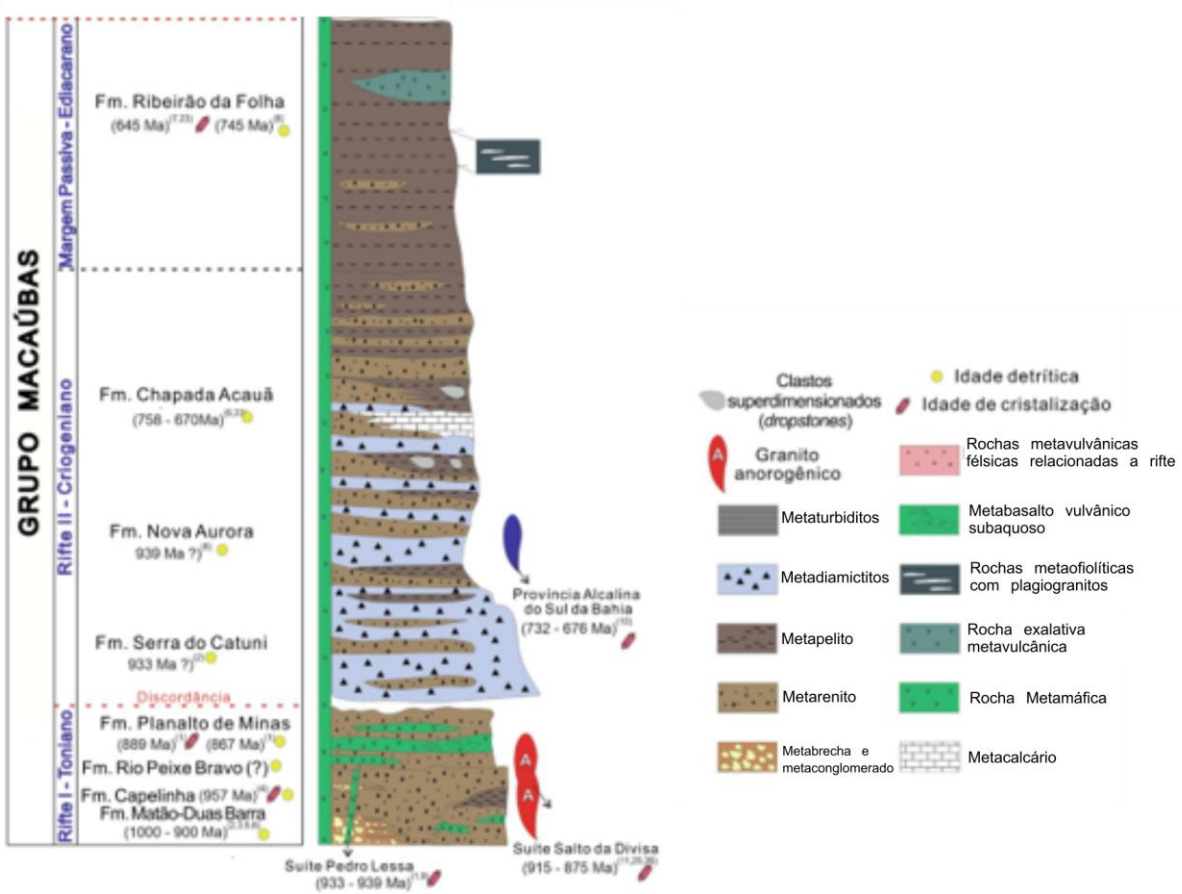
I. Rifte I: O evento registrado no Toniano compreende as sucessões metasedimentares Matão, Duas Barras e Rio Peixe Bravo (Noce *et al*., 2007; Martins *et al*., 2008) além das

sequências metavulcano-sedimentares das formações Capelinha e Planalto de Minas (Castro *et al*., 2019; Souza, 2016). Além disso, apresenta a Suíte máfica Pedro Lessa e a Suíte félsica Salto da Divisa, consideradas como resultado de um magmatismo anorogênico (Chaves *et al*., 2019; Machado *et al*., 1989; Menezes *et al*., 2012; Silva *et al*., 2008; Victoria, 2017;).

II. Rifte II: Pertencente ao Criogeniano, inclui sequências com predominância de metadiamictitos nas formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã inferior, representando um preenchimento de origem glacial (Babinski *et al*., 2012; Kuchenbecker *et al*., 2015).

III. Margem Passiva: A sequência ediacarana representa o estágio de margem passiva até a formação de crosta oceânica (Pedrosa-Soares *et al*., 1992,1998, 2011; Queiroga *et al*., 2007), sendo composta pelas formações Chapada Acauã superior e Ribeirão da Folha, incluindo metapelitos e lascas tectônicas de rochas metamáficas e metaultramáficas ofiolíticas (Amaral *et al*., 2020; Queiroga *et al*., 2006, 2007).

Figura 2.3 - Coluna estratigráfica e dados geocronológicos do Grupo Macaúbas.

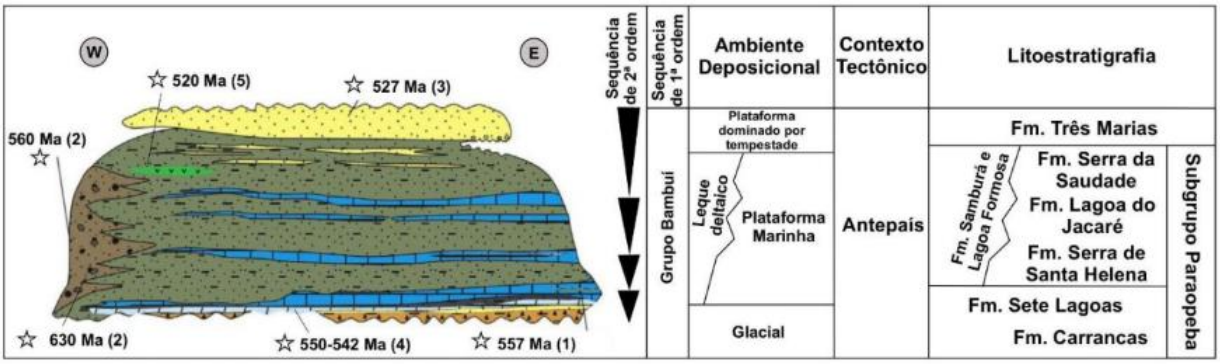


Fonte: Modificado de (Souza *et al*., 2022).

2.2.4 Grupo Bambuí

Por fim, o Grupo Bambuí ocorre como cobertura sedimentar sobre o cráton e como metassedimentos no Orógeno Araçuaí. De forma geral, é composto por metassedimentos carbonáticos e pelíticos associados a depósitos de plataforma marinha estável e de bacia de antepaís (FIG. 2.4) (Martins-Neto *et al*., 2000; Martins *et al*., 2008).

Figura 2.4 - Carta estratigráfica do Grupo Bambuí na bacia São Francisco. 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.



Fonte: Retirado de (Reis e Alkmim, 2015; Rodrigues *et al*., 2021).

O Grupo Bambuí conta com o Subgrupo Paraopeba, onde, na base, têm-se os diamictitos, conglomerados, pelitos e dolomitos da Formação Carrancas, seguido de uma intercalação de carbonatos e pelitos das formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, que gradam a oeste para diamictitos, conglomerados e pelitos das Formações Samburá e Lagoa Formosa, enquanto que, no topo, encontra-se a Formação Três Marias, composta por arenitos feldspáticos e pelitos (Costa e Branco 1961; Braun 1968; Dardenne 1978, 1981; Tavares *et al*., 2020; Medeiros, 2022). Na área de estudo afloram as Formações Serra de Santa Helena e Formação Sete Lagoas, depositadas em ambiente de plataforma marinha.

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL REGIONAL

Por se localizar no limite entre o Cráton do São Francisco e o Orógeno Araçuaí, a região da Serra do Cipó apresenta um arcabouço estrutural resultante da superposição de eventos extensionais paleoproterozoicos a mesoproterozoicos e sua posterior inversão durante o ciclo neoproterozoico brasiliano. Esse evento compressional, com encurtamento aproximadamente de leste para oeste, gerou estruturas de orientação preferencial meridiana, associadas ao

desenvolvimento do sistema de dobras e cavalgamento do Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al*., 2007; Noce *et al*., 1997; Medeiros, 2022; Pedrosa-Soares *et al*., 2007).

Oliveira (1994) indica que a direção estrutural predominante na região é NNW-SSE, estando associada a um evento deformacional progressivo, organizado em duas fases (D_1 e D_2) (TAB. 1), desenvolvido sob regime de cisalhamento simples heterogêneo, responsável pela formação de estruturas vergentes para oeste, promovendo o cavalgamento das rochas do Supergrupo Espinhaço sobre as unidades do Supergrupo São Francisco. A primeira fase deformacional (D_1) é interpretada como resultado de descolamentos inter e intraestratais, nos quais se reconhecem duas famílias de estruturas formadas concomitantemente, evidenciando uma transição causada pelas variações da grande deformação: **(i)** foliações miloníticas (S_n), dobras de cisalhamento (F_m) e lineação de estiramento (L_m), associadas a maiores magnitudes deformacionais; e **(ii)** clivagem (S_1), dobras (F_1) e a lineação de intersecção ($Li = S_0XS_1$), típica de blocos alóctones. A segunda fase (D_2) é caracterizada por megadobras flexurais (F_2) e clivagem axial (S_2), pouco expressiva, afetando as superfícies de descolamento geradas na fase anterior.

Tabela 1 - Resumo dos elementos estruturais por fase de deformação.

Fases progressiva de deformação	*Elementos estruturais gerados*	*Estruturas deformacionais*
D_1	S_m, F_m, L_m, L_1, F_1, $L_{S_0XS_1}$	Descolamentos inter e intra estratais
D_2	F_2, S_2	Falhamentos de empurrão, falhas transcorrentes e estruturais antiformais e sinformais

Fonte: Medeiros, (2022).

A sul do Lineamento Bocaina, Medeiros (2022) e Medeiros *et al*. (2024) propuseram a compartimentação estrutural da área compreendida entre as serras das Caetanas, a oeste, Areias, ao centro e Bandeirinhas, a leste, em Domínios Oeste e Leste, balizados pelo Rio Mascastes:

- **Domínio Oeste** (domínio de dobras): caracterizado por grandes dobras abertas e assimétricas, vergentes para oeste, com preservação de geometrias típicas de encurtamento frontal. Neste domínio, a deformação é predominantemente flexural, com falhas reversas que reativaram estruturas herdadas do período de rifteamento;

- **Domínio Leste** (domínio das falhas): predominam estruturas geradas por cisalhamento, com ocorrência de zonas miloníticas, falhas de empurrão com forte componente de encurtamento e desenvolvimento de foliação penetrativa. Esse estilo está diretamente relacionado à movimentação de cavalgamento vergente para oeste e à presença de duplexes.

O Lineamento do Rio Bocaina está encaixado na falha homônima, de direção EW, interpretada por Oliveira (1994) como uma antiga zona de transferência reativada como uma falha de movimento direcional sinistral de pequeno rejeito. Souza (2024), por meio de balanceamento e restauração de seções, demonstrou que o Lineamento Bocaina possui movimentação nos dois sentidos, sinistral e dextral, além de apresentar componente normal, com o bloco sul na capa. A região ao norte do Lineamento Bocaina sofreu encurtamento significativamente maior que o bloco sul, evidenciando o papel do lineamento Bocaina como elemento ativo durante o estágio de rifteamento continental associado ao Grupo Conselheiro Mata na região da serra do Cipó, conforme proposto por Medeiros *et al*. (2024).

Joncew e Campanha (2025), com base em análise estatística multivariada de idades U-Pb em zircões detríticos, demonstraram que as rochas siliciclásticas pré-Bambuí na Serra do Cipó correlacionam-se fortemente com o Supergrupo Espinhaço (formação Santa Rita e Galho do Miguel), e não com o Grupo Macaúbas ou unidades pré-Espinhaço. Este resultado tem implicações estruturais diretas: redefine o contato cráton-orógeno na região como uma inversão tectônica direta entre a Bacia Espinhaço sobre a Bacia Bambuí, e não como um contato envolvendo o Grupo Macaúbas.

A integração desses dados recentes permite concluir que o arcabouço estrutural da Serra do Cipó é produto da interação entre heranças extensionais mesoproterozoicas (falhas normais, zonas de transferência, meio-grábens) e a deformação compressiva neoproterozoica, que reativou seletivamente essas estruturas. O Lineamento Bocaina emerge como a principal feição compartimentadora, controlando diferenças no estilo, intensidade e encurtamento entre os blocos norte e sul, e influenciando a distribuição e a preservação das unidades estratigráficas.

2.4 A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

Originalmente descrito por Almeida (1977) como a Faixa de Dobramentos Araçuaí, a região situada a sudeste do Cráton do São Francisco integra o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, sistema orogênico de idade Neoproterozoica formado durante a amalgamação do Gondwana Ocidental em que a porção brasileira teria herdado dois terços de todo o edifício

orogênico, incluindo a zona de sutura, o arco magmático e os remanescentes de crosta oceânica (ofiolitos) (Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2008).

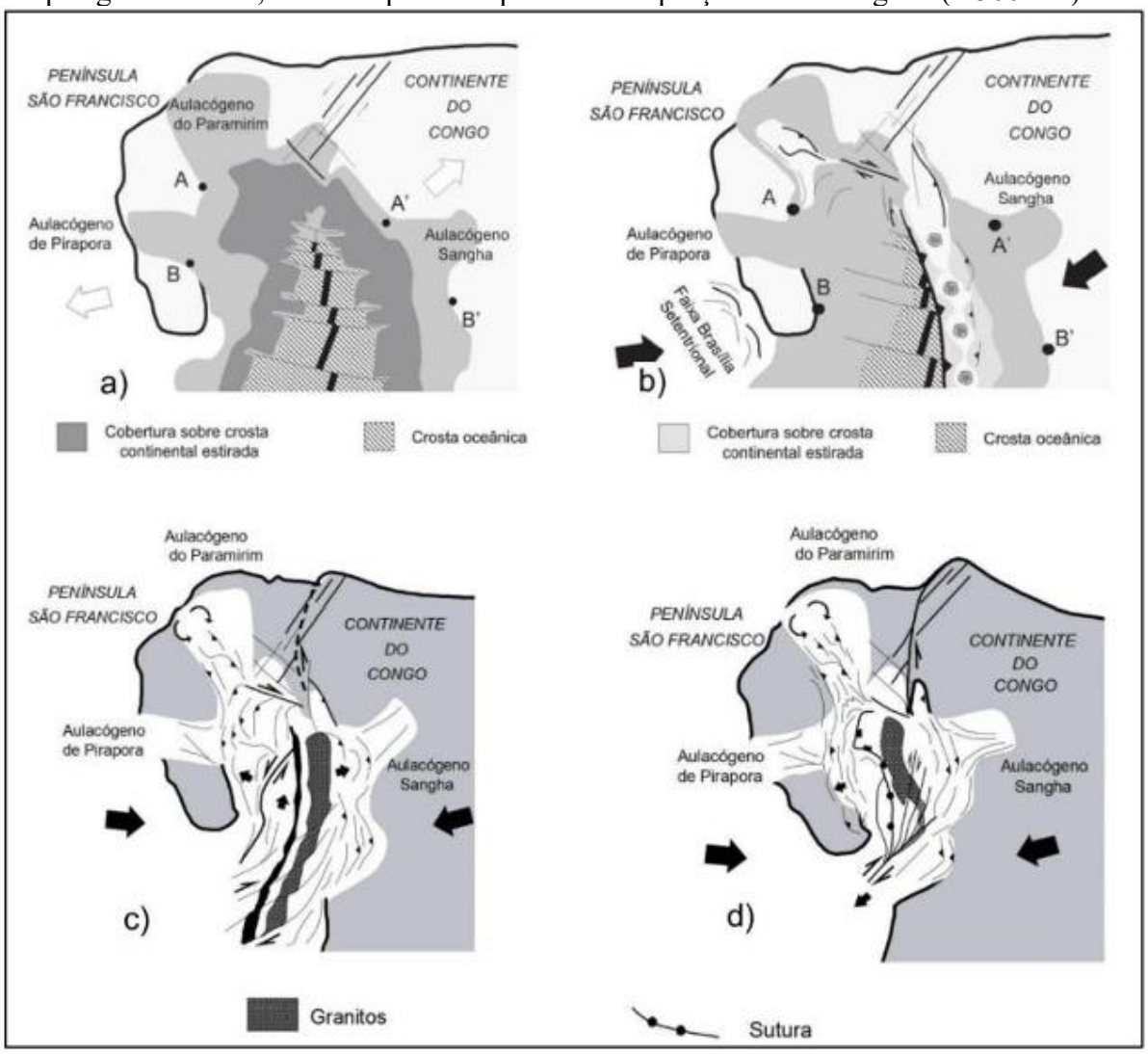
Alkmim *et al*. (2007) propuseram o modelo "Quebra Nozes" para a estruturação do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, levando em consideração a evolução de um orógeno não ensiálico caracterizado pela presença de remanescentes de crosta oceânicas e de um arco magmático pré-colisional (Suíte G1) em seu núcleo. O modelo propõe que a Bacia Macaúbas evoluiu de um rifte continental para um oceano estreito, sendo posteriormente fechado em um ambiente confinado entre blocos cratônicos, no qual o fechamento ocorreu pela rotação anti-horária do Cráton do São Francisco em direção ao Cráton do Congo, comprimindo os registros oceânicos e sedimentares. Como resultado, o orógeno experimentou intenso espessamento crustal, seguindo por escape lateral para o sul e um colapso extensional final, responsável pela geração de grandes corpos graníticos (FIG. 2.4).

Em contrapartida, Brito Neves e Cordani (1991), Fossen *et al*. (2017, 2020) e Cavalcante *et al*. (2019) advogaram que o sistema Araçuaí-Congo Ocidental se desenvolveu em um ambiente predominantemente intracontinental ou ensiálico, sendo gerado pelo adelgaçamento da crosta durante um rifteamento extenso representado pela formação da Bacia Macaúbas, seguido por movimento convergente entre os Crátons do São Francisco e do Congo.

Neste trabalho, adota-se o modelo "Quebra Nozes" (*Nutcracker*) apresentado por Alkmim *et al*. (2007), que subdivide o orógeno em domínios estruturais distintos e define estágios evolutivos principais relacionados à abertura, ao fechamento e ao colapso da bacia precursora.

A evolução tectonoestratigráfica do Orógeno Araçuaí está intrinsecamente ligada à reativação de estruturas herdadas de estágios extensionais prévios, as quais exerceram forte controle sobre a arquitetura e inversão tectônica durante o evento Brasiliano (Danderfer e Dardenne, 2002; Martins-Neto, 2000; Medeiros *et al*., 2024). Nesse contexto, a fase inicial de desenvolvimento da bacia precursora é caracterizada por uma evolução poliistórica e descontínua, associada a sistemas de rifteamento que promoveram a compartimentação do embasamento em blocos tectônicos (altos e baixos estruturais) limitados por falhas regionais brasilianas (Danderfer e Dardenne, 2002). Esses sistemas controlam diretamente a distribuição de fácies e a deposição sedimentar, configurando uma arquitetura típica de bacias rifte-sag com geometrias de "cabeça de boi" (*steer's-head*), conforme discutido por Martins-Neto (2009) e Danderfer e Dardenne (2002). Esse modelo passa por um refinamento pela proposição de múltiplos ciclos tafrogenéticos sobrepostos ao longo do Proterozoico.

Figura 2.5 - Modelo cinemático evolutivo do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. A) Configuração inicial da Bacia Macaúbas e seus contextos tectônicos. B) Fase inicial de convergência das margens da Bacia Macaúbas, com início da tectônica do tipo "Quebra Nozes", caracterizada pelo consumo forçado do assoalho oceânico (~ 600 Ma). C) Estágio colisional, associado ao espessamento crustal e à granitogênese orogênica (~ 560 Ma). D) Estágio pós-colisional de colapso gravitacional, marcado pelo escape lateral da porção sul do orógeno (~ 500 Ma).



Fonte: Alkmim *et al*., (2006, 2007).

A partir dessa configuração inicial, desenvolveu-se uma arquitetura tectonoestratigráfica fortemente condicionada por estruturas herdadas em compartimentação em grábens e horsts que controlam não apenas a espessura, mas também a distribuição lateral das unidades sedimentares. Essa herança estrutural é amplamente reconhecida como um fator determinante na organização das sucessões metassedimentares do domínio externo do orógeno, sendo destacado tanto em modelos de evolução de bacias quanto em sínteses regionais, como as apresentadas por Pedrosa-Soares *et al*. (2008) e Martins-Neto (2005).

O estágio sin-colisional (*ca*. 580-560 Ma) (FIG. 2.4 C) do Orógeno Araçuaí foi marcado pelo clímax da tectônica tangencial, resultando em um severo espessamento crustal e no soerguimento da cadeia montanhosa (Pedrosa-Soares *et al*., 2007). Esse processo promoveu a propagação de frentes de empurrão com vergência centrifuga em direção às zonas cratônicas do São Francisco e do Congo (Pedrosa-Soares *et al*., 2001). No flanco ocidental, essa deformação é representada pelo cinturão de dobras e empurrão da Serras do Espinhaço Meridional (Pedrosa-Soares *et al*., 2007). Durante este estágio, a fusão parcial de uma crosta metassedimentar espessada gerou a Suíte G2, constituída por granitos peraluminosos do tipo S (Pedrosa-Soares *et al*., 2007). Esses granitos, que frequentemente ocorrem em batólitos milonitizados, têm como protólito rochas sedimentares aluminosas da bacia precursora, atualmente representados por complexos paragnáissicos como o Complexo Jequitinhonha (Pedrosa-Soares *et al*., 2007).

A etapa de colapso gravitacional (FIG. 2.4 D), iniciada após o orógeno atingir grandes espessuras e elevado potencial gravitacional, resultou na sobrecarga da crosta aquecida e de baixa resistência (Pedrosa-Soares *et al*., 2007). Esse processo promoveu um fluxo lateral da porção basal e o abatimento das porções superiores da crosta, sendo acomodado por sistemas de zonas de cisalhamento extensionais (normais), como a da Chapada do Acauã (Pedrosa-Soares *et al*., 2007). Durante este estágio pós-colisional, situado entre 520 e 490 Ma, foram geradas as suítes graníticas G4 (leucogranitos tipo S, derivados de fusão parcial crustal) e G5 (granitoides do tipo I, com contribuição mantélica), ambas interpretadas como produtos de fusão por descompressão adiabática decorrente do adelgaçamento crustal (Pedrosa-Soares *et al*., 2007; Heilbron *et al*., 2010).

3 CONSTRUÇÃO E RESTAURAÇÃO DE SEÇÕES GEOLÓGICAS

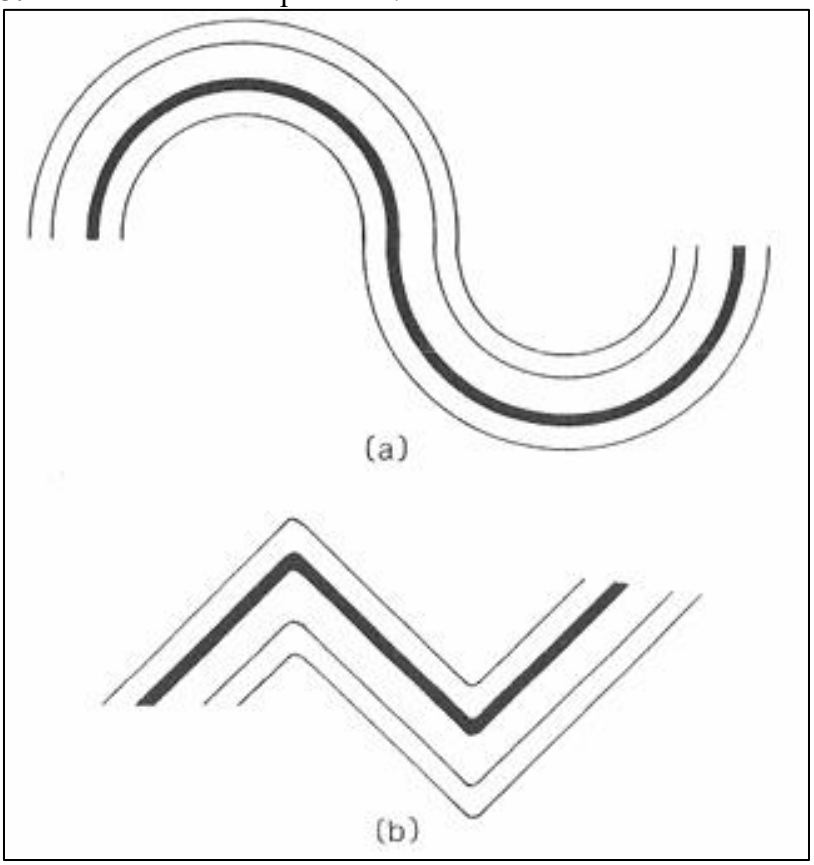
As seções geológicas, construídas preferencialmente em orientações perpendiculares às estruturas da superfície terrestre, têm como objetivo fornecer, a partir de dados combinados, uma imagem esquemática do interior da Terra. Cartas geológicas junto aos seus respectivos perfis geológicos constituem ferramentas importantes para o entendimento sobre as estruturas geológicas de uma área estudada, bem como importantes mecanismos para a comunicação de ideias sobre as estruturas, sua história e potenciais recursos da região (Marshak e Woodward 1988).

Entretanto, as incertezas inerentes a qualquer conjunto de dados geológicos frequentemente permitem múltiplas interpretações para uma mesma área. Nesse contexto, o princípio da parcimônia, conhecido como navalha de Occam, sugere que devem ser privilegiados modelos e explicações mais simples, desde que compatíveis com os dados disponíveis. No âmbito da construção e interpretação de seções geológicas, essa abordagem implica buscar representações que, embora simplificadas, sejam capazes de capturar os aspectos essenciais da deformação, fornecendo informações relevantes sobre a geometria e a evolução estrutural da região estudada (Fossen, 2012)

3.1 MÉTODO DE BUSK

Para auxiliar a construção da forma mais fidedigna possível são frequentemente utilizados dois métodos: Kink e Busk. O método de Kink tem como principal objetivo aplicar-se em dobras do tipo kink, com geometrias angulares, já o método de Busk visa seu uso principal em dobras similares ou suaves, nas quais há aumento na espessura da camada na zona das charneiras e afinamento nos flancos. O método de Busk possibilita a reconstrução de uma seção a partir de dados de atitude adquiridos em superfície ou subsuperfície. A base desse método está na hipótese que a geometria dessas dobras se mantém, independentemente de sua extensão, tangentes a arcos de círculos, adotando uma curvatura regular ao longo de seus eixos (Marshak e Woodward, 1988) (FIG. 3.1).

Figura 3.1 - Estilo de dobras paralelas.



Fonte: Retirado de (Marshak e Woodward, 1988)

Para a construção dos perfis deste trabalho, será utilizado o método de Busk. Segundo Marshak e Woodward (1988), o método de Busk apresenta-se como uma abordagem mais adequada para dobras paralelas, especialmente aquelas com charneiras suaves e arredondadas. Baseia-se na suposição de que as camadas dobradas são tangentes a arcos circulares concêntricos. Considerando como área de estudo aquela representada na (FIG 3.2), a seção geológica é posicionada perpendicularmente ao eixo da dobra, de modo que as atitudes medidas correspondam aos mergulhos verdadeiros das camadas.

I) No perfil topográfico são plotados os dados estruturais obtidos em campo, correspondentes às atitudes medidas nos pontos A, B e C (FIG. 3.2 a);

II) Para cada ponto, traçam-se as retas ortogonais aos planos de acamamento registrados, resultando, por exemplo, nas linhas D e E;

III) A interseção dessas retas ortogonais define o centro de curvatura (ponto O na FIG. 3.2b), parâmetro geométrico fundamental para a aplicação do método;

IV) Adotando-se o pressuposto do método de Busk, de que os traços das camadas dobradas podem ser modelados como segmentos de arco circulares

concêntricos, posiciona-se a ponta seca do compasso no ponto O. A partir desse centro, traça-se:

a) Construção de um arco de circunferência definido de modo que atravesse o ponto A e encontre o raio E no ponto F;

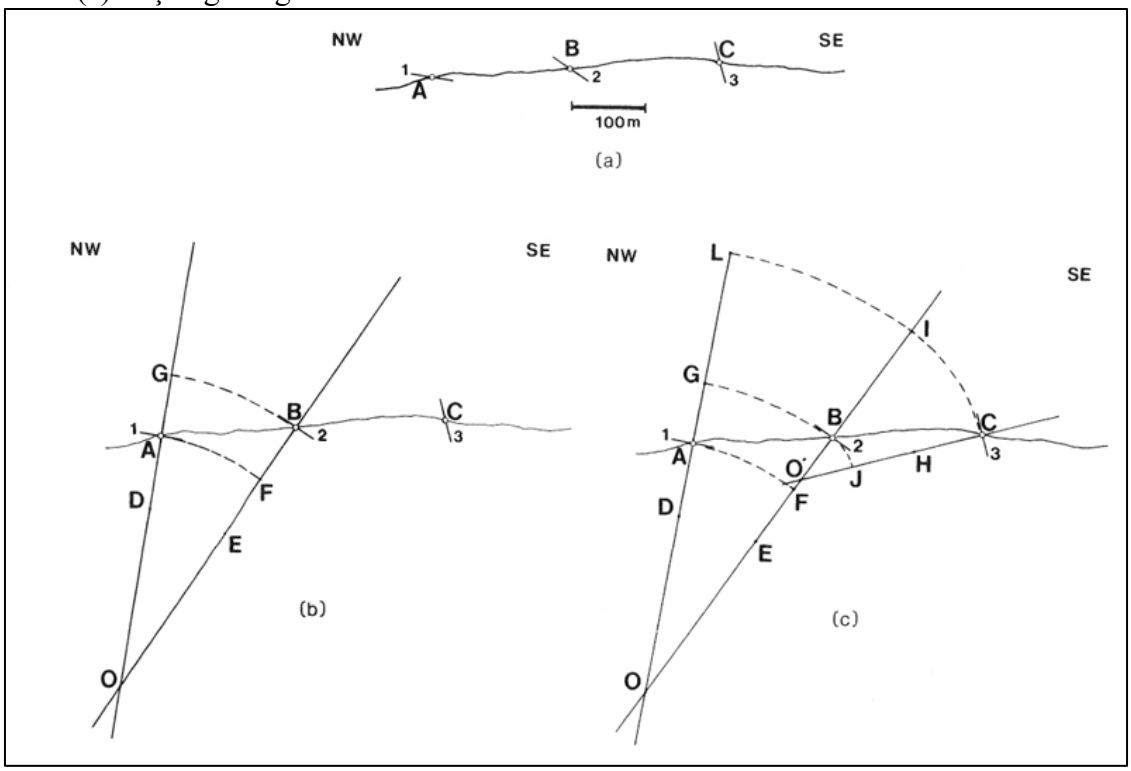
b) Construção de um segundo arco de circunferência traçado a partir do ponto B, de modo a intercepte a extensão do raio D no ponto G.

Os segmentos de arcos AF e GB representam, no plano de seção, os traços reconstruídos das camadas (FIG. 3.2b);

V) Observa-se que os segmentos AF e GB são concêntricos, porém possuem raios distintos, e que os pontos A e B não pertencem ao mesmo arco. Ressalta-se que a extensão dos segmentos deve ser limitada às interseções com os raios D e E, pois as porções externas são controladas por outras medidas de mergulhos obtidas ao longo da seção.;

VI) O mesmo procedimento é repetido para os pontos subsequentes, respeitando a continuidade geométrica definida nas etapas anteriores, como exemplificado para o ponto C (FIG. 3.2c).

Figura 3.2 - Esquema para construção do perfil pelo método de Busk. (a) atitudes A, B e C plotadas ao longo de uma seção geológica. (b) Construção parcial do perfil, pós etapa 4 do método. (c) Seção geológica concluída.



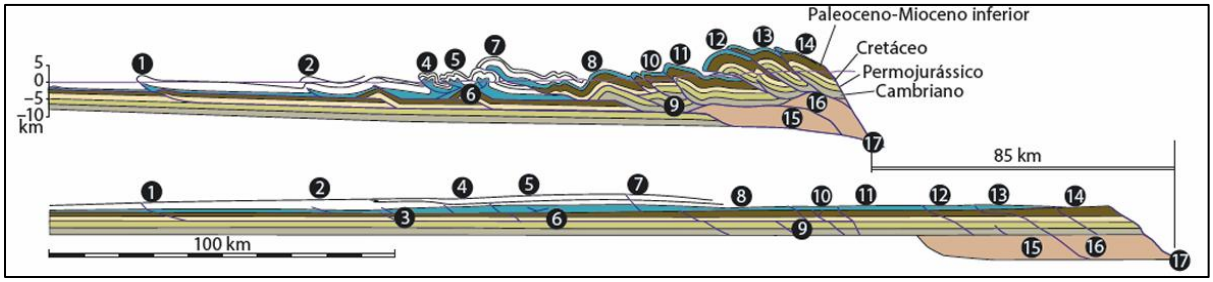
Fonte: Retirado de Marshak e Woodward (1988).

3.2 BALANCEAMENTO E RESTAURAÇÃO DE SEÇÕES

O balanceamento e restauração de uma seção deformada consistem na adequação dos dados geológicos dentro das diversas incertezas que permitem múltiplas interpretações. Nesse contexto, o balanceamento tem como objetivo propor uma solução simples e geologicamente plausível que possibilite a restauração da seção ao seu estado pré-deformacional. Esse procedimento busca validar a interpretação realizada, tanto sob a perspectiva geométrica quanto sob a perspectiva cinemática.

O processo mais simples de restauração de uma seção consiste na reconstrução de uma linha reta, representando o estado original da camada da deformação, conforme ilustrado na (FIG. 3.3).

Figura 3.3 - Seção geológica através do cinturão de dobramentos e cavalgamentos de Zagros, Irã.



Fonte: Retirado de (Fossen, 2012)

Para a aplicação do método de balanceamento e restauração, algumas condições devem ser atendidas, como: **i)** interpretação geológica compatível e coerente com os dados observados; **ii)** campo de deformação caracterizado como plano; **iii)** a seção deve apresentar a vergência do transporte tectônico; **iv)** a escolha do modo de deformação (como cisalhamento vertical, rotação rígida, entre outros) deve ser criteriosa e fundamentada no conhecimento acerca da deformação em um determinado contexto tectônico. O resultado deve ser geologicamente coerente, fundamentado na experiência e corroborado por observações independentes.

4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE ALTAMIRA-MG

4.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

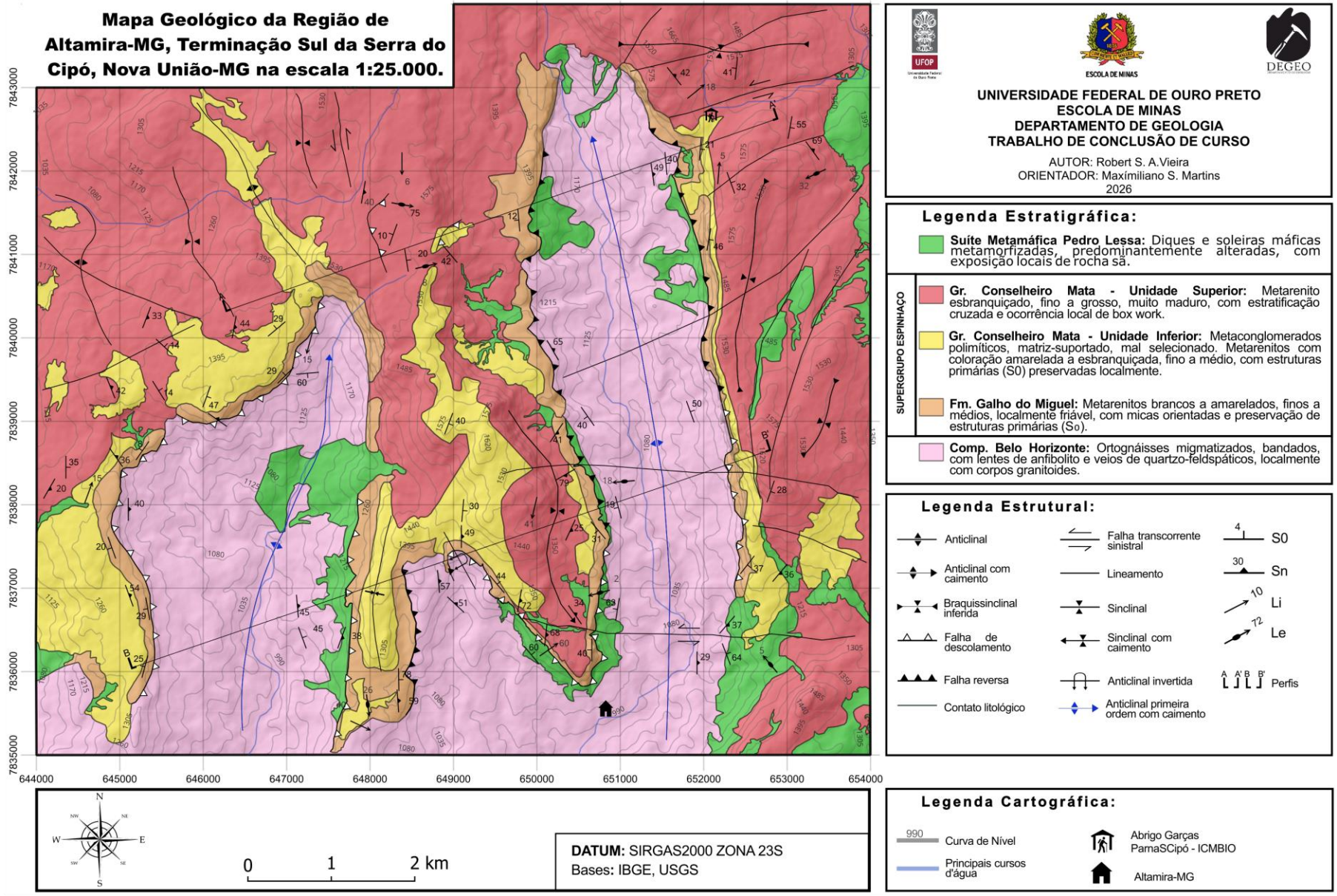
O mapa geológico da área de estudo (FIG 4.1) apresenta dois compartimentos principais: (i) o embasamento arqueano-paleoproterozoico, representado pelo Complexo Belo Horizonte; e (ii) as sucessões supracrustais metassiliciclásticas proterozoicas que repousam diretamente sobre esse embasamento, configurando relações estratigráficas fundamentais para a reconstrução do arcabouço pré-inversão regional.

O Complexo Belo Horizonte é constituído predominantemente por ortognaisses, com ocorrências locais de lentes anfibolíticas, porções migmatíticas e corpos granitoides.

Sobreposta ao Complexo Belo Horizonte, afloram sucessões metassiliciclásticas caracterizadas pela ocorrência do Supergrupo Espinhaço Meridional, materializadas pela Formação Galho do Miguel e pelo Grupo Conselheiro Mata, individualizado nas unidades informalmente designadas Inferior e Superior mediante correlação com as discordâncias regionais propostas por Medeiros *et al*. (2024).

Essas sucessões metassiliciclásticas registram um metamorfismo em fácies xisto verde, sendo possível observar texturas e estruturas sedimentares primárias. O contato entre o Complexo Belo Horizonte e as unidades metassedimentares define o datum estratigráfico de base e representa a superfície-chave utilizada para as reconstruções do arcabouço pré-inversão da área.

Figura 4.1 - Mapa Geológico da Região de Altamira-MG (Nova União-MG), na escala 1:25.000.

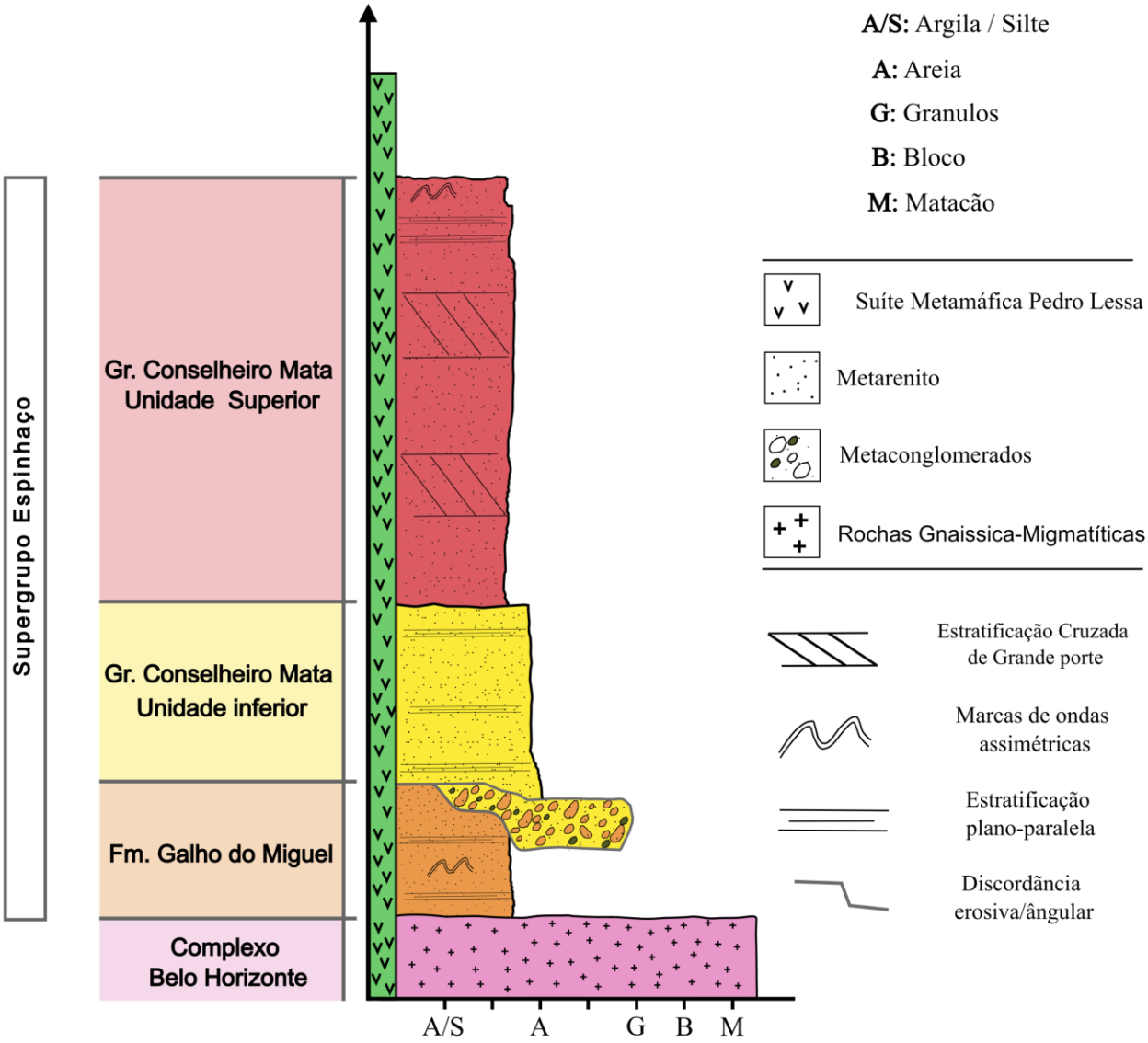


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2 ESTRATIGRAFIA

O arcabouço estratigráfico da área de estudo encontra-se sintetizado pela coluna estratigráfica esquemática da (FIG. 4.2).

Figura 4.2 - Coluna estratigráfica da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.1 Complexo Belo Horizonte

O Complexo Belo Horizonte recobre cerca de 35,7% da área total mapeada (FIG. 4.1), ocorrendo no intervalo altimétrico de 1.150 a 1.300 m. Em imagem aérea apresenta baixa rugosidade e vegetação relativamente densa. As exposições de rocha sã são limitadas a drenagens e a blocos soltos que ocorrem em meio aos solos de alteração da unidade.

Conforme descrito por Santos *et al*. (2025), o Complexo Belo Horizonte na região de Altamira é constituído predominantemente por ortognaisses migmatizados, com lentes de anfibolito, venulações quartzo-feldspáticas e corpos granitoides associados à fusão parcial. O ortognaisse apresenta composição mineralógica dominada por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e hornblenda, sendo classificado como hornblenda-biotita ortognaisse.

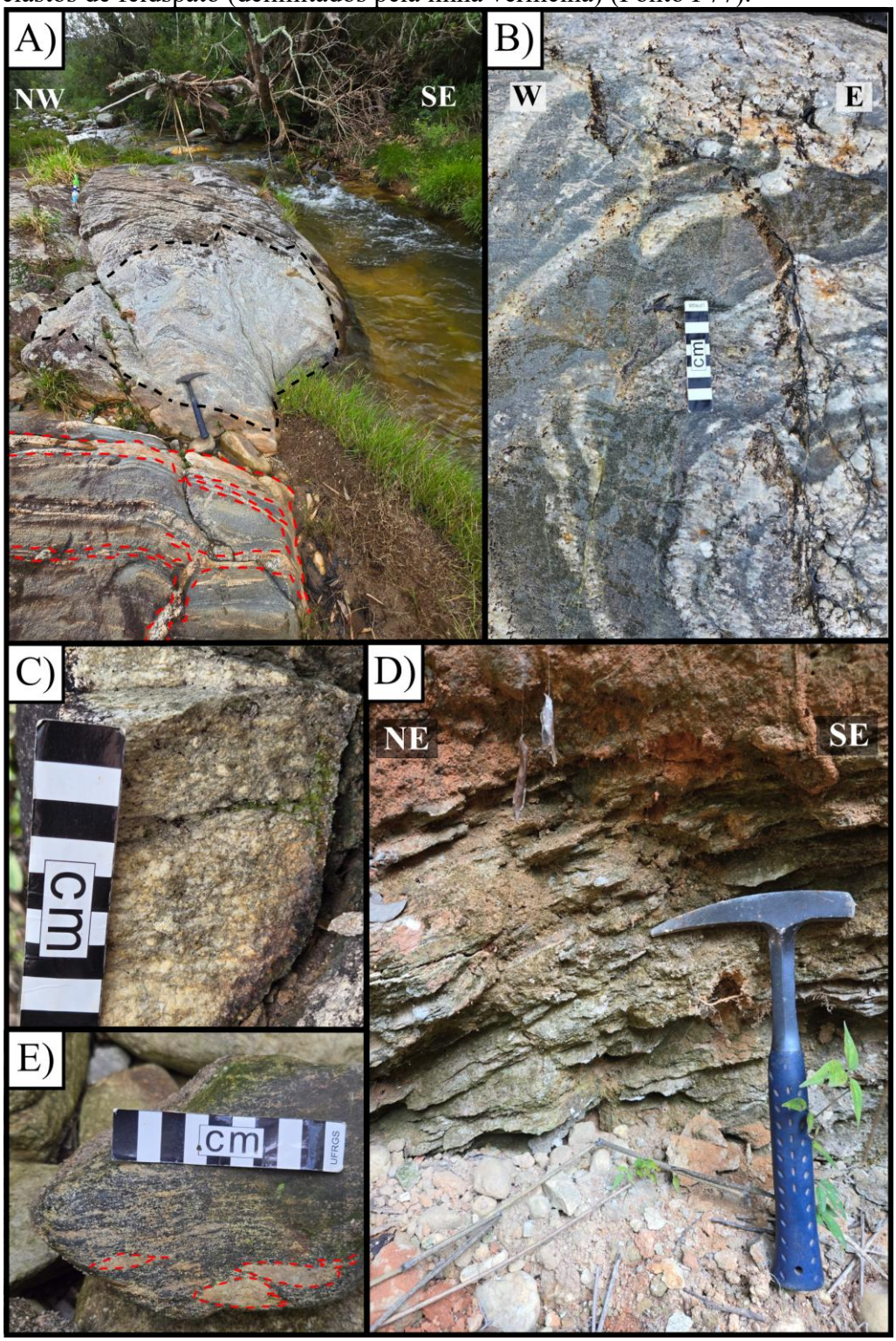
Os anfibolitos, constituídos principalmente por hornblenda e plagioclásio, ocorrem como lentes foliadas ou bandadas.

Os granitoides são leucocráticos e inequigranulares, compostos por quartzo, feldspato e biotita ± hornblenda, apresentando localmente porfiroclastos de feldspato (FIG. 4.3C e E). Em vários afloramentos, observam-se evidências de migmatização e fusão parcial do ortognaisse, com formação de bolsões e venulações quartzo-feldspáticas (FIG. 4.3A e B).

Em um dos afloramentos estudados foi observado um ortognaisse migmatítico com neossoma e paleossoma bem definidos (FIG. 4.3B), no qual o leucossoma é composto por quartzo e feldspato, enquanto o melanossoma composto por hornblenda e biotita.

Em campo, o solo rosado e caulinizado nas partes baixas dos vales é um importante indicativo da presença de ortognaisse, sendo possível observar, no saprólito, bandamento gnaíssico e porções graníticas preservadas (FIG. 4.3D).

Figura 4.3 - Características das rochas presentes do Complexo Belo Horizonte em Altamira-MG. A) Granitoide de granulação grossa (demarcado pela linha pontilhada preta) em bolsão félsico, com fusão parcial evidenciada por venulações quartzo-feldspáticas (demarcado em vermelho), paralelas e cortando os anfibolitos e ortognaisse na porção noroeste do afloramento (Ponto P33). B) Estruturas do tipo *schollen* e dobras em migmatitos (Ponto P89). C) Granitoide foliado de granulação grossa (Ponto P89). D) Biotita ortognaisse caulinizado, com bandamento gnáissico de direção NE/SW e mergulho para SW (Ponto P77). E) Anfibolito com porfiroclastos de feldspato (delimitados pela linha vermelha) (Ponto P77).



Fonte: (A, D) autor; (B, C, E) acervo da turma T33.

4.2.2 Supergrupo Espinhaço Meridional

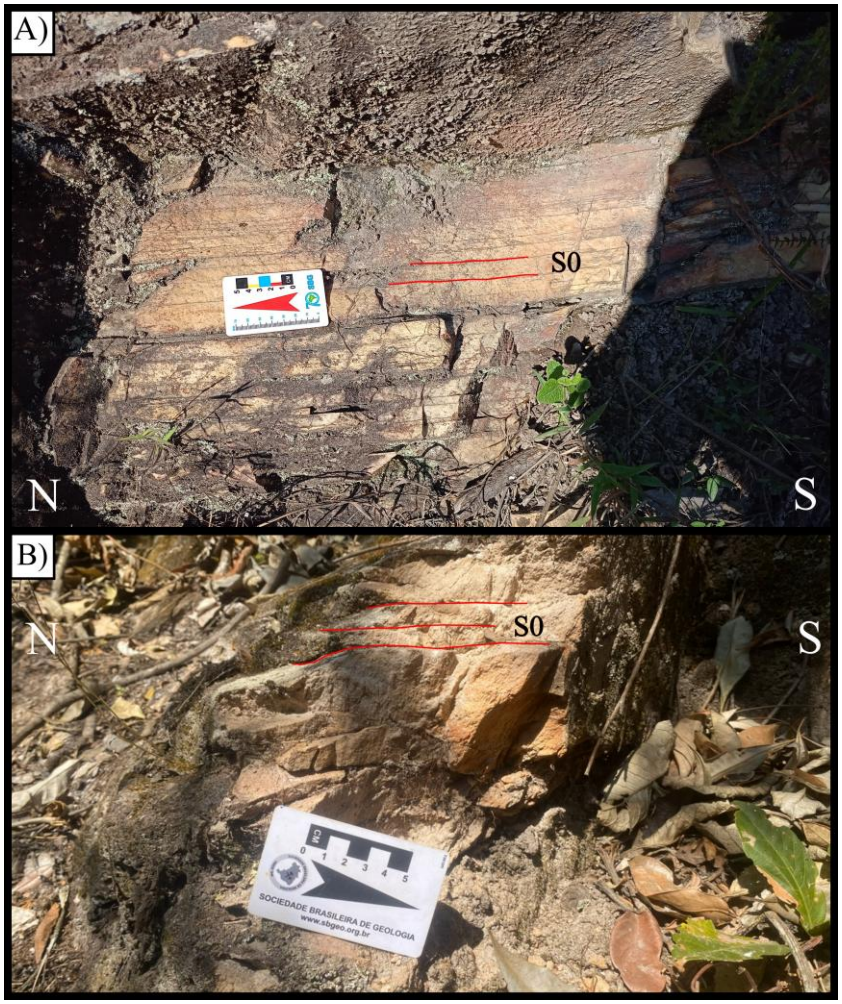
4.2.2.1 Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel constitui a primeira unidade metassedimentar reconhecida na área mapeada, recobrindo aproximadamente 6,5% da área de estudo. Encontra-se diretamente sobreposta ao Complexo Belo Horizonte e é formada predominantemente por metarenitos (FIG. 4.1).

Os metarenitos apresentam coloração branca a tons amarelados (FIG. 4.4B). Apresentam textura inequigranular, granulometria variando de areia fina a média e grãos esféricos, subarredondados a arredondados, sendo localmente friáveis. Mineralogicamente, são constituídos predominantemente por quartzo (≥ 95%), muscovita (5%).

Em alguns afloramentos são preservadas estruturas primárias (S_0), representadas por estratificação plano-paralela de pequeno porte (FIG. 4.4A e B).

Figura 4.4 - Estruturas primárias (S_0), destacadas em vermelho, preservadas nos metarenitos da Fm. Galho do Miguel. (A) e (B) Diferentes afloramentos orientados aproximadamente na direção Norte -Sul.



Fonte: Elaborado pelo autor.

O contato basal da unidade com o Complexo Belo Horizonte é abrupto e de natureza tectônica, enquanto o contato de topo também é abrupto, marcando o limite com a unidade sobrejacente.

4.2.2.2 Grupo Conselheiro Mata - Unidade Inferior

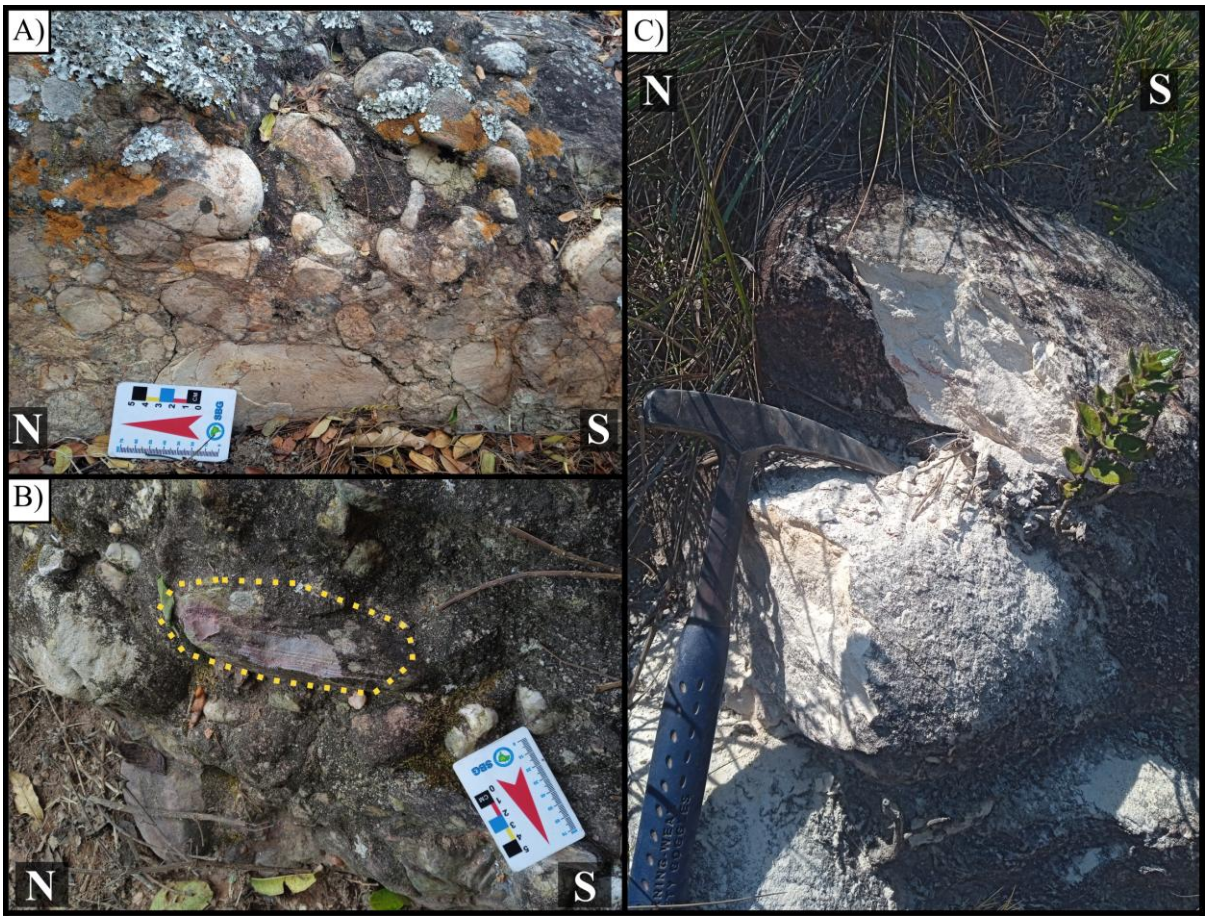
Esta unidade recobre cerca de 12,3% da área mapeada e é composta por um pacote metassedimentar com características composicionais e texturais variáveis, localmente, lentes de metaconglomerado na base (FIG. 4.1).

As lentes de metaconglomerado apresentam coloração acinzentada a amarelada e são sustentadas pela matriz (FIG. 4.5A). Os clastos são polimíticos e texturalmente imaturos, enquanto a matriz foliada é composta por quartzo, mica e grânulos dispersos de feldspatos. Entre os clastos destacam-se fragmentos de metarenitos, quartzo fumê, quartzo esbranquiçado oriundos de veios e formação ferrífera bandada (FIG. 4.5B), variando de grânulo e bloco e apresentando baixo grau de arredondamento.

As lentes de metaconglomerado ocorrem frequentemente associadas a falhas reversas no contato com o Complexo Belo Horizonte, possuindo contato brusco com o pacote de metarenitos sobrejacente.

Os metarenitos que ocorrem majoritariamente na unidade apresentam coloração amarelada a esbranquiçada, variando de friáveis a moderadamente coesos (FIG. 4.5C). Possuem granulometria variando em areia fina a média, são constituídos predominantemente por quartzo, com sericita subordinada, e preservam localmente estruturas sedimentares primárias (S_0), representadas por laminação plano-paralela de espessura milimétrica a centimétrica.

Figura 4.5 - Características litológicas do Gr. Conselheiro Mata - Unidade Inferior. (A) Lente de metaconglomerados polimítico matriz-suportados. (B) Detalhe dos clastos de Formação Ferrífera Bandada (delimitado em amarelo) presente no metaconglomerado. (C) Afloramento de metarenito friável.



Fonte: Acervo de fotos turma T33.

4.2.2.3 Grupo Conselheiro Mata - Unidade Superior

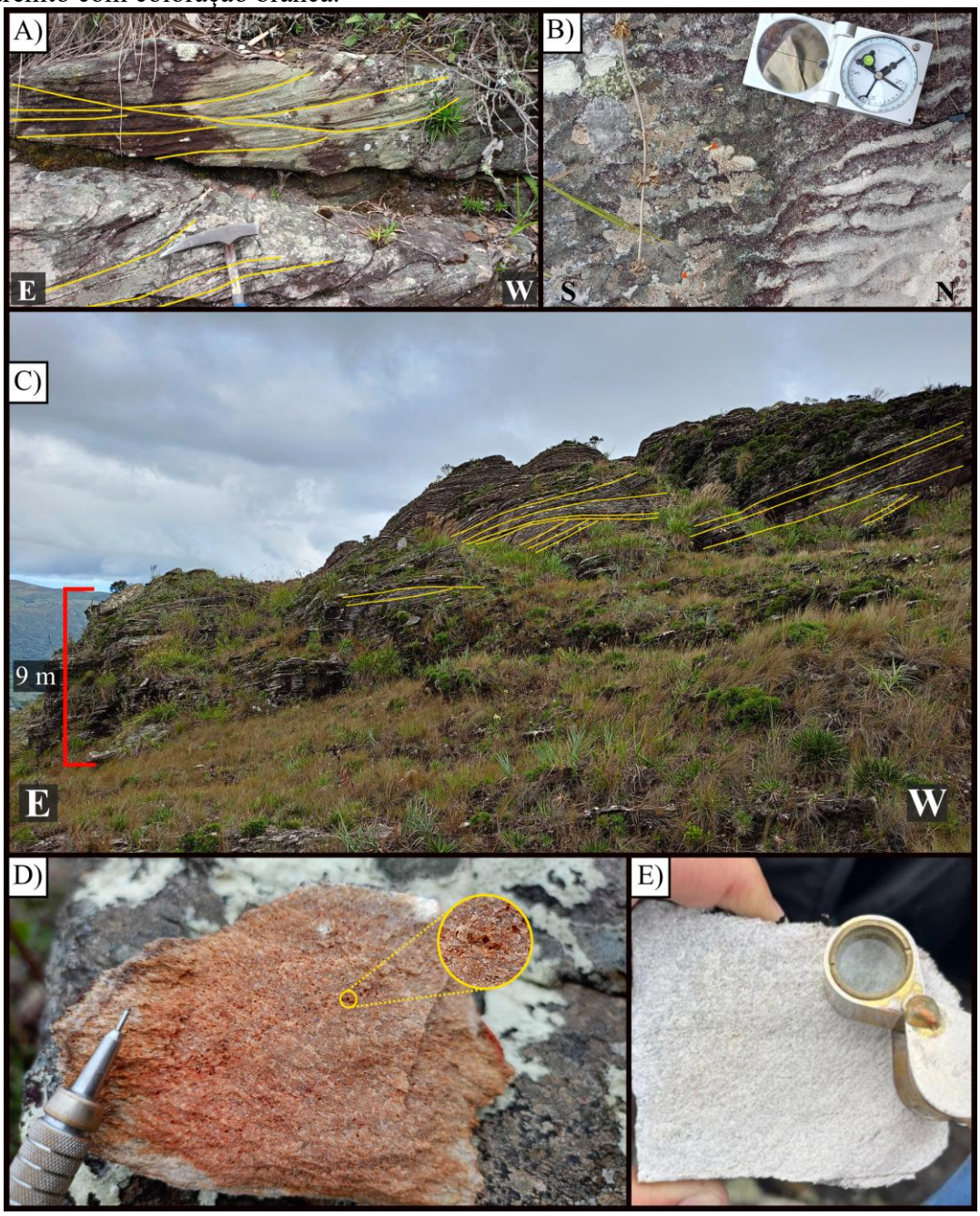
O Grupo Conselheiro Mata – Unidade Superior recobre aproximadamente 41,4% da área estudada e é constituído por um espesso pacote de metarenitos (FIG. 4.1).

Os metarenitos apresentam coloração predominantemente esbranquiçada, com variações avermelhadas a alaranjadas na porção basal da unidade (FIG. 4.6D), tornando-se mais homogêneos e esbranquiçados em direção ao topo da sucessão (FIG. 4.6E). A granulometria varia de areia fina a grossa, sendo observados localmente grãos de quartzo alongados, associados à recristalização. A unidade apresenta elevada maturidade composicional, sendo constituída predominantemente por quartzo (≥ 94%) e sericita (≤6%).

Os metarenitos preservam diversas estruturas sedimentares primárias (S_0), incluindo estratificação cruzada acanalada (FIG. 4.6A), marcas de ondas (FIG. 4.6B) e estratificações cruzadas tabulares de médio a grande porte (FIG. 4.6C).

Na base da unidade ocorrem estruturas do tipo *boxwork* (FIG. 4.6D), associadas a pseudomorfos de sulfetos (pirita), sugerindo a atuação de processos hidrotermais localizados. Em direção ao topo da sucessão estratigráfica, essas estruturas tornam-se progressivamente mais raras, acompanhando o aumento da maturidade composicional e a diminuição da granulometria dos metarenitos.

Figura 4.6 - Características litológicas do Gp. Conselheiro Mata - Unidade Superior. (A) Estratificação cruzada acanalada. (B) Marcas de ondas. (C) Estratificação cruzada de grande porte. (D) Metarenito avermelhado, com destaque para estruturas do tipo *boxwork*. (E) Metarenito com coloração branca.



Fonte: (A, C, D) acervo do autor; (B, E) acervo da turma T33.

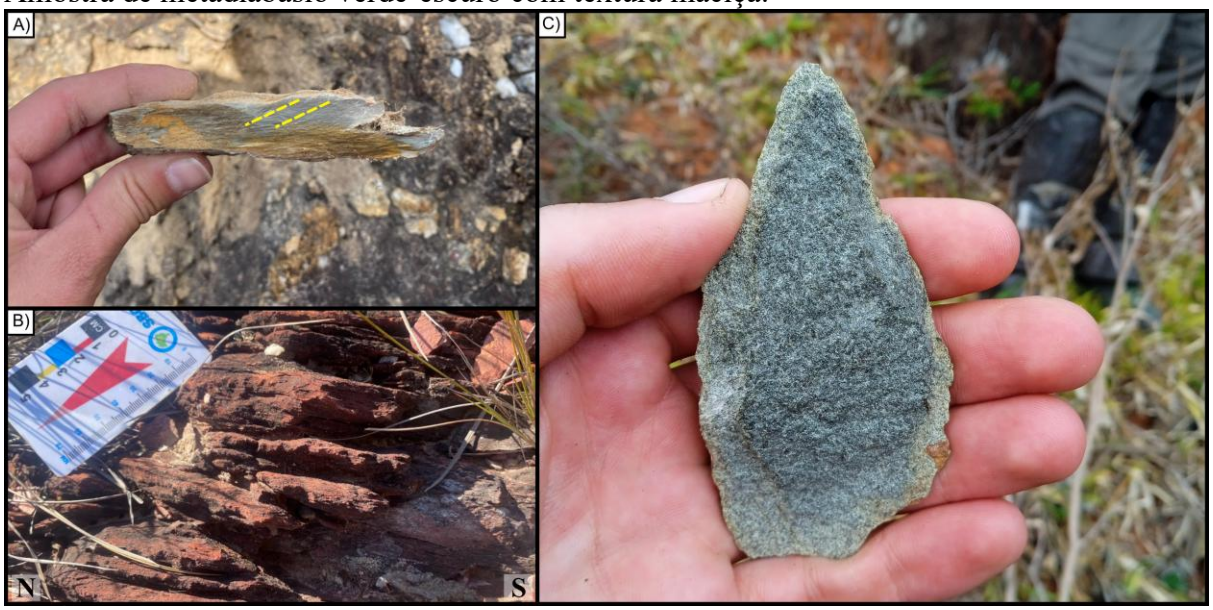
4.2.3 Suíte Metamáfica Pedro Lessa

A Suíte Metamáfica Pedro Lessa ocupa cerca de 4,2% da área mapeada e corresponde a intrusões máficas metamorfizadas que cortam diferentes unidades litoestratigráficas, ocorrendo sob a forma de diques e soleiras (FIG. 4.7).

Os solos desenvolvidos a partir do intemperismo dessas rochas apresentam textura argilosa e coloração que varia de tons alaranjados a avermelhados, com tonalidades localmente cinza-esverdeadas (FIG. 4.7 A e B).

Os afloramentos da Suíte Metamáfica Pedro Lessa apresentam grau de alteração variável. Embora parte das exposições esteja intensamente intemperizada, alguns afloramentos preservam feições mineralógicas. As rochas são representadas por metadiabásios de coloração verde-escura, granulação fina e textura predominantemente maciça, localmente exibindo foliação incipiente (FIG. 4.7C). Em amostra de mão, observam-se cristais de plagioclásio e piroxênio parcialmente alterados, preservando características compatíveis com o metamorfismo de baixo grau que afetou a unidade.

Figura 4.7 - Aspectos de alteração e variação cromática do metadiabásio da Suíte Magmática Pedro Lessa. (A) Rocha alterada, apresentando coloração variando de cinza-esverdeado a laranja, com estruturas de S_1 preservadas. (B) Rocha alterada, com coloração avermelhada. C) Amostra de metadiabásio verde-escuro com textura maciça.



Fonte: Acervo turma T33.

4.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL LOCAL

Levando-se em consideração a área abrangida e a escala de mapeamento, o arcabouço estrutural da região de Altamira é formado por dobras de primeira e de segunda ordem que

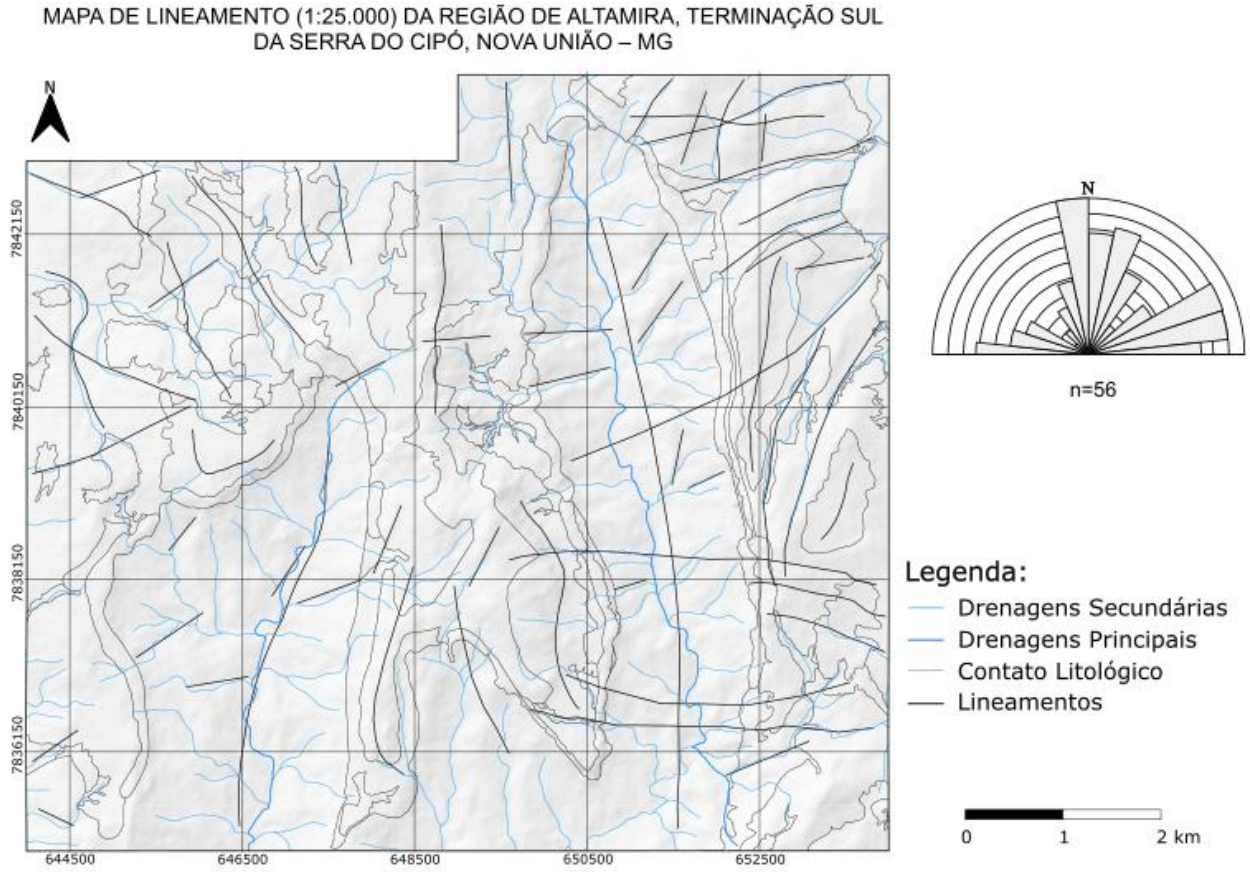
afetam a cobertura proterozoica, estando associadas à propagação, predominantemente para oeste (algumas falhas com vergência oposta também foram observadas), de falhas de descolamento basal e/ou reversas que marcam o contato entre as rochas do Complexo Belo Horizonte e as do Supergrupo Espinhaço. Os dobramentos de primeira ordem são representados pelas anticlinais do rio Preto, a leste, e do ribeirão da Prata, a oeste, tendo a sinclinal da serra de Altamira ao centro. A terminação meridional desta última é desmembrada por dobras de segunda ordem, na forma das sinclinais do Morro do Cruzeiro e do Morro do Camelo, interpostas pela anticlinal do córrego Fundo. Esta estruturação é cortada por lineamentos de direção aproximada EW, muitas vezes com indicação de movimento, denotando falhas direcionais com movimentação anti-horária e horária.

Os dobramentos de primeira e de segunda ordem possuem direção meridiana, com caimento suave dos eixos predominantemente para NNE, e subordinadamente para SSW. No contato entre as rochas do Complexo Belo Horizonte e as do Supergrupo Espinhaço, assim como em zonas de falhas interestratais ao último, a foliação possui caráter milonítica, sendo plano axial aos dobramentos que afetam a cobertura. As exposições do Complexo Belo Horizonte ao longo da área constituem a expressão morfoestrutural da erosão das culminações anticlinais, ao passo que os domínios serranos se associam às depressões sinformais.

4.3.1 Lineamentos Morfoestruturais

A análise dos lineamentos morfoestruturais foi extraída por meio de fotointerpretação de imagem *raster* na escala 1:25.000 (FIG. 4.8), sendo sintetizada no diagrama de rosetas gerado partir de 56 lineamentos, o qual evidencia um padrão estrutural bem definido, caracterizado por duas direções principais de alinhamentos, apresentando entre si um ângulo de aproximadamente 45º a 60º. A família dominante apresenta orientação NNW-SSE a NE-SW, enquanto o segundo conjunto orienta-se segundo E-W a ENE-WSW.

Figura 4.8 - Mapa de Lineamentos da região estudada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

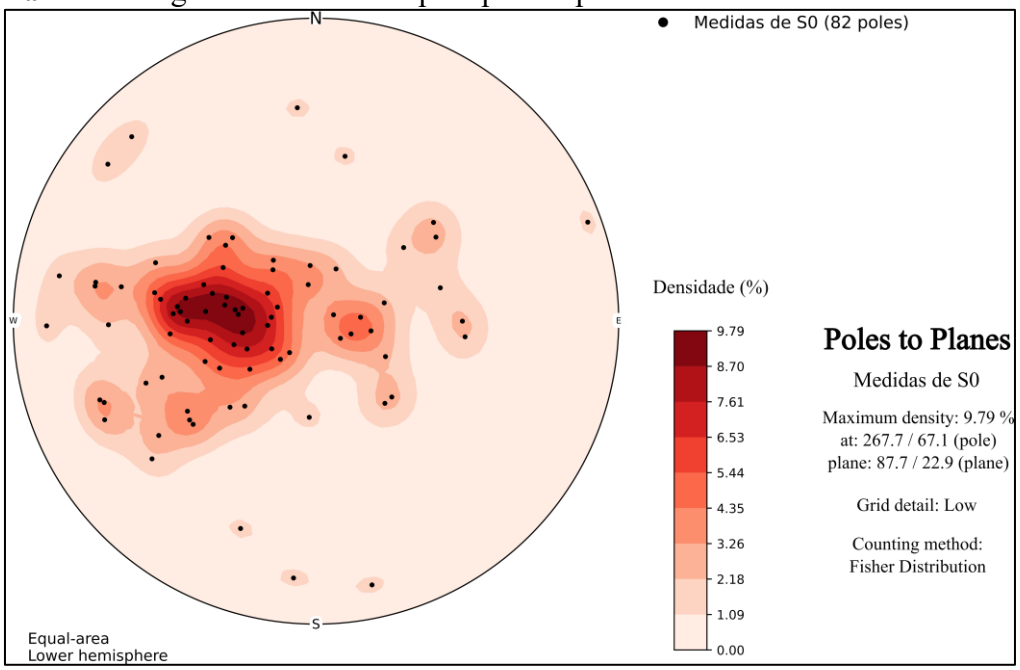
4.4 ANÁLISE DESCRITIVA E CINEMÁTICA DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS

4.4.1 Acamamento Sedimentar (S_0)

O acamamento sedimentar (S_0) encontra-se bem preservado nas unidades metareníticas, sendo facilmente reconhecido pelos planos de estratificações cruzadas e pelas variações granulométricas e/ou composicionais.

A projeção estereográfica polar de 82 medidas de S_0 apresenta concentração polar máxima em 268/67, equivalente ao plano 88/23 (N02E/23ºSE) (FIG. 4.9).

Figura 4.9 - Estereograma de contorno para pontos polares do acamamento sedimentar.

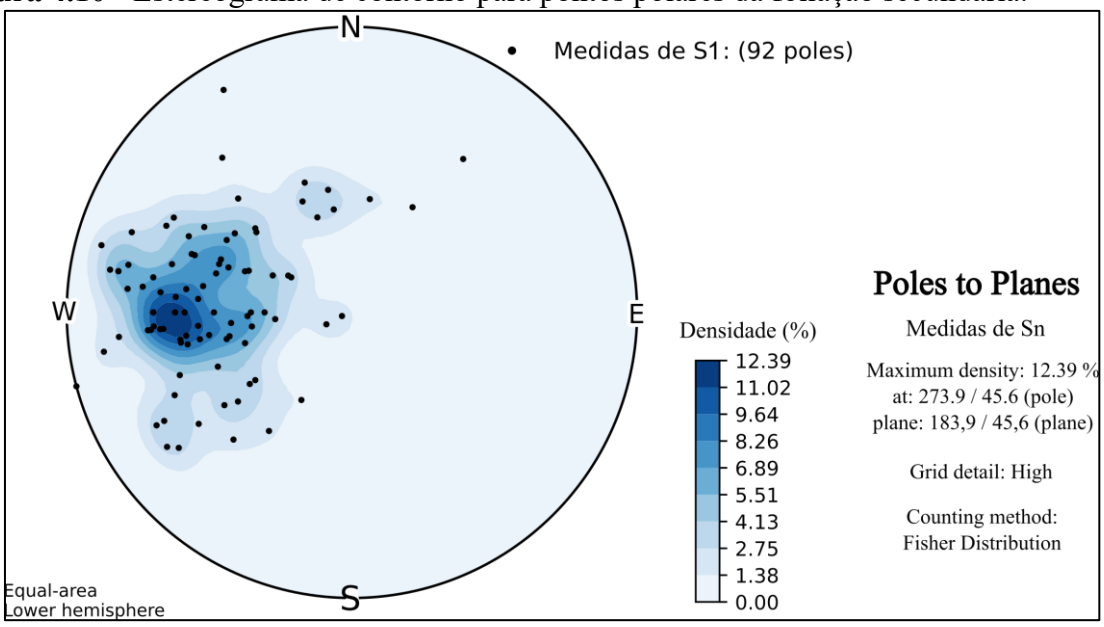


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.4.2 Foliação S1 (Clivagem Contínua)

A Foliação (S_1), classificada como clivagem contínua (Powell, 1979), é desenvolvida pela orientação preferencial de minerais micáceos, ocorre nos metassedimentos mais finos e nos níveis metareníticos micáceos, constituindo a principal estrutura planar de origem tectônica observada na área. A análise estereográfica das 92 medidas de S_1 (FIG. 4.10) revela concentração polar máxima em 274/46, correspondendo ao plano 94/44 (N04E/44ºSE).

Figura 4.10 - Estereograma de contorno para pontos polares da foliação secundária.

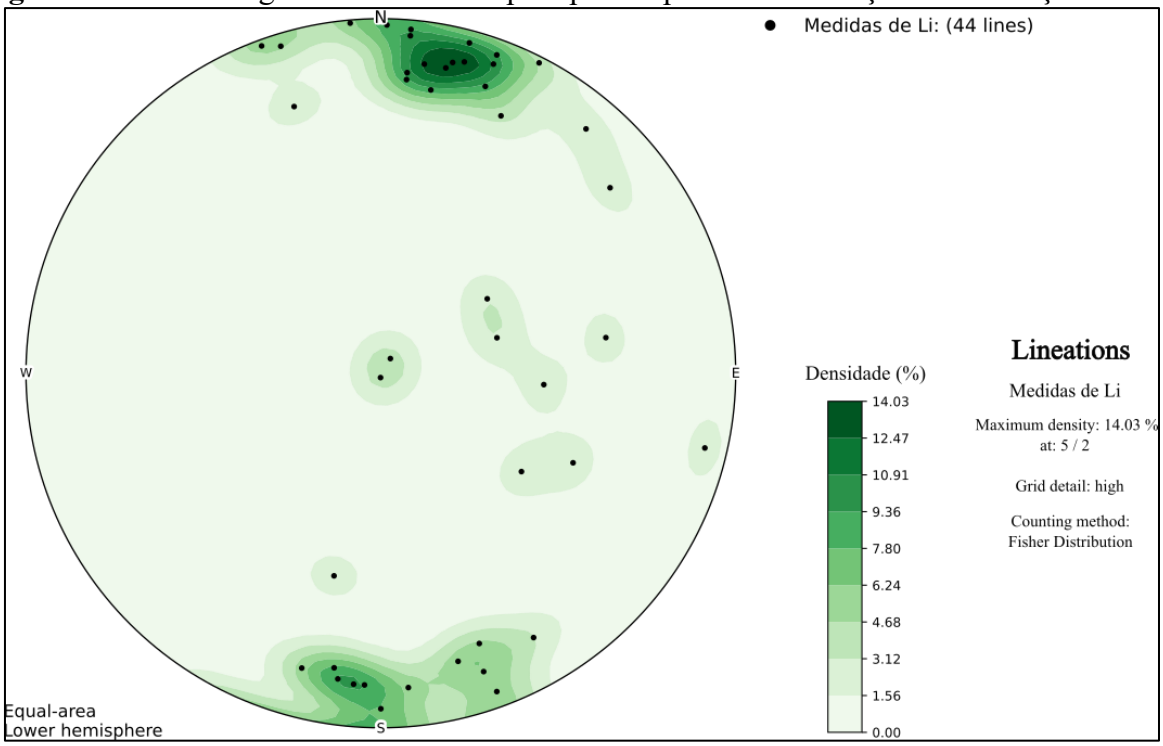


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.4.3 Lineação de Interseção (Li) - S_0 x S_1

A projeção estereográfica polar de 44 medidas de lineação de interseção revela duas concentrações de polos (FIG. 4.11); a principal, com rumo N5º-10ºE e caimento de 2º, e a subordinada, possuindo rumo S5º-10ºW e caimento de 4º. Essa distribuição vai ao encontro do caimento preferencial das dobras para NNE, evidenciando o caráter cilíndrico.

Figura 4.11 - Estereograma de contorno para pontos polares da lineação de interseção.

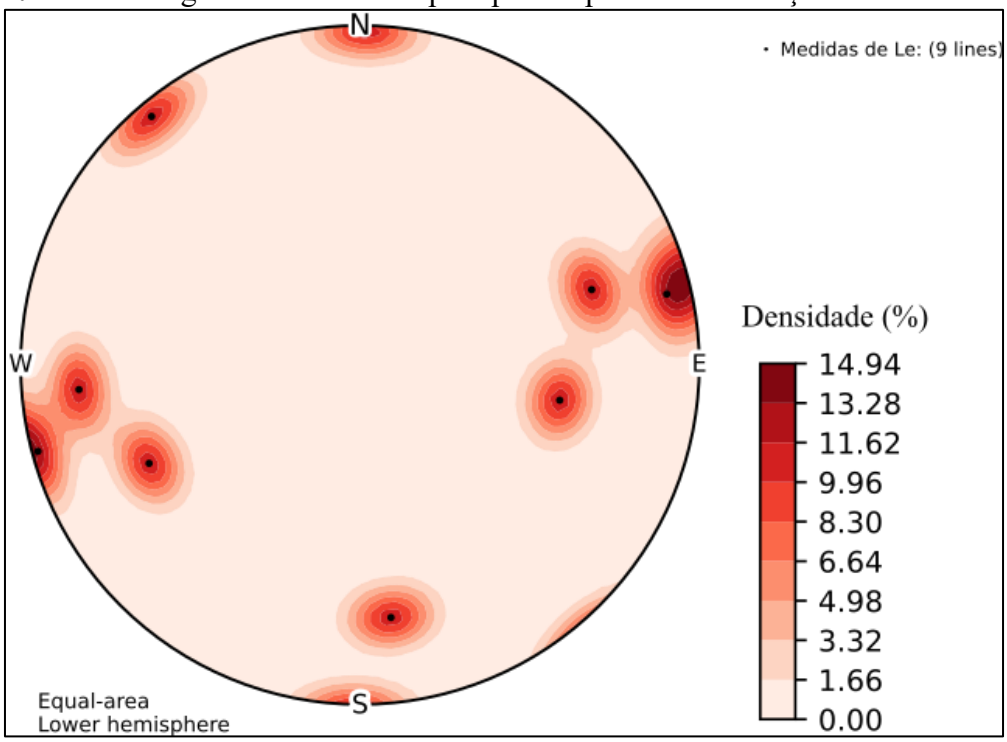


Fonte: Elaborado pelo autor.

4.4.4 Lineação de Estiramento (L_e)

A lineação de estiramento é melhor observável nos metarenitos impuros, devido ao estiramento preferencial dos minerais micáceos sobre o plano de S_1. As poucas medidas de L_e coletadas não possuem expressão estatística, estando relacionadas i) a planos de falhas de descolamento basal de direção meridiana e que mergulham tanto para ENE quanto para WSW, ii) planos de falhas direcionais orientadas aproximadamente EW (FIG. 4.12).

Figura 4.12 - Estereograma de contorno para pontos polares da lineação de estiramento.



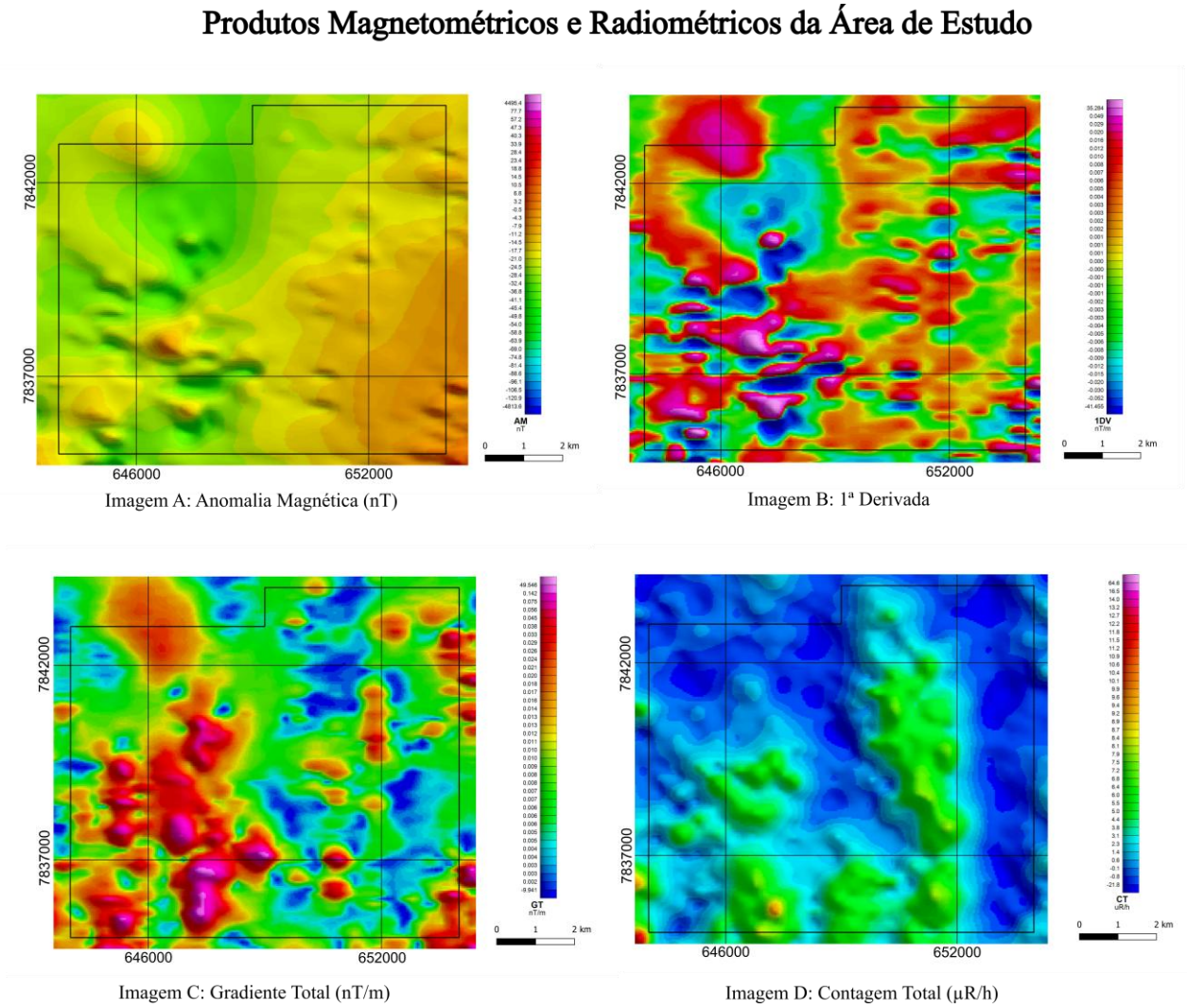
Fonte: Elaborado pelo autor.

4.4.5 Integração Geofísica

A (FIG. 4.13) reúne quatro produtos aerogeofísicos: Anomalia Magnética (AM), Primeira Derivada Vertical (1DV), Gradiente Total (GT) e Contagem Total (CT), provenientes do levantamento CPRM/CODEMIG, recortados para a área de estudo.

A Anomalia Magnética (AM) apresenta, de modo geral, baixos valores, compatíveis com a assinatura magnética reduzida de litotipos quartzosos. Altos magnéticos localizados e pontuais sugerem a presença de rochas do embasamento cristalino aflorantes, ou ainda níveis metassedimentares enriquecidos em minerais ferromagnéticos.

Figura 4.13 - Produtos magnetométricos e radiométricos do levantamento aerogeofísico na área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A Primeira Derivada Vertical (1DV) realça um conjunto expressivo de lineamentos magnéticos bem definidos, com orientações preferenciais NE-SW e NW-SE. Esses lineamentos são interpretados como zonas de cisalhamento, fraturas e contatos litológicos, refletindo uma compartimentação estrutural complexa.

O Gradiente Total (GT) complementa essa interpretação ao realçar contrastes magnéticos de média intensidade, os quais refletem a variações litológicas internas no pacote metassedimentar. Este produto também reforça a interpretação da disposição de unidades em faixas subparalelas, compatível com a presença de estruturas dobradas e orientadas segundo o *trend* geral, de direção NNE.

A Contagem Total gamaespectrométrica (CT) mostra valores baixos nas porções central e setentrional da área, assinatura típica de rochas quartzosas e pobres em elementos radioativos

(K, Th e U), corroborando o mapeamento das unidades do Supergrupo Espinhaço. Valores mais elevados no setor sudeste indicam uma maior contribuição de litotipos metapelíticos ou, alternativamente, a influência de rochas do Complexo Belo Horizonte subjacente, possivelmente mais enriquecidas em elementos radioativos.

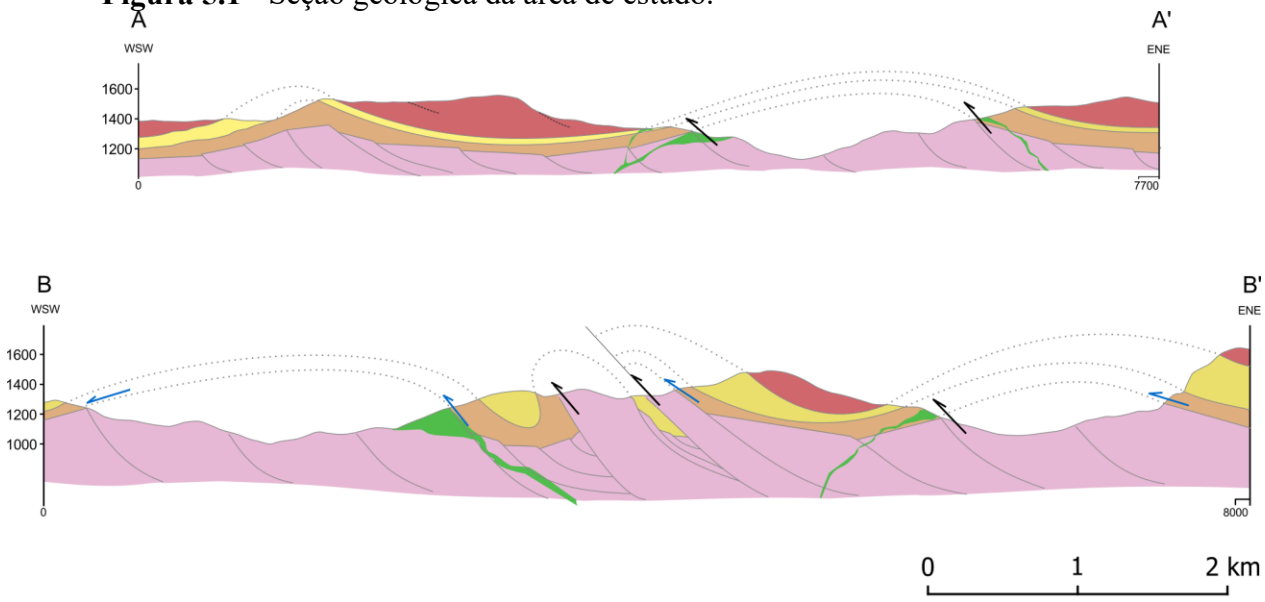
A integração dos produtos aerogeofísicos indica que a área está inserida em um domínio estrutural intensamente deformado, no qual os principais lineamentos identificados pela 1DV exerceram papel fundamental tanto na compartimentação sedimentar original da bacia quanto na deformação tectônica posterior, controlando a distribuição das unidades mapeadas.

5 BALANCEAMENTO E RESTAURAÇÃO DAS SEÇÕES AA' E BB'

Foram construídas duas seções geológicas, denominadas AA' e BB', com orientação aproximada WSW-ENE, posicionadas, respectivamente, nas porções centro norte e sul da área de estudo (FIG. 5.1). Ambas as seções têm como objetivo representar a arquitetura profunda da terminação sul da Serra do Cipó, na região de Altamira (MG).

Importante salientar que a restauração aqui realizada não contempla os estágios distintos de evolução tectono-sedimentar relacionados aos membros Inferior e Superior do Grupo Conselheiro Mata na área de estudo, podendo resultar em diferentes padrões de estruturas extensionais e de espessuras associadas. O método de Busk aqui aplicado considera a configuração final da área, representando, portanto, uma geometria simplificada das unidades ao estágio pré-inversão.

Figura 5.1 - Seção geológica da área de estudo.



Legenda Estratigráfica:

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Suíte Metamáfica Pedro Lessa: Diques e soleiras máficas metamorfizadas, predominantemente alteradas, com exposição locais de rocha sã.

Gr. Conselheiro Mata - Unidade Superior: Metarenito esbranquiçado, fino a grosso, muito maduro, com estratificação cruzada e ocorrência local de box work.

Gr. Conselheiro Mata - Unidade Inferior: Metaconglomerados polimíticos, matriz-suportado, mal selecionado.. Metarenitos com coloração amarelada a esbranquiçada, fino a médio, com estruturas primárias (S0) preservadas localmente.

Fm. Galho do Miguel: Metarenitos brancos a amarelados, finos a médios, localmente friável, com micas orientadas e preservação de estruturas primárias (S_0).

Comp. Belo Horizonte: Ortognáisses migmatizados, bandados, com lentes de anfibolito e veios de quartzo-feldspáticos, localmente com corpos granitoides.

Legenda Estrutural:

Falha de descolamento

Falha reversa

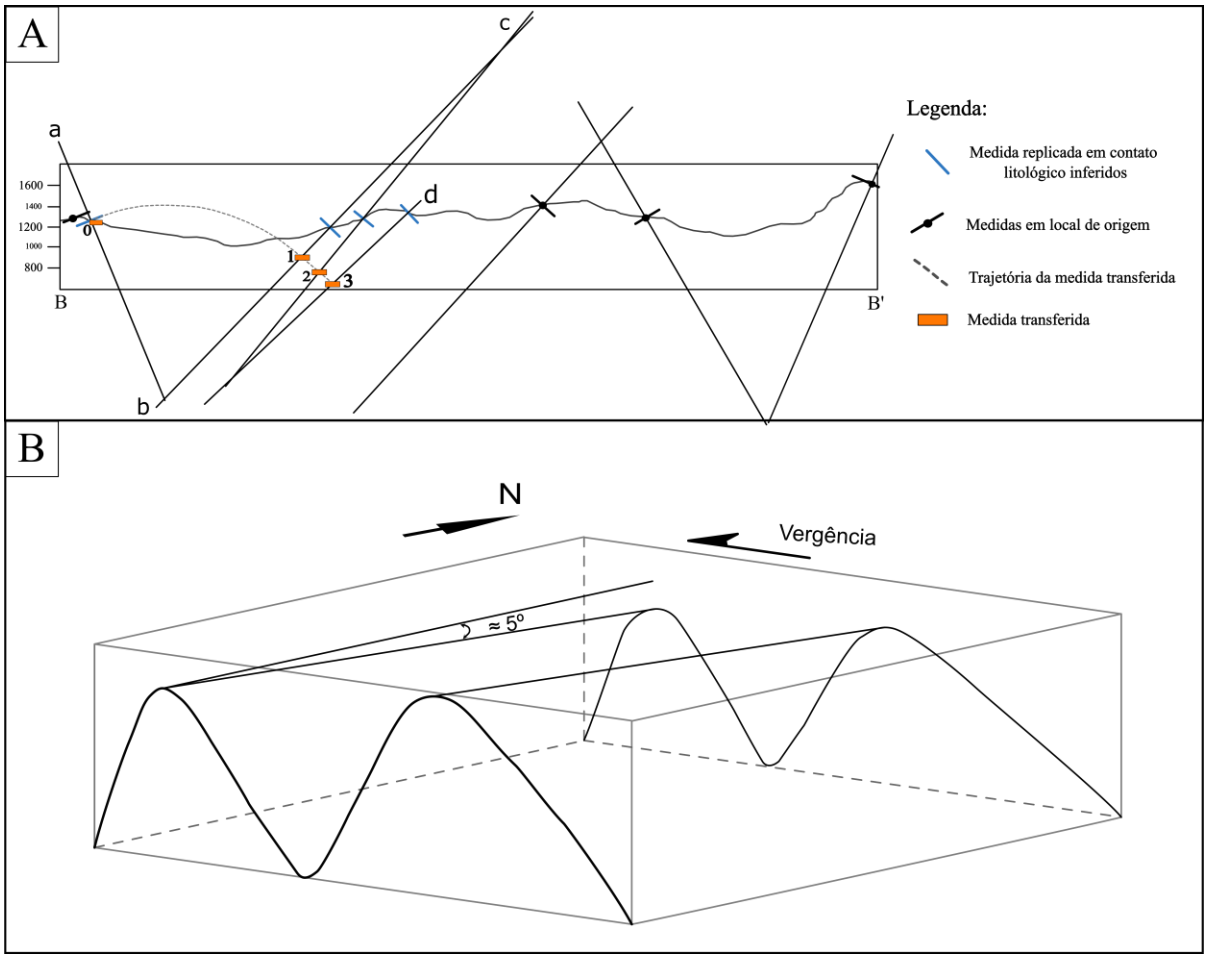
Contato litológico

Descolamento intraestratais

Fonte: Elaborado pelo autor.

Obedecendo aos conceitos postulados por Marshak e Woodward (1988), a construção das seções geológicas AA’ e BB’ pelo método de Busk (FIG. 5.2) não resultou em uma geometria estrutural coerente, sendo sua aplicação considerada inviável. Essa limitação decorre da incompatibilidade entre as premissas geométricas do método e o estilo de dobramento observados na área.

Figura 5.2 - Modelo estrutural da região estudada. A) Perfil A-A’ demonstrando a tentativa de aplicação do método de Busk. B) Modelo estrutural conceitual evidenciando sua limitação na área.



Fonte: Elaborado pelo autor.

De acordo com o método de Busk, traçam-se ortogonais às atitudes estruturais obtidas em campo e projetadas no perfil. No entanto, na tentativa de construção das seções balanceadas AA’ e BB’, como exemplificado na FIG. 5.2 A, observa-se incompatibilidade ao projetar a medida de uma ortogonal “a” para a ortogonal “b”.

Uma explicação para essa inconsistência pode ser observada na FIG. 5.2 B, que representa um modelo conceitual tridimensional elaborado a partir das observações e dados de campo. Nota-se que o dobramento é assimétrico e apresenta variação lateral significativa; os

eixos das dobras não são paralelos e exibem caimento de aproximadamente 5º para NNE. Essa geometria viola as hipóteses de bidimensionalidade e simplicidade geométricas necessárias à aplicação do método de Busk.

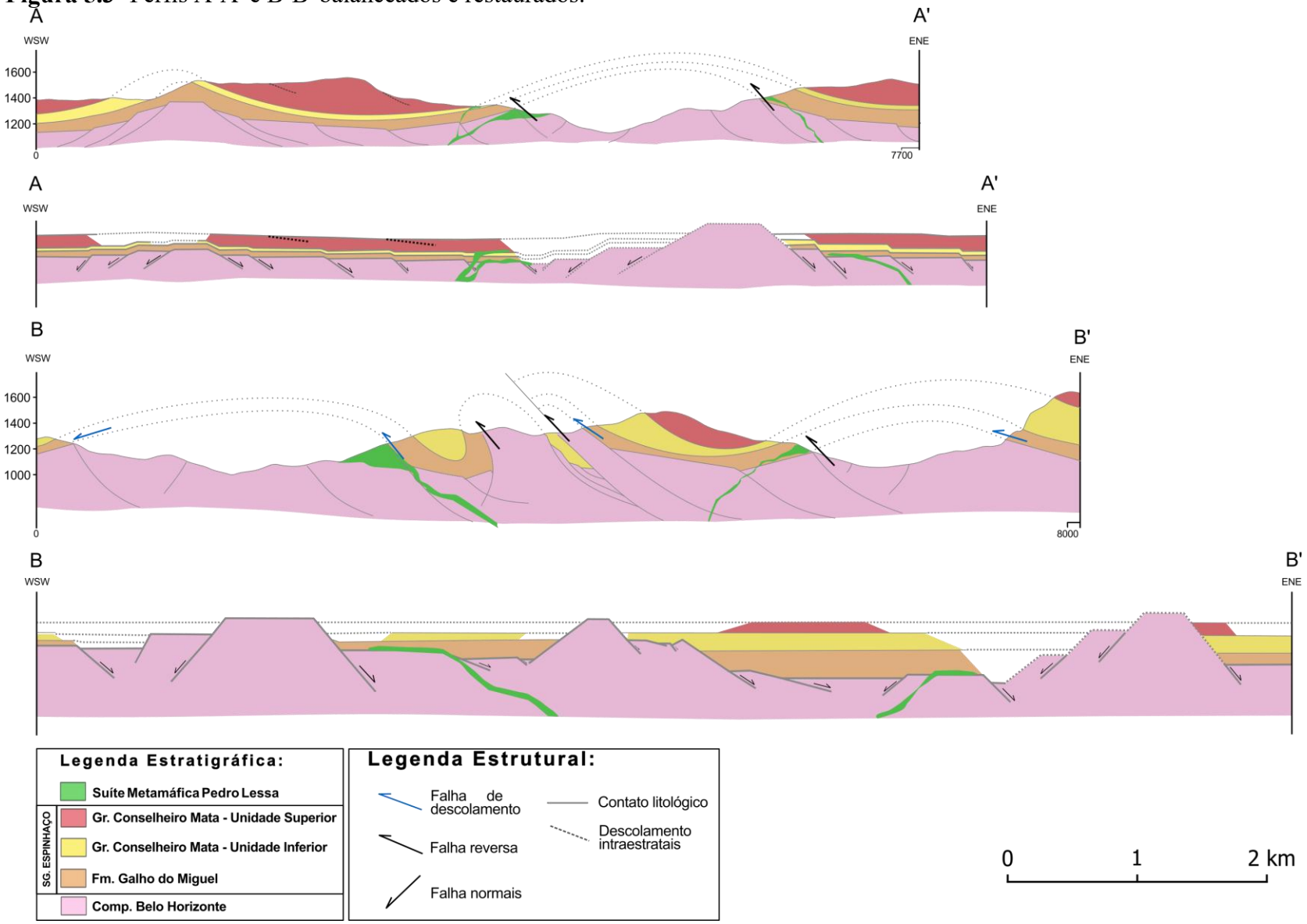
Diante dessa limitação, os perfis foram ajustados à mão livre, de modo a respeitar, na medida do possível, as premissas do método de Busk. Assim, buscou-se um balanceamento compatível com os princípios discutidos por Fossen (2012), segundo os quais uma seção geológica deve ser geologicamente plausível e passível de restauração.

Apesar dessas limitações, a aplicação dos procedimentos de restauração (FIG. 5.3) permitiu obter resultados coerentes do ponto de vista geométrico e cinemático. A seção A-A' apresentou comprimento inicial de 6817 m, sendo restaurada para 7336 m, o que corresponde a um encurtamento da ordem de aproximadamente 7,1%. Já a seção B-B' apresentou variação mais expressiva, passando de 8056 m para 9689 m após a restauração, indicando encurtamento de cerca de 16,9%. Esses valores evidenciam uma deformação compressiva significativa e heterogênea ao longo da área.

A diferença entre os percentuais de encurtamento sugere uma compartimentação estrutural, possivelmente controlada por descontinuidade pré-existente, como falhas herdadas do(s) estágio(s) rifte. Assim, o maior encurtamento observado na restauração do perfil BB' pode refletir a presença de mais estruturas da tectônica extensional que foram reativadas posteriormente.

As seções restauradas não devem ser interpretadas como soluções únicas, mas como modelos geologicamente plausíveis que representam a arquitetura estrutural da região. Ainda que simplificadas, elas fornecem importantes restrições quantitativas sobre a magnitude da deformação e reforçam a interpretação de um sistema controlado por herança tectônica e inversão de estruturas pré-existentes.

Figura 5.3- Perfis A-A' e B-B' balanceados e restaurados.



Fonte: Elaborado pelo autor

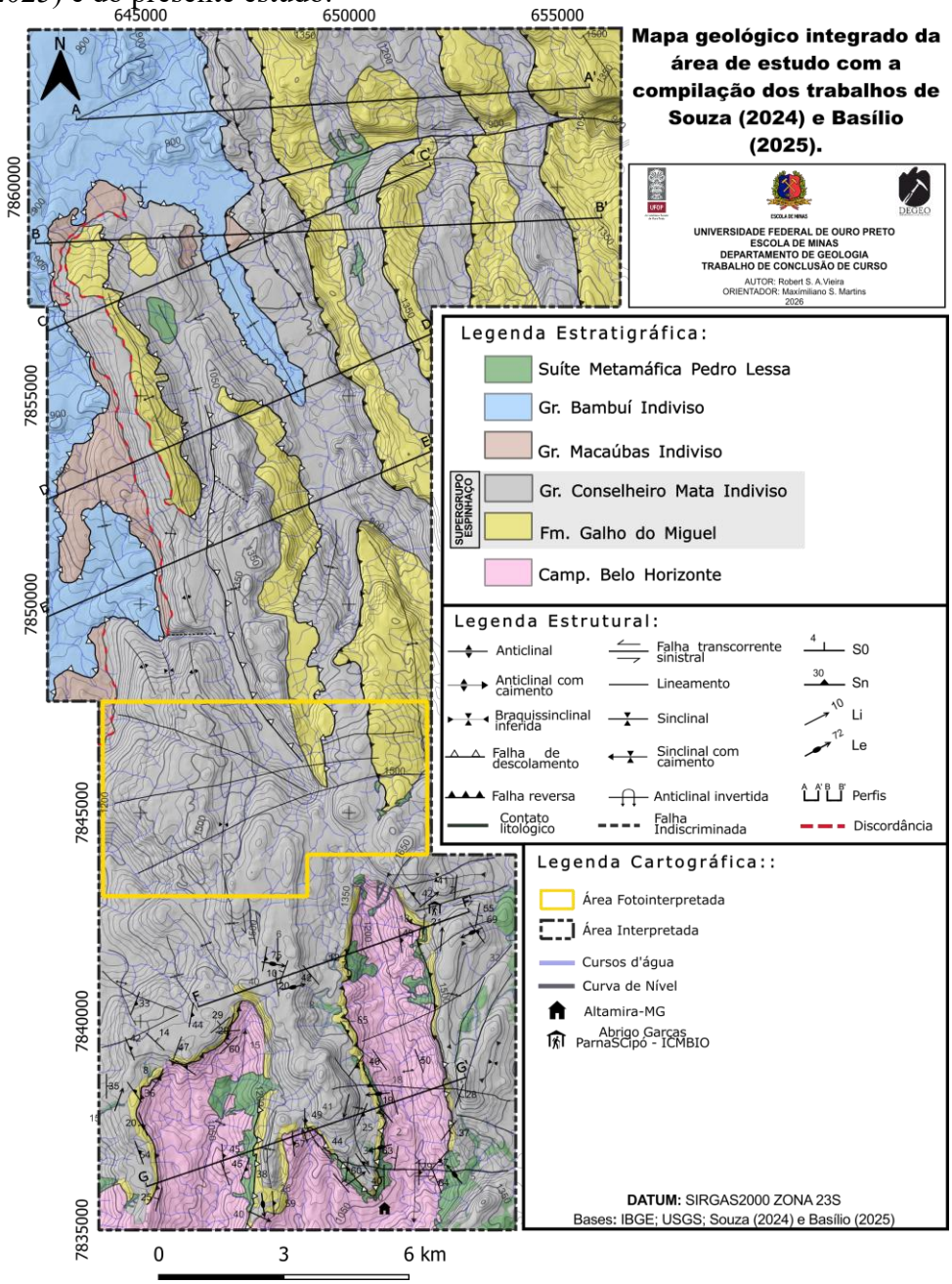
.

6 INTEGRAÇÃO DAS SEÇÕES BALANCEADAS POR SOUZA (2024), BASÍLIO (2025) E AS DO PRESENTE TRABALHO

6.1 VISUALIZAÇÃO DAS SEÇÕES INTEGRADAS NAS ÁREAS DA SERRA DO CIPÓ E DE ALTAMIRA

Com o objetivo de integrar os modelos estruturais desenvolvidos por Souza (2024), Basílio (2025) e pelo presente trabalho, foi elaborado um mapa geológico integrado (FIG. 6.1) contendo a localização das sete seções balanceadas utilizadas na reconstrução.

Figura 6.1 - Mapa geológico contendo a localização das seções geológicas de Souza (2024), Basílio (2025) e do presente estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

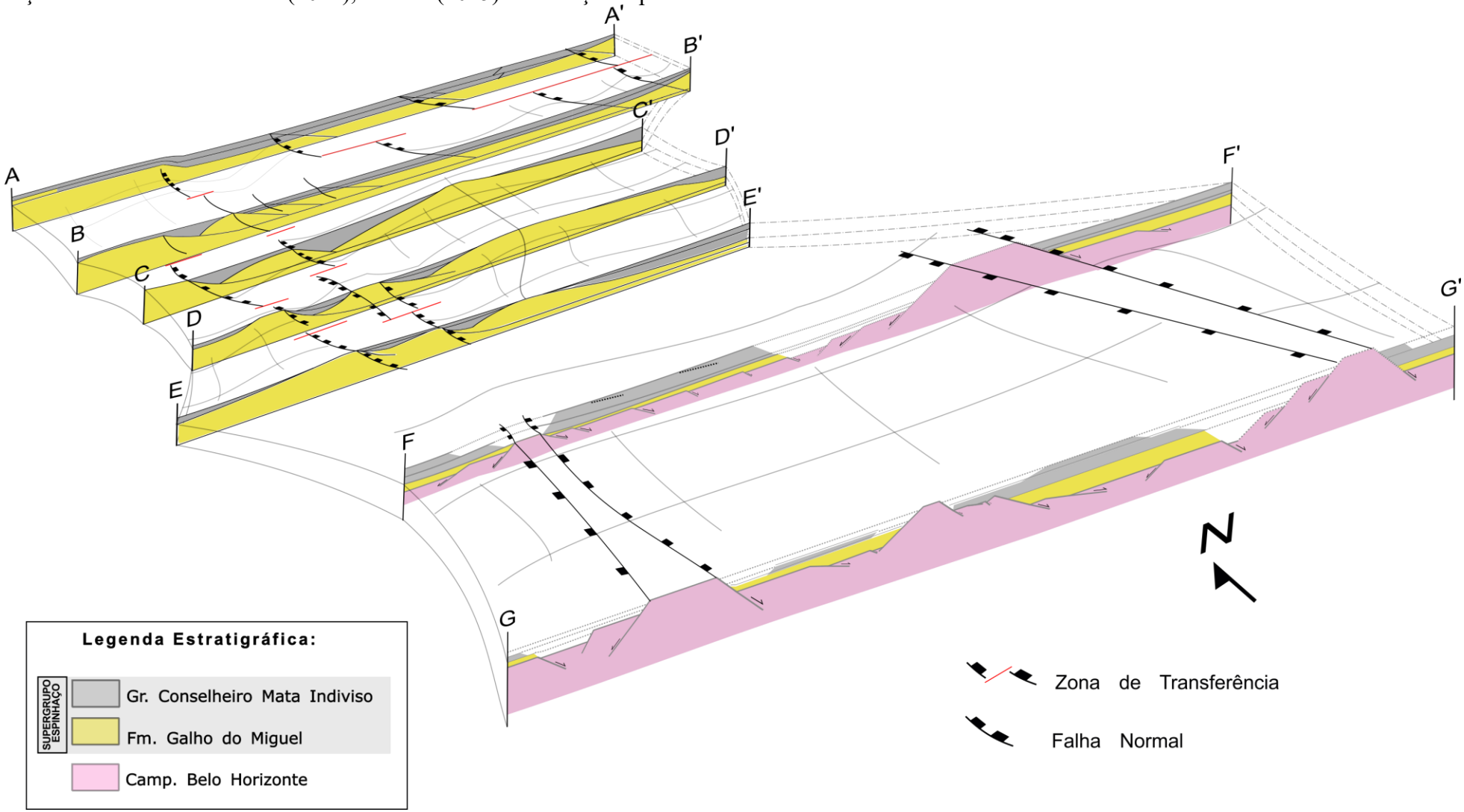
As seções foram organizadas de acordo com a sua posição geográfica original, abrangendo a porção norte da Serra do Cipó (Souza, 2024), região central (Basílio, 2025) e a terminação sul da Serra do Cipó, na Região de Altamira-MG.

A integração espacial das seções evidencia sua continuidade ao longo da área de estudo e constitui a base para a elaboração do modelo esquemático integrado da arquitetura estratigráfica e estrutural pré-inversão, permitindo comparar lateralmente as unidades estratigráficas e as principais estruturas preservadas em cada setor.

6.2 ESTRUTURAS E UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS PRÉ-INVERSÃO

A integração das sete seções balanceadas possibilitou a elaboração de um diagrama esquemático do tipo *fence*, representando a arquitetura estratigráfica e estrutural da bacia em sua configuração pré-inversão (FIG. 6.2). O modelo integrado permite visualizar a continuidade lateral das unidades estratigráficas, a geometria dos depocentros e distribuição dos principais sistemas de falhas que controlam a evolução extensional da bacia

Figura 6.2 - Diagrama esquemático do tipo *fence* integrado da arquitetura estratigráfica e estrutural pré-inversão, obtida a partir da integração das seções balanceadas de Souza (2024), Basílio (2025) e das seções apresentadas neste trabalho.



Fonte: Elaborado pelo autor e modificado de Souza (2024) e Basílio (2025)

A reconstrução evidencia que a arquitetura pré-inversão foi controlada por um sistema hierarquizado de falhas extensionais (FIG. 6.2). As estruturas de maior porte correspondem às falhas normais ancoradas nas rochas cristalinas do Complexo Belo Horizonte, que controlaram a compartimentação regional da bacia e a formação dos principais meio-grábens. Essas falhas possuíam direção meridiana, predominantemente mergulhando para leste, delimitavam os principais depocentros e controlaram a geração de espaço de acomodação durante a sedimentação, como ilustrado na FIG. 6.2. A integração das seções balanceadas também evidencia que os principais depocentros concentravam-se na porção norte da área integrada, indicando aumento regional do espaço de acomodação nessa direção e sugerindo que o principal eixo deposicional da bacia se encontrava deslocado para norte.

Sob o ponto de vista estratigráfico, observa-se uma sucessão relativamente contínua ao longo das sete seções, composta por metarenitos da Formação Galho do Miguel na base, sucedidos por depósitos siliciclásticos sin-rifte representados por metarenitos imaturos e metaconglomerados e, superiormente, por unidades metareníticas associadas ao estágio pós-rifte. Embora ocorram variações locais de espessura e preservação, essa organização é recorrente em todas as áreas e indica a continuidade regional da evolução tectonoestratigráfica da bacia.

A arquitetura reconstruída é compatível com o modelo tectonoestratigráfico proposto por Kuchle (2010), no qual a evolução do rifte ocorre desde uma fase inicial de nucleação de falhas normais até um estágio de clímax, marcado pela conexão dos sistemas de falhas e pelo desenvolvimento de depocentros mais amplos. As diferenças de espessura observadas entre as unidades refletem tanto a atividade de falhas de borda quanto a atuação das falhas interestratais, indicando que a distribuição do espaço de acomodação foi controlada por diferentes níveis estruturais ao longo da evolução da bacia.

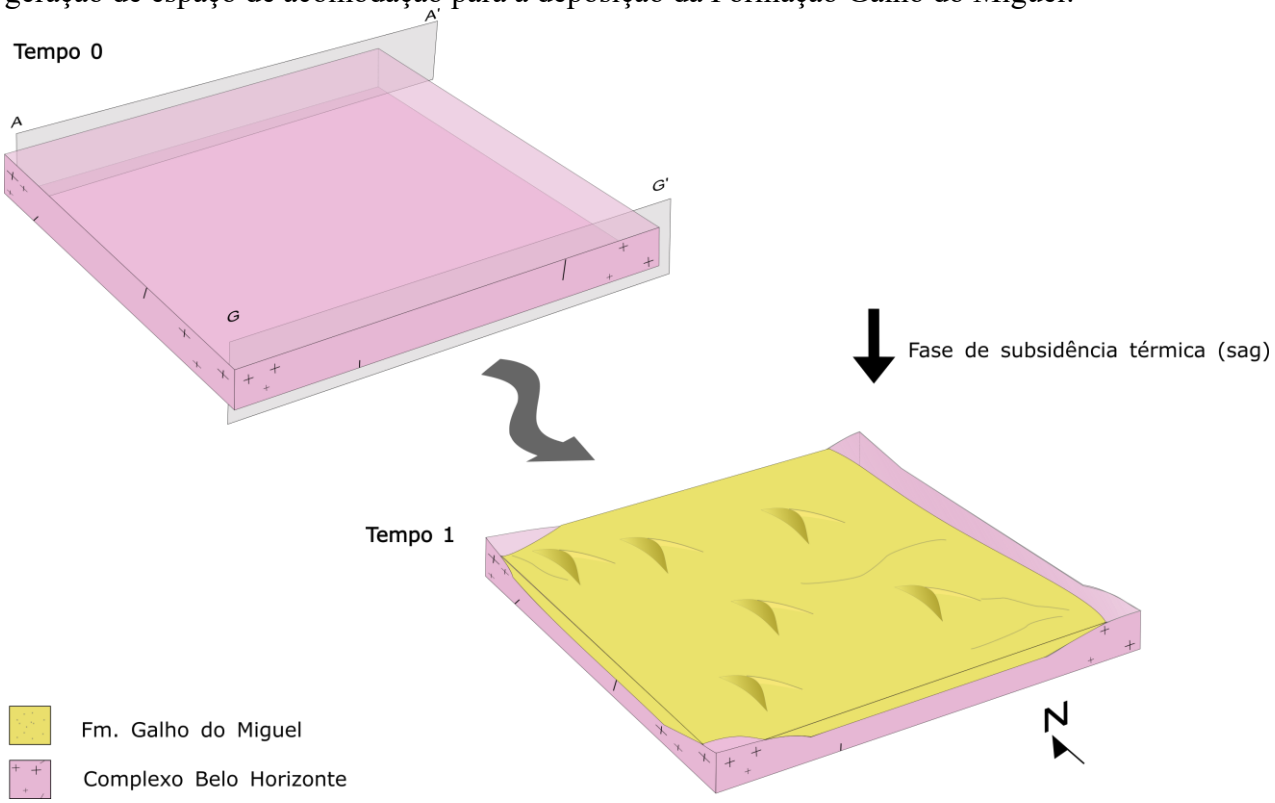
A comparação entre as áreas estudadas por Souza (2024), Basílio (2025) e o presente trabalho demonstra que, apesar das variações locais na geometria dos meio-grábens e na espessura das unidades sedimentares, todas registram a mesma organização tectonoestratigráfica regional, evidenciada no diagrama da (FIG. 6.2). As falhas ancoradas nas rochas cristalinas do Complexo Belo Horizonte controlaram a compartimentação principal da bacia, enquanto as falhas interestratais promoveram ajustes internos na arquitetura deposicional, resultando em espessamentos localizados e mudanças na geometria das unidades sedimentares. Essa organização estrutural constitui a principal herança tectônica da fase extensional e condicionou o padrão de deformação desenvolvido posteriormente durante a inversão brasiliana.

6.2.1 Modelo de Evolução

Propõe-se, a seguir, um modelo evolutivo que representa, de forma sintética, os principais estágios de evolução da bacia e sua relação com arquitetura estratigráfica e estrutural pré-inversão.

No Tempo 0 (FIG. 6.3), considera-se a crosta em sua configuração pré-deformacional, delimitada pelos perfis estruturais extremos da área de estudo. No Tempo 1, ocorre o abatimento crustal associado à fase rifte-sag, responsável pela geração de espaço de acomodação para a deposição da Formação Galho do Miguel (FIG. 6.3).

Figura 6.3 – Bloco-diagrama esquemático ilustrando a evolução da bacia. Tempo 0 representa a configuração inicial da crosta, delimitada pelos perfis estruturais extremos da área de estudo. Tempo 1 ilustra o estágio de subsidência térmica relacionada à fase sag, responsável pela geração de espaço de acomodação para a deposição da Formação Galho do Miguel.

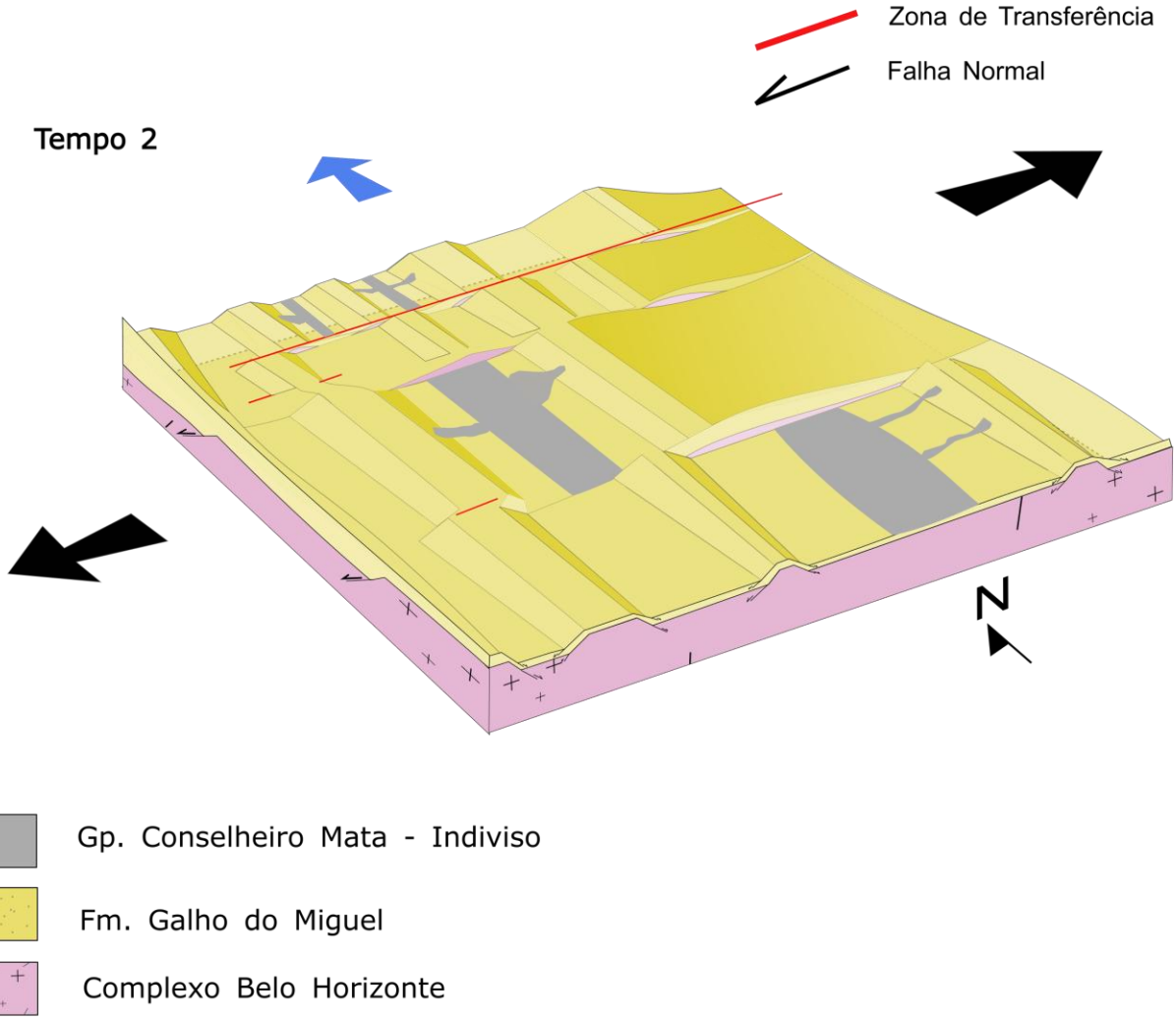


Fonte: Elaborado pelo autor.

No Tempo 2, inicia-se a fase de rifteamento, marcada pela ruptura mecânica da Formação Galho do Miguel (FIG. 6.4). Sob um regime extensional de direção aproximadamente WSW-ENE, nucleiam-se falhas normais de direção aproximada a NNW-SSE, com mergulho predominante para leste e consequentemente abatimento dos blocos para leste, formando meio-grábens assim´´etricos. Falhas antitéticas, com mergulho para oeste, ocorrem de forma subordinada, gerando meio-grábens de polaridade oposta, e o conjunto é

segmentado por falhas de transferências de direção aproximadamente E-W, que individualizam altos e baixos estruturais ao longo do eixo da bacia. Concomitantemente ao desenvolvimento dessas estruturas, inicia-se a deposição dos sedimentos do Grupo Conselheiro Mata indiviso, controlado pelos meio-grábens, com aprofundamento preferencial da bacia para norte (FIG. 6.4)

Figura 6.4 - Bloco-diagrama esquemático ilustrando o início da fase de rifteamento, caracterizada pelo desenvolvimento de falhas normais, altos e baixos estruturais, zonas de transferência e pelo início da deposição do Grupo Conselheiro Mata (indiviso). As setas pretas indicam a direção do regime extensional responsável pela abertura da bacia, enquanto a seta azul representa o sentido de aprofundamento da bacia, em direção ao norte.

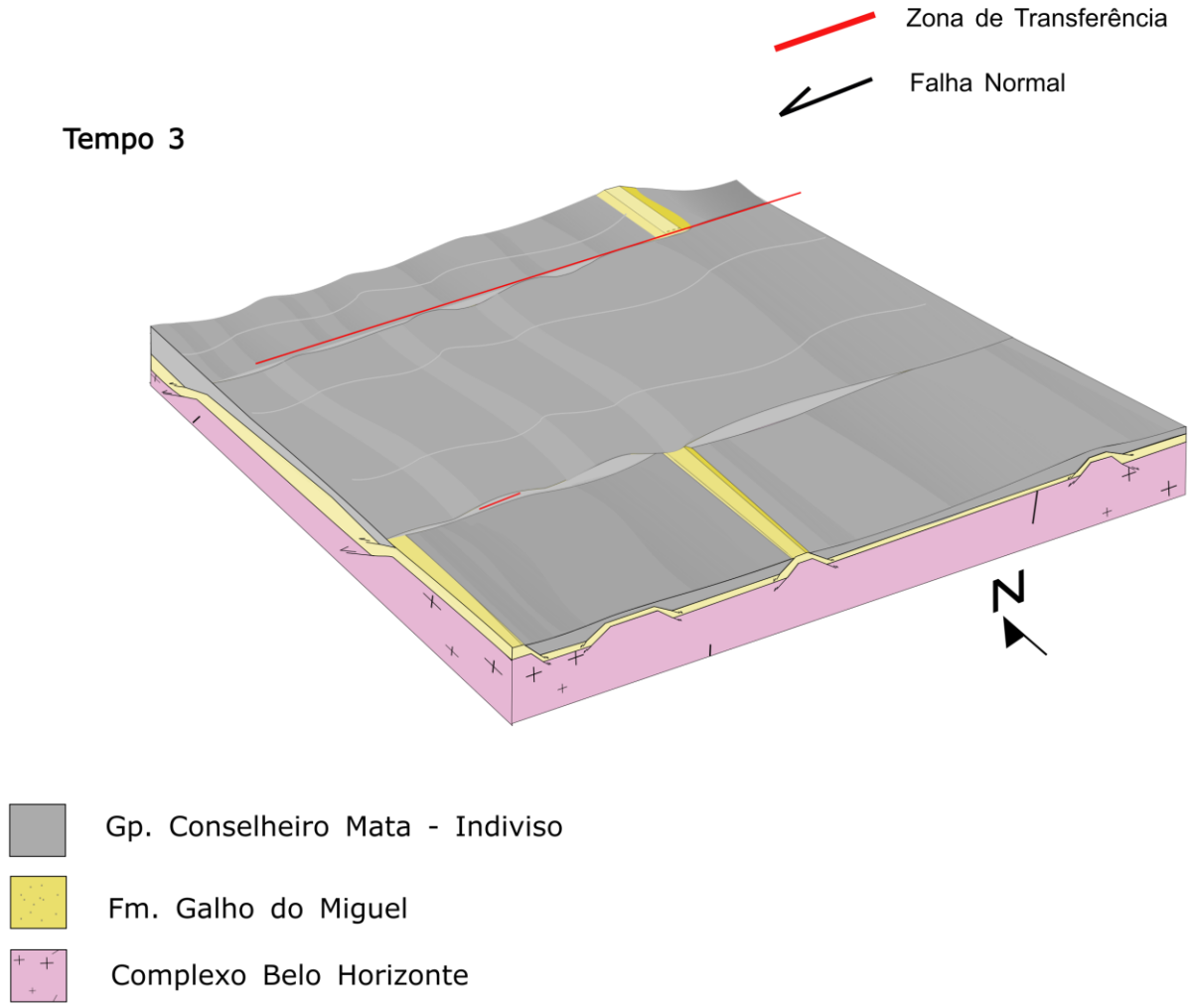


Fonte: Elaborado pelo autor.

No Tempo 3, o avanço da sedimentação promove o preenchimento progressivo dos grábens e meio-grábens formados durante a fase de rifteamento (FIG 6.5). A continuidade da

deposição reduz gradualmente o relevo estrutural gerado pelas falhas, culminando na conexão entre os depocentros e na formação de uma superfície sedimentar mais contínua (FIG. 6.5).

Figura 6.5 - Bloco-diagrama esquemático ilustrando o preenchimento sedimentar dos grábens e meio-grábens, promovendo a conexão entre os depocentros durante a evolução da bacia.



Fonte: Elaborado pelo autor.

6.3 ANÁLISE COMPARATIVA DA ARQUITETURA DO CINTURÃO EPIDÉRMICO DE FALHAS E DOBRAS NA SERRA DO CIPÓ: SEÇÕES RIO DO CIPÓ (AMORA 2025) E ALTAMIRA (ESTE TRABALHO).

Segundo Poblet e Lisle (2020), o estilo estrutural de um cinturão de dobras e cavalgamentos (*fold-and-thrust belt*) pode ser classificado como *thin-skinned*, quando a deformação envolve apenas a cobertura sedimentar e o embasamento permanece pouco ou nada afetado, ou *thick-skinned*, quando tanto a cobertura quanto o embasamento são deformados, frequentemente por reativação de falhas normais herdadas em sistemas de inversão tectônica, como nos *Laramide uplifts* das Montanhas Rochosas (Coward, 1983; *apud* Poblet e Lisle,

2020). Os autores destacam que ambos os estilos podem coexistir em um mesmo orógeno, distribuindo-se transversalmente, ao longo da direção do cinturão, ou mesmo superpostos no tempo, como registrado no Maciço da Boêmia (Rez *et al*., 2011 *apud* Poblet e Lisle, 2020). Descrevem ainda um estilo híbrido, no qual falhas normais herdadas, enraizadas em um nível de descolamento, são reativadas por contração sem envolvimento do embasamento, como no delta do Mahakam (McClay et al., 2000 *apud* Poblet e Lisle, 2020).

Para testar a aplicabilidade desse referencial à Serra do Cipó, foram comparadas cinco seções geológicas balanceadas e restauradas: três seções (CC', DD" e EE') construídas por Basílio (2025) na região do Rio do Cipó, orientadas aproximadamente W-E, com comprimentos de 5.5 a 8.4 km e restaurados de 11,3 a 13,9 km, e as duas seções deste trabalho (FF' e GG'), construídas na terminação sul da serra, na região de Altamira. A posição relativa das cinco seções e a correlação inferida entre suas estruturas estão representadas no diagrama fence da (FIG. 6.6), em perspectiva de sul para norte.

A seção CC' é caracterizada por uma grande falha de borda no setor oeste, com abatimento para leste e desenvolvimento de dois meio-grábens adjacentes. A seção DD' apresenta meio-grábens mais rasos, com abatimento geral para leste e presença de uma falha antitética de polaridade oposta no setor oeste. Já a seção EE' é marcada por pequenos grábens assimétricos, de polaridade sintética e abatimento para leste, progressivamente mais rasos em direção ao sul.

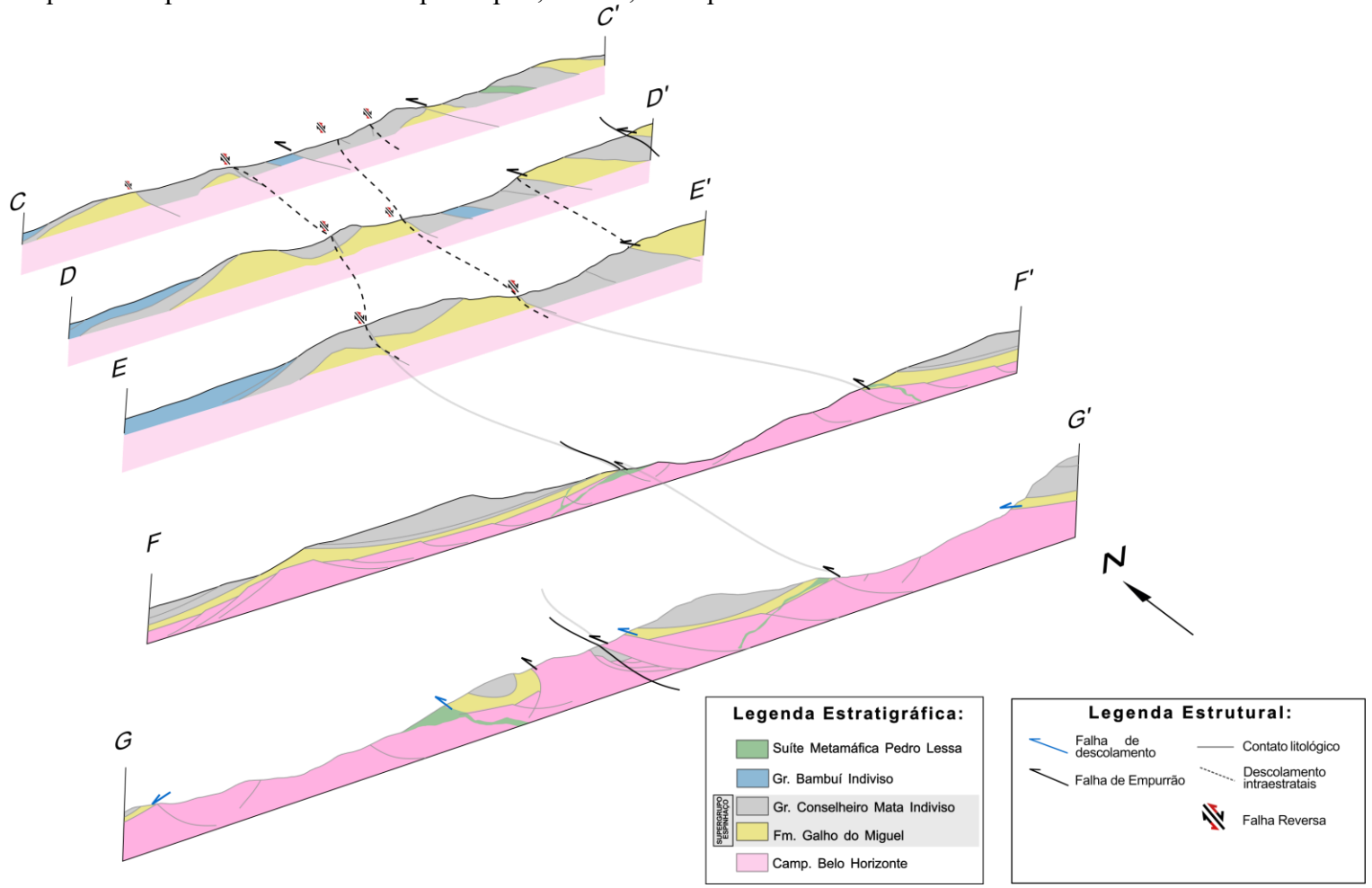
Uma diferença importante entre duas áreas é o grau de exposição do embasamento cristalino (FIG. .6.). Na região estudada por Basílio (2025), o Complexo Belo Horizonte não aflora, permanecendo em subsuperfície ao longo das seções CC', DD' e EE'. Em Altamira, o Complexo Belo Horizonte é amplamente exposto, constituindo cerca de 35,7% da área mapeada, e é o substrato sobre o qual se ancoram as falhas normais que controlam os meio-grábens. Essa diferença pode refletir um nível de exposição estrutural distinto, no qual a erosão das culminações anticlinais em Altamira expõe diretamente o embasamento.

Quanto à magnitude da deformação, as seções de Basílio (2025) registram encurtamentos de 5,54 km (39,76%) em CC', 6,26 km (47,16%) em DD' e 5,80 km (51,31%) em EE', enquanto as de Altamira registram 0,52 km (7,1%) em FF' e 1,63 km (16,9%) em GG'. Souza (2024), mais ao norte, obteve valores de 18,1 e 14,8 km. Observa-se, portanto, uma diminuição progressiva do encurtamento de norte para sul, consistente com a tendência identificada na integração regional das seções (item 6). Cabe ressaltar que as seções foram construídas por autores e métodos distintos, o que limita a comparação quantitativa direta.

Conforme destacado por Poblet e Lisle (2020), o estilo estrutural resultante da reativação de estruturas herdadas depende do grau de reativação, do ângulo entre a direção de compressão e o *trend* das falhas antigas e da reologia das sequências envolvidas. Tanto as seções de Basílio (2025) quanto as de Altamira compartilham o mesmo padrão regional de falhas principais, com abatimento para leste e *trend* aproximado NNW-SSE, segmentadas por falhas de transferência de direção E-W, um arranjo que se repete ao longo de toda extensão da Serra do Cipó estudada até o momento. Essa consistência direcional sugere que a reativação ocorreu sob o campo de esforços relativamente homogêneo, com variação da magnitude do encurtamento refletido, portanto, não uma mudança no regime tectônico, mas uma distribuição não uniforme da deformação ao longo do eixo do cinturão, compatível com o papel segmentador atribuído ao Lineamento da Bocaina.

A comparação entre as cincos seções indica, assim, que a Serra do Cipó não se comporta como um cinturão de dobras e falhas homogênea, mas como um sistema segmentado, de estilo predominantemente epidérmico (*thin-skinned)*, no qual uma herança extensional mesoproterozoica ancorada no embasamento, de *trend* NNW-SSE e polaridade predominante para leste, foi reativada de forma não uniforme durante a inversão brasiliana. O resultado é um gradiente de encurtamento que decresce de norte a sul e diferentes níveis de exposição do embasamento ao longo do cinturão.

Figura 6.6 - Diagrama esquemático do tipo fence das seções geológicas no estado deformado. CC', DD' e EE' (Basílio, 2025) e FF' e GG' (este trabalho). O diagrama mostra a correlação inferida entre os sistemas de falhas de descolamento, de empurrão e reversas ao longo da Serra do Cipó, e as porções em que o Complexo Belo Horizonte participou, ou não, da arquitetura do cinturão de dobras e falhas durante a inversão.



Fonte: Elaborado pelo autor, modificado de Basílio (2025).

7 CONCLUSÃO

A sucessão estratigráfica da terminação sul da Serra do Cipó é composta, da base para o topo, pelo Complexo Belo Horizonte, pela Formação Galho do Miguel e pelo Grupo Conselheiro Mata. A correlação dessas unidades com as sucessões descritas por Souza (2024) e Basílio (2025) confirma a continuidade regional do arcabouço estratigráfico do Supergrupo Espinhaço, ao mesmo tempo em que evidencia o afinamento das unidades sedimentares e a redução do espaço de acomodação em direção ao sul da bacia.

A tentativa de construção de seções balanceadas pelo método de Busk mostrou-se inviável devido à incompatibilidade entre as premissas geométricas do método e a geometria tridimensional observada na área. Essa limitação evidenciou que a deformação não pode ser representada adequadamente por modelos bidimensionais simplificados, tornando necessária a elaboração de perfis ajustados com base nas relações geométricas observadas em campo.

A integração das sete seções balanceadas permitiu reconstruir a arquitetura pré-inversão da bacia e demonstrou que a deposição do Grupo Conselheiro Mata foi controlada por um sistema hierarquizado de falhas extensionais de direção predominante NNW-SSE, segmentado por falhas de transferência de direção aproximadamente E-W. As falhas normais principais apresentam, predominantemente, abatimento para leste, enquanto falhas antitéticas com abatimento para oeste tornam-se mais frequentes em direção ao setor central e meridional da bacia, caracterizando um sistema de meio-grábens de polaridades opostas. A integração das seções também indica um aprofundamento regional dos depocentros para norte, refletindo um abatimento diferencial ao longo do eixo da bacia.

A comparação entre as seções restauradas demonstra que a magnitude da inversão tectônica varia significativamente ao longo da Serra do Cipó. Os maiores encurtamentos foram obtidos por Souza (2024), com valores de 18,1 km e 14,8 km, enquanto os perfis restaurados neste trabalho apresentam encurtamentos de aproximadamente 519 m (7,1%) no perfil AA’ e 1,63 km (16,9%) no perfil BB’. Os resultados de Basílio (2025) representam uma condição intermediária entre esses dois domínios estruturais. Essa diminuição progressiva do encurtamento em direção ao sul reflete o raseamento da bacia, a redução do espaço de acomodação sedimentar e a compartimentação estrutural imposta pelo Lineamento da Bocaina, que controlou a distribuição da deformação durante a inversão brasiliana.

Em conjunto, os resultados demonstram que a arquitetura tectônica preservada na terminação sul da Serra do Cipó resulta da interação entre um sistema segmentado de falhas normais e falhas de transferência desenvolvidas durante a abertura da bacia do Grupo Conselheiro Mata e sua posterior reativação durante a Orogenia Brasiliana. O modelo estrutural

integrado proposto é uma tentativa de contribuir para a compreensão da evolução tectono-sedimentar do Supergrupo Espinhaço e evidencia a importância da herança estrutural na preservação das unidades sedimentares e na distribuição da deformação durante a inversão.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F. et al. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, v. 149, n. 1-2, p. 43-64, 2006. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.007.

ALKMIM, F. F. *et al*. Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007. DOI: https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.105.

ALKMIM, F. F.; KUCHENBECKER, M.; REIS, H. L. S.; PEDROSA-SOARES, A. C. The Araçuaí Belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. (ed.). São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent. Cham: **Springer**, 2017. p. 255-276.

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A**.** Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127-139, 2012. DOI: https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

AMARAL, L. *et al*. The Ribeirão da Folha ophiolite-bearing accretionary wedge (Araçuaí orogen, SE Brazil): new data for Cryogenian plagiogranite and metasedimentary rocks. **Precambrian Research**, v. 336, p. 105522, 2020. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105522.

BABINSKI, M. *et al*. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: age, provenance and correlations. **Gondwana Research**, v. 21, n. 2-3, p. 451-465, 2012. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.04.008.

BASÍLIO, G. A. Análise tectonoestratigráfica das sequências metassiliciclásticas presentes a sul do Lineamento Bocaina (Sistema Cipó), Serra do Espinhaço Meridional (MG). 2025. Monografia (Graduação em Engenharia Geológica) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2025.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 14., 1968, Belo Horizonte. **Anais** [...]. Belo Horizonte: SBG, 1968.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1-2, p. 23-40, 1991. DOI: https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T.

CASTRO, M. P. *et al*. Early Tonian rifting event in the São Francisco-Congo paleocontinent recorded by the Lower Macaúbas Group, Araçuaí Orogen, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 331, p. 105351, 2019. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105351.

CAVALCANTE, C. *et al*. Reviewing the puzzling intracontinental termination of the Araçuaí-West Congo orogenic belt and its implications for orogenic development. **Precambrian Research**, v. 322, p. 85-98, 2019. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.12.025.

CHAVES, A. de O. *et al*. The 920–900 Ma Bahia-Gangila LIP of the São Francisco and Congo cratons and link with Dashigou-Chulan LIP of North China craton: new insights from U-Pb geochronology and geochemistry. **Precambrian Research**, v. 329, p. 124-137, 2019. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.08.023.

CHEMALE, F. *et al*. Nova abordagem tectonoestratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). **Geonomos**, v. 19, n. 2, p. 173-179, 2011. DOI: https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.52.

CHEMALE, F. *et al*. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. **Gondwana Research**, v. 22, n. 1, p. 200-206, 2012. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.08.016.

COSTA, A. F. O. *et al*. O registro do vulcanismo calimiano no Espinhaço Central (MG). **Geociências**, v. 33, p. 119-135, 2014.

DANDERFER, A.; DARDENNE, M. A. Tectonoestratigrafia da Bacia Espinhaço na porção central-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poliistórica descontínua. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 449-460, 2002. DOI: https://doi.org/10.5327/rbg.v32i4.998.

DANDERFER, A. *et al*. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. **Precambrian Research**, v. 170, n. 1-2, p. 116-128, 2009. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.01.002.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais** [...]. Recife: SBG, 1978. v. 2, p. 507-610.

DARDENNE, M. A. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1981. **Anais** [...]. Salvador: SBG-Núcleo BA/CPM-SME, 1981. p. 140-157.

DUSSIN, I. A.; DUSSIN, T. M. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 1, p. 19-26, 1995. DOI: https://doi.org/10.18285/geonomos.v3i1.212.

FOSSEN, H. Geologia estrutural. São Paulo: Oficina de Textos, 2012.

FOSSEN, H. *et al*. Hot versus cold orogenic behavior: comparing the Araçuaí–West Congo and the Caledonian orogens. **Tectonics**, v. 36, n. 10, p. 2159-2178, 2017. DOI: https://doi.org/10.1002/2017TC004743.

FOSSEN, H. *et al***.** A critical discussion of the subduction-collision model for the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. **Precambrian Research**, v. 343, p. 105715, jul. 2020. DOI: 10.1016/j.precamres.2020.105715.

GONÇALVES, L. *et al*. New U–Pb ages and lithochemical attributes of the Ediacaran Rio Doce magmatic arc, Araçuaí confined orogen, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 52, p. 129-148, 2014. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.02.008.

GRADIM, C. *et al*. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 1, p. 155-180, 2014. DOI: https://doi.org/10.5327/z2317-4889201400010012.

HEILBRON, M. *et al*. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. **Precambrian Research**, v. 178, n. 1-4, p. 136-148, 2010. DOI: 10.1016/j.precamres.2010.02.002.

JONCEW, H. C.; CAMPANHA, G. A. The Espinhaço Supergrupo at the craton-orogen transition in Serra do Cipó-Brazil: multi-statistical analyses of new and compiled detrital zircon U-Pb ages. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 157, p. 105422, 2025. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jsames.2025.105422.

KNAUER, L. G. *et al*. Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, 1:100.000. Belo Horizonte: UFMG/CPRM, 2007. 72 p.

KUCHENBECKER, M. *et al*. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. **Precambrian Research**, v. 266, p. 12-26, 2015. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.04.016.

KUCHLE, J. Análise tectonoestratigráfica de bacias rifte. 2010. 198 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2010. DOI: http://hdl.handle.net/10183/56340.

MACHADO, N. *et al*. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. **Boletim do Núcleo Minas Gerais – Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 10, p. 171-174, 1989.

MARSHAK, S.; WOODWARD, N. Introduction to cross-section balancing. In: MARSHAK, S.; MITRA, G. (org.). **Basic methods of structural geology**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1988. p. 310-335.

MARTINS, M. *et al*. Sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. **Brazilian Journal of Geology**, v. 38, n. 4, p. 761-772, 2008. DOI: https://doi.org/10.5327/rbg.v38i4.1434.

MARTINS-NETO, M. A. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). **Precambrian Research**, v. 103, n. 3-4, p. 147-173, 2000. DOI: https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00080-2.

MARTINS-NETO, M. A. Sequence stratigraphic framework of Proterozoic successions in eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, n. 2, p. 163-176, 2009. DOI: https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.10.001.

MEDEIROS, G. B. Arcabouço estratigráfico e estrutural em escala de semi-detalhe das unidades metassedimentares siliciclásticas da região do Parque Nacional da Serra do Cipó (MG). 2022. 91 f. Monografia (Graduação em Engenharia Geológica) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2022.

MEDEIROS, G. B. Análise estratigráfica e proveniência sedimentar das sequências siliciclásticas proterozoicas no limite do Cráton do São Francisco com o front da Serra do Espinhaço Meridional, região do Parque Nacional da Serra do Cipó (MG). 2024. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2024.

MEDEIROS, G. B. *et al*. Tectonostratigraphic framework and provenance of a Mesoproterozoic rift succession: an example from the Espinhaço Supergroup, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 413, p. 107576, 2024. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107576.

MENEZES, R. C. L. *et al*. Geoquímica e geocronologia de granitos anorogênicos tonianos (ca. 914–899 Ma) da Faixa Araçuaí no sul do estado da Bahia. **Geonomos**, v. 20, n. 1, p. 1-13, 2012. DOI: https://doi.org/10.18285/geonomos.v20i1.21.

MOREIRA, D. S. *et al*. A Cambrian age for the upper Bambuí Group, Brazil, supported by the first U-Pb dating of volcaniclastic bed. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 99, p. 102503, 2020.

MORLEY, C. K. Evolution of large normal faults: evidence from seismic reflection data. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 86, n. 6, p. 961-978, 2002.

NEMČOK, M. Rifts and passive margins: structural architecture, thermal regimes, and petroleum systems. New York: Cambridge University Press, 2016. DOI: https://doi.org/10.1017/CBO9781139198844.

NEPOMUCENO, F. *et al*. Meso to Neoproterozoic polyphase rifting and tectonic inversion: the example of the São João del Rei region at the southern border of the São Francisco Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 109, p. 103294, 2021. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103294.

NOCE, C. M. *et al*. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. **Precambrian Research**, v. 159, n. 1-2, p. 60-78, 2007. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.001.

OLIVEIRA, F. V. C. Estilo estrutural e curvatura da zona limite do Cráton do São Francisco nas regiões de Presidente Juscelino e Cardeal Mota, MG. 1994. 202 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1994.

PAULA-SANTOS, G. M. *et al*. 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**, v. 28, n. 2, p. 702-720, 2015.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al*. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 6, p. 33-47, 1992.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al*. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. **Geology**, v. 26, p. 519-522, 1998.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al*. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, v. 110, p. 307-323, 2001.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al*. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 1-16, 2007. DOI: https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.103.

PEDROSA-SOARES, A. C. *et al*. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (ed.). **West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region**. London: Geological Society, 2008. p. 153-172. (Geological Society, London, Special Publications, v. 294). DOI: https://doi.org/10.1144/SP294.9.

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo Orogen? **Geonomos**, v. 19, n. 2, p. 244-251, 2011. DOI: https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.56.

PEIXOTO, E. *et al*. A suture–related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. **Gondwana Research**, v. 27, n. 2, p. 878-896, 2015. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.11.010.

PFLUG, R. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, n. 226, p. 1-51, 1965.

PFLUG, R. 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**, n. 142, 20 p., 1968.

PORADA, H. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 44, p. 103-136, 1989. DOI: https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90078-8.

POWELL, C. McA. A morphological classification of rock cleavage. **Tectonophysics**, v. 58, p. 21-34, 1979.

QUEIROGA, G. N. A seção sedimentar sulfetada do ofiolito de Ribeirão da Folha e seu potencial metalogenético, orógeno Araçuaí, MG. 2006. 101 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.

QUEIROGA, G. N. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17º e 21ºS. 2010. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.

QUEIROGA, G. N. *et al*. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite. **Geonomos**, v. 15, p. 61-65, 2007. DOI: https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.107.

REIS, H. L. S.; ALKMIM, F. F. Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: the Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 66, n. 4, p. 711-731, set. 2015. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2015.07.013.

RODRIGUES, R. *et al*. 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**, v. 815, article 228979, 2021.

ROGERS, J. J. W.; SANTOSH, M**.** Continents and supercontinents. New York: Oxford University Press, 2004.

SANTOS, C. V. *et al*. Mapeamento geológico em escala 1:25.000 na região de Altamira, Minas Gerais: Trabalho de Campo II – GEO 085. Relatório técnico não publicado. Ouro Preto: Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 2025.

SILVA, L. C. *et al*. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: new evidence for the breakup stage of the São Francisco-Congo Paleocontinent. **Gondwana Research**, v. 13, n. 4, p. 527-537, 2008. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.06.002.

SOUZA, A. V. C. Arcabouço tectônico em escala 1:25.000 do Lineamento da Bocaina através da aplicação de métodos estruturais para construção e balanceamento de seções, Serra do Cipó, Sistema Espinhaço Meridional (MG). 2024. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Geológica) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2024.

SOUZA, M. E. S. Caracterização litoestrutural e geocronológica dos xistos verdes e metagabros do Grupo Macaúbas na faixa Terra Branca-Planalto de Minas, Minas Gerais. 2016. Dissertação (Mestrado) – [inserir instituição], [inserir cidade], 2016.

SOUZA, M. E. Evolução geodinâmica dos estágios de rifteamento do Grupo Macaúbas no período Toniano, meridiano 43°30'W, região centro-norte de Minas Gerais. 2019. 189 f. Tese (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2019.

SOUZA, M. E. *et al*. Time and isotopic constraints for Early Tonian basaltic magmatism in a large igneous province of the São Francisco – Congo paleocontinent (Macaúbas basin, Southeast Brazil). **Precambrian Research**, v. 373, p. 106621, 2022. DOI: https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106621.

TAVARES, T. D. *et al*. Detrital zircons from the Upper Três Marias Formation, São Francisco basin, SE Brazil: record of foreland deposition during the Cambrian? **Journal of South American Earth Sciences**, v. 97, article 102395, 2020.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. 1. ed. London: CRC Press, 1994. DOI: https://doi.org/10.1201/9781003077664.

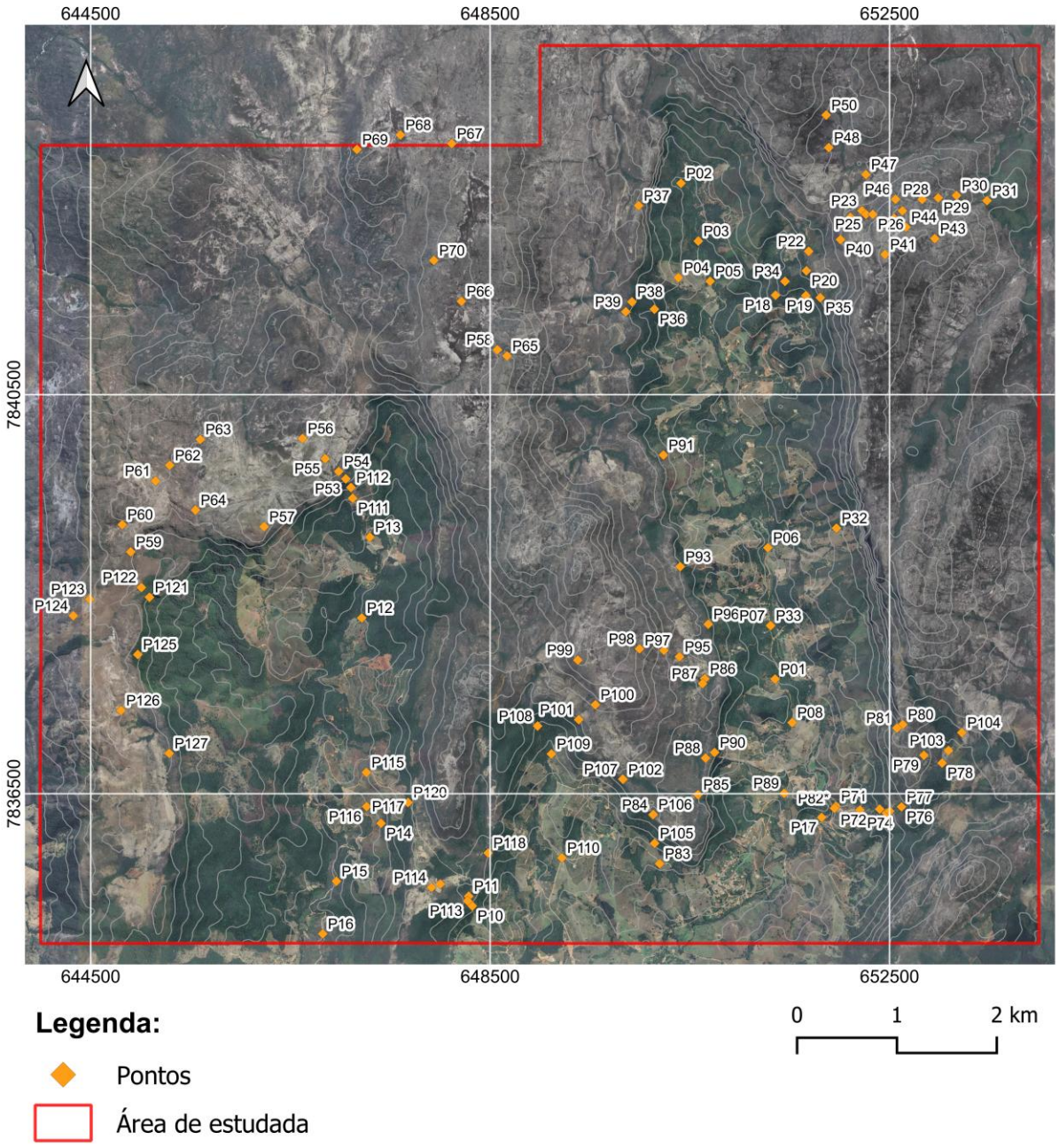
UHLEIN, A. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo brasiliano) no estado de Minas Gerais: aspectos estratigráficos e estruturais. 1991. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

UHLEIN, G. *et al***.** Early and late Ediacaran conglomeratic wedges from a complete foreland basin cycle in the southwest São Francisco Cráton, Bambuí Group, Brazil. **Precambrian Research**, v. 299, p. 101-116, 2017.

VICTORIA, A. M. O complexo anorogênico plutono-vulcânico Salto da Divisa (nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia): implicações para a abertura do rifte toniano no paleocontinente São Francisco-Congo. 2017. 164 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2017.

WARREN, L. V. *et al*. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. **Geology**, v. 42, n. 5, p. 391-394, 2014.

ANEXOS


644500
648500
652500
7840500
7836500
P50
P48
P47
P46
P28
P30
P31
P29
P44
P43
P23
P25
P26
P40
P41
P02
P37
P03
P22
P04
P05
P34
P20
P18
P19
P35
P39
P38
P36
P69
P68
P67
P70
P66
P58
P65
P63
P56
P62
P61
P55
P54
P112
P53
P111
P13
P64
P60
P57
P59
P91
P32
P06
P93
P122
P121
P123
P124
P12
P96
P07
P33
P125
P99
P98
P97
P95
P87
P86
P01
P126
P100
P108
P101
P08
P81
P80
P104
P127
P109
P88
P90
P103
P79
P78
P115
P107
P102
P85
P89
P120
P82*
P71
P77
P116
P117
P84
P106
P72
P74
P76
P14
P17
P105
P118
P110
P83
P15
P114
P11
P113
P10
P16
Legenda:
Pontos
Área de estudada
0
1
2 km

Anexo – Tabela de pontos e medidas estruturais turma 33 – abril 2025.

PONTO	X(UTM)	Y(UTM)	ALT	S0	S_1	Li	Le	F1	F2	Fa	Pc	Veio	Sb
P01	651354	7837649	1094										
P02	650412	7842619	1168										
P03	650585	7842040	1149										190/25
P04	650386	7841673	1194										
P05	650704	7841637	1138										
P06	651282	7838966	1083										
P07	651305	7838185	1062										235/60
P08	651525	7837213	1118										
P09	650181	7834277	972		160/40								
P10	648322	7835374	1184										
P11	648286	7835472		324/57	110/50								
P12	647215	7838262	1203										
P13	647296	7839072	1126										
P14	647408	7836203	1088										
P15	646961	7835622	1008										
P16	646824	7835095	1000										
P17	651821	7836262	1010										
P18	651359	7841497											
P19	651663	7841493		54/22	52/66	355/1							
P20	651668	7841742		20/62	80/45			135/40					
P21	652108	7842278		95/21	85/56	343/4							
P22	651691	7841937	1390	85/40	82/49				5/90				
P23	652224	7842344	1513	130/32	120/21	175/12		75/86					
P24				100/63	76/71	25/21							
P25	652264	7842308	1524	55/43	102/69	342/22		100/87					
P26	652333	7842308	1530								240		
P27	652545	7842269	1540	70/95	95/52	10/20							
P28	652828	7842457		145/20	110/49	73/62							
P29	652988	7842473		95/12	80/51	5/3							
P30	653171	7842497		100/55	54/69	13/11							
P31	653476	7842445	1413										
P32	651969	7839162	1160	70/50									
P33	651310	7838185	1056										55/50
P34	651454	7841636	1306		78/37								
P35	651807	7841472	1380	45/33	60/68	15/10							
P36	650146	7841357	1233										72/21
P37	649988	7842395	1275										147/18
P38	649921	7841431	1316	96/38	100/60			196/70					
P39	649859	7841331		265/12	189/33								
P40	652009	7842055	1506	201/15	74/32	5/5							
P41	652455	7841906	1609	70/32	81/51	5/18							
P42	6528676	7841937	1573	108/32	85/61	185/13							
P43	652954	7842065	1559	174/15	81/77	103/7	245/32			180/64			
P44	652666	7842179	1585	94/37	75/90	161/12							
P45	652630	7842343	1593	85/13	81/42	12/13							
P46	652561	7842459	1549	74/23	90/52	15/4							
P47	652264	7842707	1468	98/22	97/63								
P48	651892	7842977	1500	4/26	54/46	51/18							
P49	651852	651852	1504	348/78	82/29	81/36	72/29			0/50			
P50	651866	7843303	1539	276/41	52/42	8/13							
P51	647124	7839462	1235		79/36			85/60					
P52	647107	7839569	1230		54/56								
P53	647055	7839656	1367		85/22								
P54	646984	7839730	1368	127/75	135/47	195/15						100/82	
P55	646849	7839858	1400	315/29	30/29								
P56	646622	7840061	1407	320/29	100/44								

PONTO	X(UTM)	Y(UTM)	ALT	S0	S_1	Li	Le	F1	F2	Fa	Pc	Veio	Sb
P57	646237	7839177	1419	110/47	35/42								
P58	648573	7840950	1541	81/20	90/52			110/80					
P59	644901	7838924	1327	297/21	98/49			181/54				329/23	
P60	644816	7839197	1348	64/29	90/59	184/89							
P61	645150	7839635	1349	89/58	68/42								
P62	645292	7839792	1356	52/44	90/59	165/17							
P63	645598	7840051	1355	43/14	111/33	33/86		185/90/					
P64	645549	7839343	1388	58/14	79/49								
P65	648670	7840888	1526	230/42	112/41	183/13	77/8						
P66	648213	7841436	1515	290/10	100/75	180/6	100/40						
P67	648116	7843017	1519	40/11	110/41	20/8							
P68	647602	7843104	1526	110/11	120/50	27/2		110/85/					
P69	647167	7842958	1501	168/10	118/60	20/5		155/86/					
P70	647937	7841846	1513	40/30	84/71	5/16							
P71	651963	7836375	1056	120/29	90/29								
P72	652204	7836336	1100	100/25				205/81/					
P73	652402	7836345	1144	69/64									
P74	652469	7836305	1156	98/43	156/35		320/5	176/69	290/63	290/63/		156/35	
P75	652502	7836325	1176	100/36	131/37								
P76	652621	7836368	1208										
P77	652621	7836368	1242	93/39									
P78	653027	7836807	1229										
P79	652845	7836885	1286	105/25									
P80	652632	7837193	1334	128/37	112/32								
P81	652575	7837158	1314		105/80								
P82*	651949	7836354	1028										
P83	650198	7835798	1102		106/41								
P84	650130	7836288	1261	65/66	96/68	55/60					260	55/40	
P85	650582	7836490	1231	270/40	210/35			171/88	310/65				
P86	650650	7837652	1265	70/65								88/81	
P87	650628	7837603	1261	230/31	115/25								
P88	650658	7836857	1245	99/63	55/34			345/68					
P89	651445	7836504			160/29								
P90	650749	7836913	1236	280/15	85/60	340/2	255/2					260/70	
P91	650236	7839895		135/32	60/65	160/5							
P92	650427	758787		135/75	110/71	125/50							80/68
P93	650404	7838776		235/40	124/41	188/14							
P94	650373	738179		100/20	95/45								
P95	650397	7837873	1278	100/45	65/8								
P96	650685	7838199	1245	255/19	150/79	160/20	265/18						
P97	650241	7837937	1326	255/35	120/42	189/17							
P98	649996	7837952	1440	190/46	96/57	193/41							
P99	649379	7837839	1560	95/30	90/49	150/15							
P100	649555	7837392	1560	140/18	115/53			150/72	145/70				
P101	649388	7837242	1367	50/44	115/61	40/11							
P102	649832	7836641	1299					145/66					
P103	653091	7836933	1251	68/20	130/36								
P104	653225	7837112	1302	105/29	90/25								
P105	650148	7836003	1045		70/3								
P106	650134	7836291	1269	50/60	100/72								
P107	649829	7836646	1297	54/54	100/72								
P108	648976	7837178	1297		85/57								
P109	649114	7836898	1163		43/51								
P110	649220	7835857	1123		140/60			85/57					
P111	647124	7839462	1136	175/60	169/36								
P112	647107	7839569	1256		216/56								
P113	648275	7835425	1155	100/75	85/35								

PONTO	X(UTM)	Y(UTM)	ALT	S0	S_1	Li	Le	F1	F2	Fa	Pc	Veio	Sb
P114	647914	7835560	1242	5/74	105/55	115/40							
P115	647261	7836713	1128	70/45	85/45							80/40	
P116	647264	7836371	1078					130/75					
P117	647264	7836371	1078										
P118	648481	7835905	1187	89/78	86/59	94/52		10/84					
P119	648001	7835594	1246		88/30		173/26						
P120	647678	7836412	1212		110/38							55/54	
P121	645089	7838469	1265		55/36								
P122	645008	7838567	1294	305/8	65/58								
P123	644491	7838449	1310	90/35									
P124	644326	7838283	1300		120/20	20/15		150/45					
P125	644972	7837895	1315	120/15	90/40								
P126	644804	7837335	1318	250/5	170/30			150/75					
P127	645287	7836904	1267	80/29	70/54								