



UFOP

Universidade Federal
de Ouro Preto

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



ESCOLA DE MINAS

Lucas Medeiros da Silveira

**EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DA JUNÇÃO ENTRE A SERRA
DAS CAMBOTAS E A SINCLINAL GANDARELA**
- QUADRILÁTERO FERRÍFERO -
MINAS GERAIS

OURO PRETO

Março 2026

MONOGRAFIA Nº 579

Lucas Medeiros da Silveira

**EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRUTURAL DA JUNÇÃO ENTRE A SERRA DAS
CAMBOTAS E A SINCLINAL GANDARELA
- QUADRILÁTERO FERRÍFERO -
MINAS GERAIS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Departamento de Geologia da Escola de
Minas da Universidade Federal de Ouro Preto,
como requisito para aprovação na disciplina
Projeto Final de Curso – GEO 144, ano 2025/2.
Orientador: Prof. Issamu Endo

Ouro Preto, março de 2026.

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

S587e Silveira, Lucas Medeiros da.
Evolução tectono-estrutural da junção entre a Serra das Cambotas e a Sinclinal Gandarela - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais. [manuscrito] / Lucas Medeiros da Silveira. - 2026.
121 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Issamu Endo.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geologia estrutural. 2. Quadrilátero Ferrífero (MG). 3. Placas tectônicas. 4. Orogênese. I. Endo, Issamu. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 551.24

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



FOLHA DE APROVAÇÃO

Lucas Medeiros da Silveira

Evolução Tectono-Estrutural da Junção da Serra das Cambotas com o Sinclinal Gandarela - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de bacharel em Engenharia Geológica.

Aprovada em 02 de março de 2026

Membros da banca

Prof. Issamu Endo - Orientador DEGEO/EM/UFOP
Prof. Paulo de Tarso Amorim Castro - DEGEO/EM/UFOP
Prof. Luiz Fernandes Dutra - DEGEO/EM/UFOP
Prof. Daniel Francisco Martins de Souza - DEGEO/EM/UFOP

Issamu Endo, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 18/03/2026



Documento assinado eletronicamente por **Issamu Endo, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 19/03/2026, às 13:20, 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 **1078135** e o código CRC **5541F27B**.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço aos meus pais, pelo apoio incondicional ao longo de toda trajetória pessoal e acadêmica.

Aos meus amigos Lucas Generoso e Evandro Guilhon, pelo companheirismo e incentivo desde o período de preparação para o ingresso na UFOP. Ao amigo Maycon Pereira, pela amizade constante e pelo estímulo permanente à busca de aprimoramento.

Em nome dos servidores técnicos Nilson Araújo e Laura Xavier, agradeço aos demais pelo apoio institucional ao longo dessa jornada. Em nome do motorista Márcio Gomes, companheiro de algumas das memoráveis aulas de campo, registro meu reconhecimento a todos os prestadores de serviço da UFOP. Estendo, esse agradecimento às colaboradoras da equipe de limpeza, aqui representas pela Silvana Oliveira.

Por meio dos professores Emílio Urbano, André Danderfer e Leonardo Graça, que estiveram mais próximos durante minha formação, agradeço a todo corpo docente do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, que me proporcionaram um ensino público de excelente qualidade.

De maneira especial, agradeço aos professores Edison Tazava e Gustavo Melo pelas oportunidades de monitoria e iniciação científica, e aos colegas do UFOP SEG *Student Chapter* pelas experiências acadêmicas enriquecedoras que ampliaram minha vivência de aprendizado profissional no Quadrilátero Ferrífero.

Por fim, registro minha gratidão ao Prof. Issamu Endo, pela orientação pautada em rigor científico e seriedade acadêmica.

RESUMO

A região de junção entre a Serra das Cambotas e a Sinclinal Gandarela representa um setor estratégico para a compreensão da superposição de eventos tectônicos paleoproterozoicos e neoproterozoicos na borda sudeste do Cráton São Francisco. Essa região possui arcabouço tectono-estrutural que reflete a interação entre os domínios do Quadrilátero Ferrífero (QFe) e do Espinhaço Meridional. Esta monografia apresenta os resultados de mapeamento geológico litoestrutural em escala 1:25.000, com detalhamento local em 1:10.000, integrando análise estrutural, estudos petrográficos e preparação de amostras para geocronologia U-Pb em zircão detritico. Do ponto de vista tectônico, a área registra superposição de diferentes eventos. A Orogênese Transamazônica (Paleoproterozoico) está associada à estruturação inicial do arcabouço tectônico materializado na nucleação da Sinclinal Gandarela com vergência para SSW. O intervalo tafrogênico (Mesoproterozoico) promove o adelgaçamento crustal da porção oriental do QFe, sendo responsável pelo basculamento inicial da Sinclinal Gandarela para SE. A Orogênese Brasileira (Neoproterozoico) promoveu encurtamento de E para W, com nucleação da Sinclinal Cambotas dentro de um contexto tectônico de deformação *thin-skinned* nas coberturas metassedimentares e reativações *thick-skinned* no embasamento cristalino. Estruturas atribuídas à fase tardia da Orogênese Brasileira articulam-se em sistema Riedel, sob regime rúptil-dúctil, sobrepondo-se a todas as unidades litoestratigráficas e litodêmicas da área de estudo. O cálculo teórico de alongação da Sinclinal Cambotas, associado às características de deformação, demonstra que a abertura da Bacia Espinhaço não se caracteriza, na área estudada, por regimes extensionais de grande magnitude; o rifte não se desenvolve efetivamente no interior do QFe. Os dados obtidos indicam que as formações Pedra Pintada (proposta neste trabalho) e Morro Grande constituem unidade metassedimentar posicionada tectonicamente sotoposta pelo Supergrupo Minas, não integrando a Bacia Tamanduá do Supergrupo Espinhaço. A partir de critérios sedimentológicos e geocronológicos o Membro Córrego do Garimpo foi associado à Formação Pedra Pintada. O Grupo Tamanduá apresenta baixa intensidade deformacional, com desenvolvimento de xistosidade e lineações minerais do tipo “a” perpendiculares a eixos de dobras N-S, sob condições de baixa temperatura e pressão compatíveis com metamorfismo fácies xisto verde inferior. Os resultados refinam a delimitação estratigráfica da região e contribuem para o entendimento da interação entre os eventos orogênicos Transamazônico e Brasileiro na borda oriental do QFe.

Palavras-chave: Transamazônico; Brasileiro; Quadrilátero Ferrífero; Grupo Tamanduá; Serra das Cambotas.

ABSTRACT

The junction region between the Serra das Cambotas and the Gandarela Syncline represents a strategic sector for understanding the superposition of Paleoproterozoic and Neoproterozoic tectonic events along the southeastern margin of the São Francisco Craton. This area exhibits a tectono-structural framework that reflects the interaction between the Quadrilátero Ferrífero (QFe) and Southern Espinhaço domains. This monograph presents the results of lithostructural geological mapping conducted at a scale of 1:25,000, with local refinement at 1:10,000, integrating structural analysis, petrographic studies, and the samples preparation for U–Pb geochronology on detrital zircon. From a tectonic standpoint, the area records the superposition of distinct tectonic events. The Transamazonian Orogeny (Paleoproterozoic) is associated with the initial structuring of the tectonic framework, as evidenced by the nucleation of the Gandarela Syncline with vergence toward the SSW. The taphrogenic interval (Mesoproterozoic) promoted crustal thinning in the eastern portion of the QFe and was responsible for the initial tilting of the Gandarela Syncline toward the SE. The Brasiliano Orogeny (Neoproterozoic) produced E–W shortening, leading to the nucleation of the Cambotas Syncline within a tectonic context characterized by thin-skinned deformation in the metasedimentary cover and thick-skinned reactivations within the crystalline basement. Structures attributed to the late phase of the Brasiliano Orogeny are organized in a Riedel system under a brittle-ductile regime, overprinting all lithostratigraphic and lithodemic units within the study area. The theoretical calculation of elongation for the Cambotas Syncline, combined with the observed deformation characteristics, indicates that the opening of the Espinhaço Basin in the study area was not characterized by large-magnitude extensional regimes; the rift did not effectively develop within the interior of the QFe. The obtained data indicate that the Pedra Pintada Formation (proposed in this work) and the Morro Grande Formation constitute a metasedimentary unit tectonically positioned beneath the Minas Supergroup, and therefore do not belong to the Tamanduá Basin of the Espinhaço Supergroup. Based on sedimentological and geochronological criteria, the Córrego do Garimpo Member is assigned to the Pedra Pintada Formation. The Tamanduá Group displays low deformational intensity, characterized by the development of schistosity and type “a” mineral lineations perpendicular to N–S fold axes, formed under low temperature and pressure conditions consistent with lower greenschist facies metamorphism. The results refine the stratigraphic framework of the region and contribute to the understanding of the interaction between the Transamazonian and Brasiliano orogenic events along the eastern margin of the QFe.

Keywords: Transamazônico; Brasiliano; QFe; Grupo Tamanduá; Serra das Cambotas.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero e regiões adjacentes. Integração cartográfica de Endo *et al.* (2019) e Silva *et al.* (2020). Destaque para o polígono da área de estudo em linha branca contínua. Legenda: A34rv - Supergrupo (SGr.) Rio das Velhas, A4PP1m – SGr. Minas, PP3er – SGr. Estrada Real, PP4γb - Suíte Borrachudos, PPNPe – SGr. Espinhaço, NP23sf – SGr. São Francisco, NP1δpl - Suíte Pedro Lessa. 18
- Figura 2** – Mapa de elevação topográfica. Destaque para linha azul escuro indicando as rotas de acesso às cidades de Caeté e Barão de Cocais a partir de Belo Horizonte, com acesso pela rodovia BR-381. O retângulo em vermelho tracejado mostra a área de estudo, na conexão da Serra das Cambotas com a Sinclinal Gandarela. 22
- Figura 3** – Desenho esquemático da metodologia descrita por Compton (1962), para medir espessura de camadas em terrenos com superfície topográfica inclinada em menor grau no mesmo sentido de mergulho das camadas. 25
- Figura 4** – Articulação do mapa apresentado neste trabalho em relação às quadrículas mapeadas pelo convênio USGS-DNPM. 26
- Figura 5** – Preparação de amostras para análises de isótopos de U-Pb. **a)** Britador de mandíbula de *Sturtevant*. **b)** Moedor de disco vertical modelo Bico-*Braun*. **c)** Capela de exaustão com montagem para separação por líquido denso. **d)** Estereomicroscópio lupa com aumento de até 80 vezes, placa de Petre e agulha metálica. **e)** Amostra de zircão sobre placa de vidro vista em lupa. **f)** Espectroscópio de Catodoluminescência Acoplado a Microscópio Eletrônico de Varredura Eletrônica. 30
- Figura 6** - Fotomicrografia dos grãos de zircão detrítico da estação geológica P4. Imagem obtida por Espectroscopia de Catodoluminescência (CL) acoplada a Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) em amostra metalizada. 31
- Figura 7** - Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Destaque para os contornos do Cráton São Francisco (CSF) em linha cinza contínua e para o polígono do Mapa do QFe (Endo *et al.*, 2019) em linha preta contínua. 33
- Figura 8** – Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. 34
- Figura 9** - Enxames de diques no Estado de Minas Gerais. Destaque para o polígono do Mapa do QFe em linha preta contínua e para o Enxame de Diques Para de Minas I e II, correlacionáveis às suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega, em linha verde contínua dentro do polígono do Mapa do QFe. 41

Figura 10 – Distribuição regional das temperaturas máximas calculadas por Olivo <i>et al.</i> (1982) a partir das curvas propostas por Matthews e Beckinsale (1979) e por Bertenrath <i>et al.</i> (1973). Devido a evidências de campo, o autor informa que as temperaturas podem ser mais baixas em até 35°C na região leste e até 25°C na região oeste.	45
Figura 11 - Corpos da Suíte Borrachudos (ca.1,7 Ga) hospedados no embasamento cristalino. Destaque para o bloco Itauninha, em vermelho, na região a NNE do Quadrilátero Ferrífero, descrito por Dussin <i>et al.</i> (2025) em baixo grau de metamorfismo regional Brasileiro. Região de alto grau metamórfico, descrito por Herz (1978b), Hoefs <i>et al.</i> (1982), Olivo <i>et al.</i> (1996), associável ao Transamazônico.....	47
Figura 12 - Mapa esquemático de articulação do sistema de <i>nappes</i> do Quadrilátero Ferrífero e as principais falhas e zonas de cisalhamento. Destaque para a Sinclinal Gandarela delimitada por linha azul contínua. Legenda: <i>Nappes</i> : NC- <i>Nappe</i> Curral, NM- <i>Nappe</i> Maquiné, NSR- <i>Nappe</i> Santa Rita, NIRP- <i>Nappe</i> Itabira-Rio Piracicaba, NOP- <i>Nappe</i> Ouro Preto. Falhas: SB- São Bento, AQ- Água Quente.	49
Figura 13 - Articulação da <i>Nappe</i> Maquiné. Destaque para a Sinclinal Gandarela em linha azul contínua.	50
Figura 14 - Modelo evolutivo dos estágios F_{n-1} e F_n da Sinclinal Antifórmica Gandarela.	51
Figura 15 - Modelo evolutivo de Endo <i>et al.</i> (2004) para a Sinclinal Gandarela em passagem para a fase F_{n+1} do evento Brasileiro (E_2).	54
Figura 16 – Sistema Riedel com cinemática sinistral com plano de fluxo (Y) orientado na direção azimute 120°.	55
Figura 17 - Mapa Geológico modificado de Harder e Chamberlim (1915a). Destaque para o agrupamento dos blocos de quartzito da região central de Minas Gerais no grupo “Quartzito Caraça”, em cor amarelo, com exceção do “Quartzito Itacolomi”, em cor laranja.	58
Figura 18 - Extrato modificado do Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, escala 1:150.000, de Endo <i>et al.</i> (2019). Destaque para área de estudo delimitada pelo polígono desenhado em linha vermelha pontilhada; e para a Formação Cambotas, em cor amarelo-claro, dentro da área de estudo.	61
Figura 19 - Coluna estratigráfica do Grupo Tamanduá na Serra homônima e adjacências, proposto por Gomes <i>et al.</i> (2017).	62
Figura 20 - Imagem de satélite da área de estudo com destaque para as estações geológicas.	64
Figura 21 - Articulação das quadrículas dos mapas geológicos de outros autores, utilizados na integração cartográfica.	66

Figura 22 - Fotografia da vertente oeste da Serra das Cambotas, obtida a partir da rodovia MG-436, com visada para leste-nordeste. Em primeiro plano, o Complexo Caeté, na região de Água Limpa; ao fundo o Morro da Antena. Destacam-se as falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo. P107 – X: 654842, Y: 7797504.....	67
Figura 23 - Modelo Digital de Terreno da quadrícula da área de estudo.	68
Figura 24 - Mapa e seção geológica da Serra das Cambotas e região de Cocais.	69
Figura 25 - Suíte Paraopeba no Complexo Caeté. a) Fotografia de afloramento com destaque para a foliação milonítica (S_b) e para a lineação mineral (L_m). b) Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados aumento de 5x, de anfibolito composto por hornblenda (Hbl), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). P138 – X: 651163, Y: 7803998.....	70
Figura 26 - Fotografia de afloramento com destaque para Falha de Empurrão Tamanduá instalada entre o Supergrupo Minas (capa) e o Supergrupo Estrada Real (lapa). P19 – X: 657978, Y: 7796634.	72
Figura 27 - Fotografias da Formação Pedra Pintada. a) Pinturas rupestres em quartzito do Sítio Arqueológico Pedra Pintada. b) Quartzito com clastos subarredondados de formação ferrífera. c) Quartzito ferruginoso friável com destaque para o acamamento relíctico ($S_0 = 065/25$). d) Quartzito com argilominerais referente à estação geológica P71, com destaque para o acamamento ($S_0 = 130/46$) e para a coleta de amostra destinada à geocronologia.	73
Figura 28 - Fotografias de afloramentos da Formação Antônio dos Santos – Grupo Tamanduá, constituído por metaquartzo arenito com estratificações cruzadas, localizados no a) Morro da Antena e na b) Serra do Garimpo.	75
Figura 29 - Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados e aumento de 5x de quartzo (Qz)-sericita (Ser) xisto da Formação Cambotas – Membro Rio Vermelho. (P106 – X: 655155-Y: 7797924).....	75
Figura 30 - a) Ilustração do empilhamento estratigráfico no contato gradacional entre os membros Rio Vermelho (base) e São Miguel (intermediário). b) Fotografia panorâmica do corte na rodovia MG-436 com visada para sul-sudeste. Destaque para o contato gradacional, marcado por granocrescência ascendente a esquerda d) Membro Rio Vermelho com granulometria predominante silte e areia fina, e a direita c) Membro São Miguel com granulometria areia média. P106 – X: 655155, Y: 7797924.	76
Figura 31 - Formação Cambotas – Membro São Miguel. a) Fotografia de amostra de mão de metarenito com clorita. b) Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados e aumento de 5x de metarenito composto por grãos e subgrãos de quartzo (Qz) com extinção ondulante e	

contatos planares desenvolvidos por difusão via úmida – difusão por pressão, com clorita (Chl) marcando a xistosidade S_{n+1} . P7 – X: 655324, Y: 7798915.	77
Figura 32 - Formação Cambotas – Membro Ribeirão Cocais. Fotomicrografias em luz transmitida. a) Nicóis cruzados e aumento de 10x, de metarenito sericítico composto por quartzo (Qz) e sericita (Ser). b) Nicóis descruzados e aumento de 5x, de porfiroblasto decimétrico de dumortierita (Dum) com inclusões de quartzo em textura poiquiloblástica. P33 – X: 655939, Y:7799254.	78
Figura 33 - Suíte Pedro Lessa. a) Fotografia de amostra de mão de diabásio porfirítico. b) Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados em aumento de 10x de diabásio composto por plagioclásio (Pl) e actinolita (Act) em processo de alteração para clorita (Chl). P27 – X: 657540, Y: 7798391.	79
Figura 34 - Suíte Pedro Lessa. a) Registro fotográfico de veio de quartzo (Qz) associado a cloritito, oriundo da alteração de protólito máfico. b) Fotomicrografia sob luz transmitida (nicóis cruzados, aumento de 10x) de cloritito composto predominantemente por Fe-Mg clorita (Fe-Mg Chl) e, subordinadamente Mg-Fe clorita (Mg-Fe Chl), em associação com veio de quartzo. Destaca-se a foliação discreta. P118 – X: 656272, Y: 7800846.	79
Figura 35 - Mapa esquemático dos domínios geológicos da área de estudo.	80
Figura 36 – Itabirito anfibolítico do supergrupo Minas. a) Estruturas atribuídas à Sinclinal Gandarela, com destaque para xistosidade S_n (180/30), oblíqua ao bandamento composicional S_b (140/25), com vorticidade anti-horária em relação e lineação de intersecção com caimento para ESE (118/28). b) Estruturas associadas à instalação da Falha do Tamanduá, com desenvolvimento de foliação S/C exibindo vorticidade horária e lineação de intersecção com caimento para ESE (115/33). P19 – X: 657978, Y:7796634.	82
Figura 37 – Interferência de dobras em Z da Falha Tamanduá (F_n) sobre dobras em S da Sinclinal Gandarela (F_n). a) Fotografia de estruturas na formação ferrífera anfibolítica do Supergrupo Minas. b) Representação esquemática do afloramento com atitudes das estruturas: α – plano axial, β – eixos de dobras, e C_n – plano de cisalhamento paralelo ao bandamento composicional S_b . P19 – X: 657978, Y:7796634.	83
Figura 38 - Dados estruturais do domínio Pedra Pintada representados em projeções estereográficas de igual-área (rede de Schmidt), hemisfério inferior. Os contornos de densidade foram obtidos pelo método de Kamb.	83
Figura 39 – Estruturas características do domínio Pedra Pintada. a) Vista em planta de quartzito com lineações de intersecção entre $S_n \times S_0$ com caimento para ESE ($L_i = 098/32$). b) Vista em	

planta de quartzito com dobras suaves e abertas com N-S ($\beta_{n+1} = 180/10$). P4 – X: 656382, Y: 7797112.	84
Figura 40 – Fotografias de estruturas peculiares ao Supergrupo Espinhaço em metarcóseo sericítico. a) Dobras cerradas vergentes para W, com eixos N-S ($\beta_{n+1} = 000/20$). b) Foliações S/C com vorticidade horária, indicando topo dirigido para W.	85
Figura 41 - Dados estruturais do domínio Espinhaço representados em projeções estereográficas de igual-área (rede de Schmidt), hemisfério inferior. Os contornos de densidade foram obtidos pelo método de Kamb.	85
Figura 42 - Fotografia da região do Morro da Antena a partir da Fazenda do Garimpo, com visada para sul. Destaque para a Falha de Empurrão Fazenda do Garimpo, responsável pela colocação da Formação (Fm.) Pedra Pintada (capa) sobre a Fm. Cambotas. P58 – X: 655981, Y: 7802905.	86
Figura 43 – Registro microestrutural da Falha Córrego do Garimpo por fotomicrografias em luz transmitida com nicóis cruzados em aumento de 5x. a) Milonito composto por quartzo (Qz), sericita (Ser) e feldspato (Fsp) com dois pares de foliações S/C, referente às fases F_{n+1} com vorticidade horária e topo vergente para oeste, e F_{n+5} com vorticidade anti-horária e cinemática de topo dirigido para leste. b) Foliação S_{n+1} predominante sobre S_{n+5} . P109 – X: 653849, Y: 7796199.	87
Figura 44 - Estruturas da Falha Fazenda do Garimpo. a) Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados em aumento de 5x. Milonito composto por quartzo (Qz) e sericita (Ser) com foliações S/C, em vorticidade horária com cinemática de topo dirigido para oeste. b) Fotografia de clorita xisto com foliações S/C em vorticidade horária, com topo dirigido para oeste.	88
Figura 45 - Microestruturas da Sinclinal Cambotas obtidas por fotomicrografias em luz transmitida, com nicóis cruzados em aumento de 5x. Metarcóseos compostos por quartzo (Qz), sericita (Ser) e microclínio (Mc). a) Flanco inverso com relação de vorticidade anti-horária. b) Flanco normal com padrão de vorticidade horária.	89
Figura 46 – Estruturas da Falha Pedra da Tartaruga. Fotografias de afloramento de quartzito ferruginoso friável com níveis filíticos. a) Filito milonítico com foliações S/C, vorticidade horária com topo dirigido para oeste, sobrepondo dobras cerradas da fase F_n . b) Eixos de porfiroblastos tipo σ , com eixo N-S, topo dirigido para oeste. P20 – X: 658131, Y: 7798538.	90

Figura 47 - Estruturas do Sistema Riedel atribuídas ao Brasileiro durante as fases F_{n+2} e F_{n+4} . Destaque para a figura e) Diagrama de roseta com 75 atitudes de estruturas planares de alto ângulo, indicando máximo de 20% para o Az 140°.	91
Figura 48 - Estruturas da Falha Montalvão. Fotografias de afloramento de quartzo-sericita xisto, com foliações S/C atribuídas à fase (F_{n+5}) de colapso do orógeno. a) Plano de cisalhamento (C_{n+5}) da falha. b) Foliações S/C com assimetria anti-horária, indicando topo dirigido para leste. Foliação milonítica (S_{n+5}). P150 – X: 649830, Y: 7795943.	92
Figura 49 – Paragênese mineral constituída por quartzo (Qz) achatado e sericita (Ser), em assembleia com microclina (Mc). Fotomicrografias em luz transmitida com nicóis cruzados. a) Objetiva 5x. b) Objetiva 10x.	93
Figura 50 – Sistema de Nappes Ouro Preto. Desenho esquemático. Legenda: NM- Nappe Maquiné, inferior, NSR- Nappe Santa Rita, NOP- Nappe Ouro Preto, NIRP- Nappe Itabira-Rio Piracicaba, superior, ZCSV- Zona de Cisalhamento São Vicente, FIT- Falha Itacolomi.	96
Figura 51 – Modelo de evolução tectono-estrutural da junção entre a Sinclinal Gandarela e a Serra das Cambotas.	97
Figura 52 - Falha Montalvão caracterizada por Crocco-Rodrigues (1991). Na porção leste predomínio de granitos e gnaisses, e na porção oeste predomínio de migmatitos.	113
Figura 53 - Dobras macroscópicas com eixos E-W paralelos às lineações de intersecção entre acamamento e xistosidade. Ocorrência registrada no distrito de Pedra Menina/MG, região de interface entre a Serra do Espinhaço Meridional e o Complexo Guanhões.	115
Figura 54 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero. Destaca-se a proximidade da área de estudo, delimitada em linha vermelha contínua, ao ponto MF-13 caracterizado por Babinski <i>et al.</i> (1995) com recristalização discreta de carbonatos associada à Orogênese Brasileira. Legenda: 2 – SGr. Espinhaço, 3 – SGr. Minas, 4 – SGr. Rio das Velhas, 5 – Terrenos granito-gnáissicos.	116
Figura 55 - Dobras em caixa na mina de Fábrica Nova. Região oriental do Quadrilátero Ferrífero.	117
Figura 56 - Extrato do Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, escala 1:150.000, de Endo <i>et al.</i> (2019). Destaca-se na porção central da Anticlinal de Mariana a Formação Catarina Mendes (cor bege) sobreposta pelo Supergrupo Rio das Velhas (cor verde).	120

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Resumo da evolução estrutural da área de estudo associada aos eventos tectônicos e às fases de deformação.	95
Quadro 2 - Relações temporais de unidades litoestratigráficas do Espinhaço e correlatas do Complexo Guanhões sobre sequências do Riachão-Orosiriano.	100
Quadro 3 - Quadro comparativo de interpretações do empilhamento estratigráfico do Grupo Tamanduá de Simmons e Maxwell (1961).....	119

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
1.1. Apresentação	17
1.2. Objetivos.....	20
1.3. Justificativa e relevância.....	21
1.4. Localização e vias de acesso	22
1.5. Materiais e métodos.....	22
1.5.1. Pesquisa bibliográfica.....	23
1.5.2. Mapeamento geológico litoestrutural	24
1.5.3. Levantamento estratigráfico e cálculo de espessura de camadas	25
1.5.4. Confecção do mapa geológico e integração cartográfica	25
1.5.5. Petrografia microscópica	26
1.5.6. Análise microestrutural.....	27
1.5.7. Preparação de amostras de zircão detrítico.....	28
1.5.8. Uso de ferramentas de Inteligência Artificial Generativa na redação do trabalho	31
2. GEOLOGIA REGIONAL	33
2.1. ESTRATIGRAFIA.....	34
2.1.1. Complexos Metamórficos arqueanos	35
2.1.2. Supergrupo Rio das Velhas	35
2.1.3. Supergrupo Minas.....	36
2.1.4. Supergrupo Estrada Real	39
2.1.5. Suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega.....	40
2.1.6. Suíte Borrachudos.....	41
2.1.7. Supergrupo Espinhaço	42
2.1.8. Suíte Pedro Lessa.....	43
2.2. Metamorfismo regional	43

2.3.	Arcabouço Tectono-Estrutural	47
2.3.1.	O Ciclo Transamazônico – 2,5 a 1,9 Ga.....	48
2.3.2.	O Intervalo Tafrogênico – 1,9 a 1,0 Ga.....	51
2.3.3.	O Ciclo Brasileiro–Pan-Africano – 1,0 a 0,44 Ga	53
3.	CONCEPÇÕES HISTÓRICAS E TRABALHOS ANTERIORES	56
3.1.	O Legado de Derby e a Transição para a Geologia Sistemática	56
3.2.	A Estratigrafia Integrada do Sudeste de Minas Gerais.....	57
3.3.	A “Querela” dos Quartzitos	57
3.4.	O Grupo Tamanduá de Simmons e Maxwell (1961).....	60
3.5.	O Grupo Tamanduá de Dutra <i>et al.</i> (2020).....	62
3.6.	O Problema da Falha das Cambotas	63
4.	NOTAS SOBRE O MAPA GEOLÓGICO	64
5.	GEOLOGIA DA SERRA DAS CAMBOTAS E REGIÃO DE COCAIS	67
5.1.	Estratigrafia	68
5.1.1.	Complexos Metamórficos.....	70
5.1.2.	Supergrupo Rio das Velhas	71
5.1.3.	Supergrupo Minas.....	71
5.1.4.	Supergrupo Estrada Real	72
5.1.5.	Suítes Cocais, Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega.....	74
5.1.6.	Supergrupo Espinhaço – Grupo Tamanduá.....	74
5.1.7.	Suíte Pedro Lessa.....	78
5.2.	Arcabouço Estrutural	80
5.2.1.	Estruturas de Deformação Dúctil do Domínio Gandarela.....	81
5.2.2.	Estruturas de Deformação Dúctil-Rúptil do Domínio Espinhaço	84
5.2.3.	Estruturas de Deformação Rúptil de Ampla Ocorrência	90
5.2.4.	Estruturas de Deformação Dúctil de Ocorrência Localizada	92
5.3.	Metamorfismo no Domínio Espinhaço.....	93

6.	EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	95
6.1.	Ciclo Transamazônico – 2,5 a 1,9 Ga.....	96
6.2.	Intervalo Tafrogênico – 1,9 a 1,0 Ga.....	98
6.3.	Orogênese Brasileira – 650 a 550 Ma.....	103
6.4.	Pós-Brasiliano.....	105
7.	DISCUSSÕES	107
7.1.	Posicionamento Estratigráfico do Membro Córrego do Garimpo.....	107
7.2.	Caracterização Metamórfica do Grupo Tamanduá.....	109
7.3.	O Regime Dúctil Transamazônico	109
7.4.	O Regime Dúctil-Rúptil da Sobreposição Brasileira	110
7.5.	O Encurtamento da Sinclinal Cambotas.....	111
7.6.	Uma Terminação do Rifte Espinhaço no Quadrilátero Ferrífero	111
7.7.	A Fase de Relaxamento e Colapso do Orógeno Araçuaí.....	112
7.8.	A Incógnita da Falha Montalvão	112
7.9.	Tectônica Brasileira com Vergência para Sul.....	114
7.10.	Tectônica Brasileira Leste-Oeste	117
7.11.	Proposição da Formação Pedra Pintada.....	118
8.	CONCLUSÕES E RECOMENDÇÕES	122
8.1.	Conclusões.....	122
8.2.	Recomendações	123
9.	REFERÊNCIAS.....	125
10.	APÊNDICES	138
10.1.	Mapa Geológico da Serra da Cambotas e região de Pedra Pintada, Quadrilátero Ferrífero, Barão de Cocais e Caeté/MG	
11.	ANEXOS.....	139
11.1.	Declaração de Uso de IAGen	139

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho insere-se no cumprimento da carga horária obrigatória do curso de Engenharia Geológica, integrando as disciplinas ofertadas pelo Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. Trata-se da monografia do Projeto de Conclusão de Curso (GEO 144), desenvolvido pelo autor sob a orientação do Professor Issamu Endo.

A presente pesquisa foi realizada em articulação com a monografia intitulada “Caracterização Estrutural do Lineamento Caeté: Um Lineamento Azimute 120° no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais”, elaborada por Scarlety Ellen Patrocínio Santos, egressa da Escola de Minas e igualmente orientada pelo Professor Issamu Endo.

Tal parceria viabilizou o mapeamento geológico de estruturas da Orogênese Brasileira (550 Ma) ainda não apresentadas na literatura científica. Enquanto este trabalho foca nas deformações coaxiais, a obra de Santos (2026) prioriza as estruturas não coaxiais. Essa colaboração fomentou debates que conferiram maior consistência científica e relevância acadêmica aos resultados aqui apresentados.

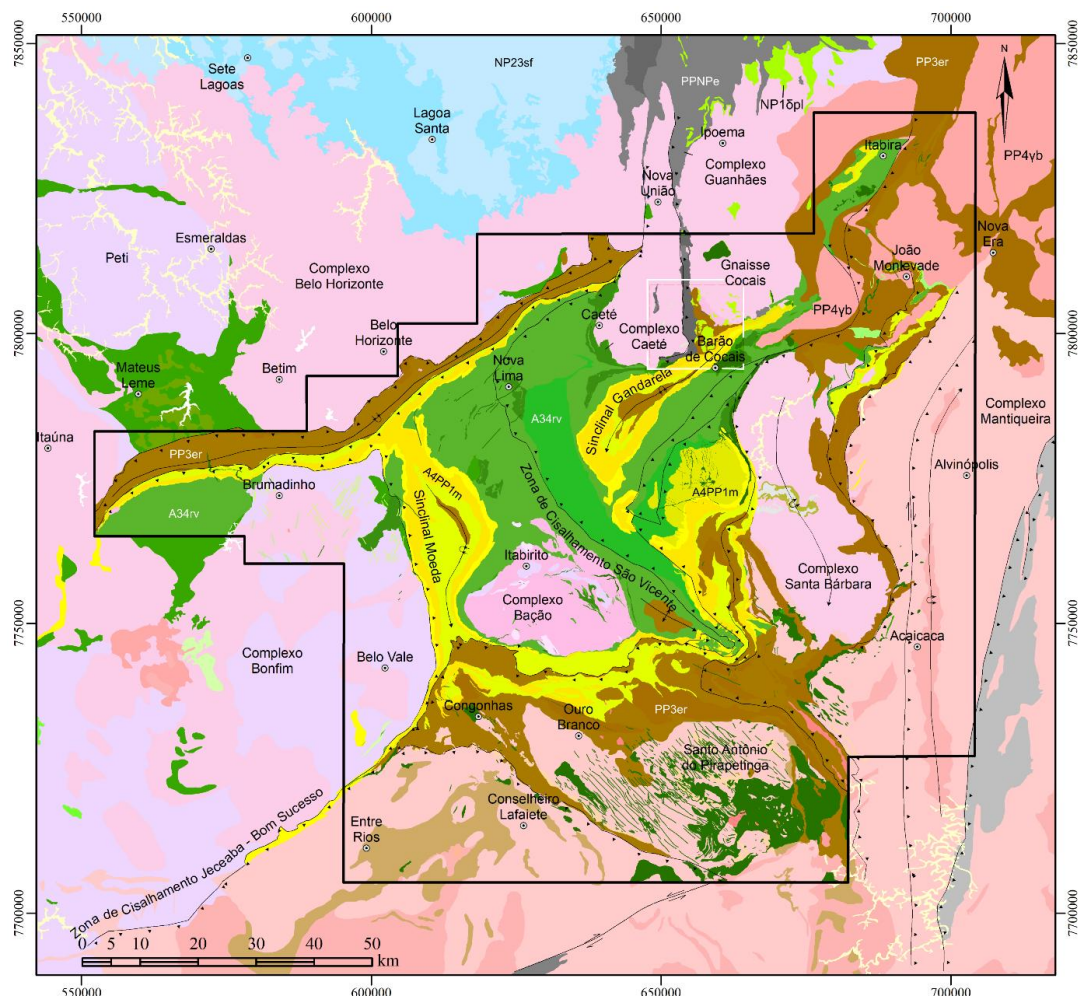
1.1. Apresentação

O Quadrilátero Ferrífero (QFe) constitui um dos mais notáveis arquivos geológicos do planeta, onde se preserva, com rara nitidez, a superposição de estruturas e litologias que se formam do Arqueano ao Neoproterozoico. Em poucos territórios é possível observar, de forma tão contínua e inteligível, a formação da crosta primitiva, a estabilização paleoproterozoica, os episódios distensivos mesoproterozoicos e as reativações compressivas brasileiras, todos registrados em afloramentos amplamente expostos e estruturalmente legíveis. Essa condição singular transforma a região em verdadeiro laboratório natural para a compreensão dos processos de nucleação, deformação e retrabalhamento continental, permitindo aos geólogos decifrar trechos ocultos dos capítulos da história evolutiva do nosso Planeta que, em outros terrenos, permanecem encobertos ou obliterados.

Mapeado pioneiramente em escala regional por Dorr *et al.* (1963), o QFe é descrito por Endo *et al.* (2020) constituído por três supergrupos de rochas metavulcânicas e metassedimentares alóctones posicionadas sobre o embasamento cristalino, composto por suítes tonalíticas-trondhjemiticas-granodioríticas (TTG) de idade arqueana. Da base para o topo, sobre o embasamento, ocorrem as sequências *greenstone belt* pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas, constituída por rochas metavulcanossedimentares de idade meso a neoarqueana

(Dorr, 1969; Zucchetti *et al.*, 1998; Baltazar e Zucchetti, 2007; Angeli, 2015). Essa sequência é sobreposta pelo Supergrupo Minas, uma unidade de rochas metassedimentares provenientes de uma bacia do tipo rifte/margem passiva paleoproterozoica-sideriana (Dorr, 1969; Alkmim e Marshak, 1998; Endo *et al.*, 2019, 2020). No topo da pilha estratigráfica, encontra-se o Supergrupo Estrada Real, constituído por rochas metassedimentares de bacias de antepaís sin-orogênicas, do tipo *flysch* e molassa, de idade paleoproterozoica-rhyaciana (Endo *et al.*, 2019, 2020).

Figura 1 – Mapa Geológico do QFe e regiões adjacentes. Destaque para o polígono da área de estudo em linha branca contínua. Legenda: A34rv - Supergrupo (SGr.) Rio das Velhas, A4PP1m – SGr. Minas, PP3er – SGr. Estrada Real, PP4yb - Suíte Borrachudos, PPNPe – SGr. Espinhaço, NP23sf – SGr. São Francisco, NP1δpl - Suíte Pedro Lessa.



Fonte: Adaptado de Endo *et al.* (2019) e Silva *et al.* (2020).

O Espinhaço Meridional constitui o setor sul da serra homônima, com aproximadamente 300 km de extensão entre o QFe e a região de Olhos d'Água, em Minas Gerais (Almeida Abreu, 1995). Essa cadeia orogênica é edificada predominantemente por rochas quartzíticas, filíticas e

metaconglomeráticas do Supergrupo Espinhaço, que foram depositadas em uma bacia intracratônica do tipo rifte-*sag*, ativa entre o Paleozoico e o Mesoproterozoico (Martins Neto, 1998; Chemale *et al.*, 2012).

A área de estudo se localiza na porção norte-nordeste do QFe e extremo sul do Espinhaço Meridional (Figura 1), na conexão entre esses diferentes domínios geológicos. A Serra das Cambotas é constituída por rochas metassedimentares estaterianas-calymmianas, de composições quartzíticas e metapelíticas pertencentes ao Grupo Tamanduá, do Supergrupo Espinhaço (Daher *et al.*, 2020; Dutra *et al.*, 2020). Essas rochas sustentam a crista oeste da Serra, possuem as maiores cotas topográficas, e estão em contato tectônico com o Complexo Caeté. Na porção central da serra, ao longo do meridiano próximo ao Morro da Antena, os quartzitos da Formação Cambotas são sobrepostos por rochas quartzíticas da Formação Pedra Pintada – proposta neste trabalho – com idade especulada paleoproterozoica-rhyaciana, correlacionadas ao Supergrupo Estrada Real (Silveira *et al.*, 2024). Essas rochas foram empurradas por inversão tectônica durante a Orogênese Brasileira (ca.550 Ma) sobre o Supergrupo Espinhaço, que possui idade mais jovem. A sul e sudeste, próximo à cidade de Barão de Cocais, a área é delimitada pelas rochas metassedimentares paleoproterozoicas-siderianas do Supergrupo Minas, estruturadas pela Sinclinal Gandarela sobrepondo as rochas associadas ao Supergrupo Estrada Real por cavalgamento durante a Orogenia Transamazônica (ca.2,1 Ga) (Silveira *et al.*, 2024).

Essa região é emblemática, por ter sido alvo de estudos pioneiros sobre a interação entre os diferentes domínios geológicos mencionados. Simmons e Maxwell (1961) e Simmons (1968) definiram nessa área a seção-tipo do Grupo Tamanduá, de ocorrência restrita e posicionamento estratigráfico incerto, composto por duas formações: a inferior, denominada “quartzitos da Formação Cambotas”, constituída predominantemente por quartzito metarenitos impuros, xistos quartzíticos e filíticos na base; e a “formação superior”, composta por três membros agrupados e denominados formação “sem nome”, composta por xistos quartzíticos, sericíticos e cloríticos, com quartzitos ferruginosos e formações ferríferas filíticas e dolomíticas.

Diversos autores se dedicaram a elucidar o posicionamento estratigráfico dos quartzitos da Formação Cambotas e a elucidação da existência da formação “sem nome”, dentre eles Crocco Rodrigues (1991), Endo *et al.* (2019, 2020) e Dutra *et al.* (2020). Uma síntese de diferentes interpretações elucidadas por autores diversos foi organizada por Dutra *et al.* (2020). A partir de dados de mapeamento geológico, levantamentos estratigráficos e análises U-Pb em zircão detrítico, Daher *et al.* (2020) e Dutra *et al.* (2020) concluíram, de forma convergente,

que os quartzitos da Formação Cambotas constituem o sistema rifte do Supergrupo Espinhaço. Os autores supracitados não reconhecem a existência da formação “sem nome”. Endo *et al.* (2019, 2020) reafirmam a existência dela, rebatizando-a Morro Grande, interpretando seu posicionamento estratigráfico na base do Supergrupo Minas, conforme proposto por Dorr (1969).

Crocco Rodrigues (1991) apresenta um modelo de empurrão de leste para oeste responsável por sobrepor as rochas do supergrupo Minas ao Espinhaço, porém o autor descreve dobras cerradas e isoclinais com caimento dos eixos para sudeste na zona de dano da falha. As estruturas mapeadas pelo autor supracitado não corroboram com o modelo proposto. A relação estrutural parece controversa. Faria (2016) apresenta trabalho de mapeamento geológico da região, caracterizada entre outros elementos por lineações de intersecção entre acamamento (S_0) e xistosidade (S_n) com caimento para leste-sudeste, subparalelas aos eixos de dobras mapeado por Crocco Rodrigues (1991).

1.2. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo contribuir para uma melhor caracterização e delimitação das unidades metassedimentares do Grupo Tamanduá e das formações Pedra Pintada e Morro Grande, bem como colaborar para o aprimoramento do entendimento da evolução tectono-estrutural da junção entre a Serra das Cambotas e a Sinclinal Gandarela. Além disso, busca investigar a aparente contradição estrutural identificada na área de estudo. Para tanto, são apresentados novos dados de mapeamento geológico, acompanhados de descrições litoestruturais detalhadas, que subsidiam a proposição de um modelo evolutivo para a região de junção entre essas duas estruturas. Com base nessa abordagem, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

1. Elaborar um mapa geológico na escala de 1:25.000, integrando dados cartográficos de trabalhos anteriores com mapeamento geológico de detalhe na escala de 1:10.000 em áreas consideradas relevantes;
2. Delimitar a ocorrência do Grupo Tamanduá segundo a concepção de Dutra *et al.* (2020);
3. Mapear as relações geométricas e cinemáticas da Falha do Tamanduá e da Falha Fazenda do Garimpo, interface estrutural entre as rochas dos supergrupos Espinhaço, Minas e Estrada Real;

4. Elaborar um modelo dinâmico de evolução tectônica que represente a interação entre os domínios do Espinhaço com o QFe na região; e
5. Preparar amostras de zircão detrítico para posterior análise LA-ICP-MS – numa próxima etapa da pesquisa não publicada neste trabalho – com o objetivo de validar o modelo tectônico.

1.3. Justificativa e relevância

O Grupo Tamanduá foi descrito originalmente com seção-tipo entre as serras das Cambotas e do Tamanduá, sendo considerado uma das unidades mais controversas do QFe, sobretudo em relação à sua posição estratigráfica e correlação com os supergrupos Minas e Espinhaço. O Grupo foi definido por Simmons e Maxwell (1961), posicionando-o no topo da Supergrupo Rio das Velhas, posteriormente reinterpretado por Dorr (1969) como unidade basal da Supergrupo Minas, e atualmente definido por Dutra *et al.* (2020) e Daher *et al.* (2020) como membro do Supergrupo Espinhaço.

A ausência de contatos estratigráficos preservados e a complexa sobreposição tectônica por rochas do Supergrupo Minas geraram múltiplas hipóteses estratigráficas e tectônicas. Estudos recentes apoiados por dados de U-Pb em zircão detríticos, e análises de proveniência sedimentar realizados na Formação Cambotas, propõem o Grupo Tamanduá como componente da sucessão rifte-*sag* da bacia Espinhaço, com idades máximas de deposição entre 1.769 e 1.740 Ma (Daher *et al.*, 2020; Dutra *et al.*, 2020). Em relação a unidade superior – “formação “sem nome”” de Simmons e Maxwell (1961) – em contato tectônico por falha sobreposta à Formação Cambotas, os autores supracitados defendem a sua inexistência. Moore (1969) não reconheceu a continuidade lateral dessa unidade na folha de Gongo Soco, as ocorrências de xistos e quartzitos foram interpretadas como variações litológicas pertencentes ao Grupo Nova Lima.

Além dos avanços de caracterização por empilhamento estratigráfico e de datação geocronológica do Grupo Tamanduá, realizados por Gomes (2017a), Dutra *et al.* (2020) e Daher *et al.* (2020), os dados produzidos no presente trabalho contribuem para delimitação da continuidade lateral desse grupo, com caracterização litológica-estrutural da área mapeada e aprimoramento da definição da formação Morro Grande (Endo *et al.* 2019), possibilitando melhor entendimento da evolução tectono-estrutural entre os domínios do QFe e do Espinhaço.

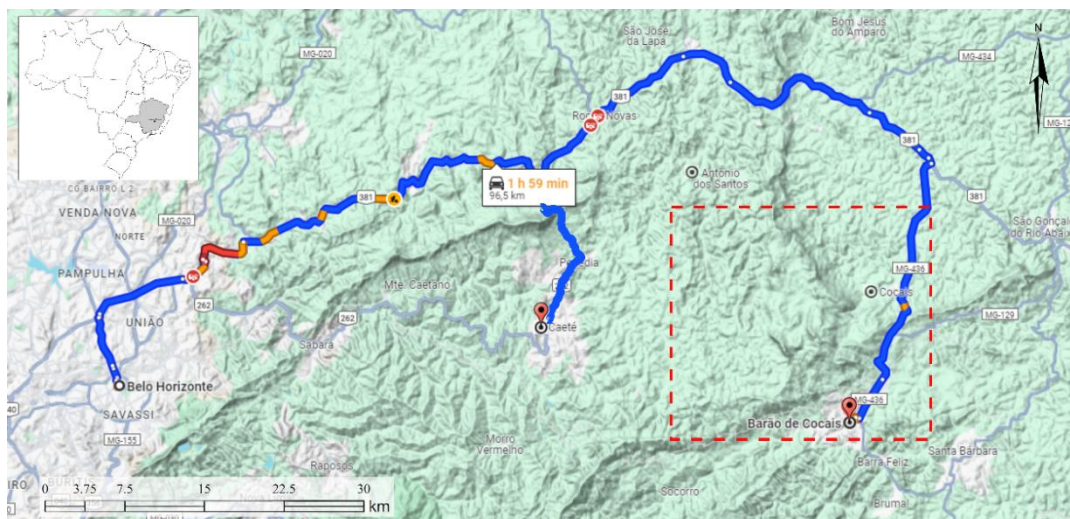
1.4. Localização e vias de acesso

A Serra das Cambotas e a região de Cocais estão localizadas nos municípios de Caeté e Barão de Cocais, situados a aproximadamente 56 km e 96 km, respectivamente, a leste de Belo Horizonte, capital do estado de Minas Gerais (**Figura 2**).

O acesso a essas localidades a partir da capital mineira pode ser realizado pela rodovia BR-381, com posterior deslocamento por vias secundárias, por meio das rodovias estaduais MG-435 e MG-436.

A área objeto de estudo deste trabalho abrange toda a extensão da Serra das Cambotas e suas adjacências. A oeste, limita-se pela região de Água Limpa; a norte nas proximidades do distrito de Antônio dos Santos, município de Caeté/MG; a leste abrange a região de Pedra Pintada e imediações do distrito de Cocais; a sudoeste e sudeste limitada pelas serras do Gongo Soco e do Tamanduá, respectivamente, ambas localizadas próximas a cidade de Barão de Cocais.

Figura 2 – Imagem de satélite com elevação topográfica. Destaque para linha azul escuro indicando as rotas de acesso às cidades de Caeté e Barão de Cocais a partir de Belo Horizonte, com acesso pela rodovia BR-381. O retângulo em vermelho tracejado mostra a área de estudo, na conexão da Serra das Cambotas com a Sinclinal



Fonte: Google maps. Acessado em <http://maps.google.com/maps>, no dia 12/01/2024.

1.5. Materiais e métodos

Este tópico apresenta, de forma sucinta, as metodologias e técnicas empregadas em cada uma das etapas deste projeto. O trabalho teve início com atividades de pesquisa bibliográfica, seguidas pelo mapeamento geológico litoestrutural em áreas consideradas relevantes, com levantamentos realizados na escala de 1:10.000. Também foi conduzido o

levantamento estratigráfico com estimativa da espessura das camadas metassedimentares, focado no contato gradacional entre os membros Rio Vermelho e São Miguel, pertencentes à Formação Cambotas (Dutra *et al.* 2020). Na sequência, foi confeccionado o mapa geológico da área, integrando dados de campo com cartografias e informações bibliográficas oriundas de trabalhos de outros autores. Foram produzidas lâminas delgadas de rochas, descritas em microscópio petrográfico e registradas imagens por fotomicrografias. Por fim, foram preparadas amostras para análises geocronológicas U-Pb em zircão detríticos para análises em Espectrômetro de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado e Ablação a Laser (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – LA-ICPMS). Para alcançar esses objetivos elencados, foram adotadas as seguintes metodologias.

1.5.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi conduzida de forma abrangente, com consulta a diversas plataformas, bibliotecas físicas e acervos digitais, constituindo-se como a etapa inicial do projeto e estendendo-se até a finalização desta monografia. Inicialmente, o foco da busca concentrou-se em mapas, relatórios técnicos e boletins geológicos produzidos no âmbito do convênio entre o *United States Geological Survey* (USGS) e o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), liderado por John Van N. Dorr II entre os anos de 1946 e 1962. Esses documentos encontram-se disponíveis tanto no site da USGS quanto na Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes, da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto (EM-UFOP), vinculada ao Departamento de Geologia (DEGEO).

Além disso, foram consultados mapas, artigos científicos e relatórios técnicos produzidos pelo Centro de Estudos Avançados do QFe (QFe 2050), pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) e pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG). Também foram analisados trabalhos de conclusão de curso de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado disponíveis nos repositórios institucionais e nas bibliotecas do DEGEO-UFOP e do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC-UFMG).

Artigos científicos foram acessados por meio do Portal de Periódicos da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), além da obtenção de informações adicionais por meio de contato direto com autores de trabalhos relevantes e compartilhamento de dados, obtidos junto a colegas e professores.

1.5.2. Mapeamento geológico litoestrutural

O mapeamento geológico iniciou-se com a fotointerpretação de imagens de satélite de alta resolução, processadas no software GIS. Essa análise preliminar visou à identificação de distintos domínios geológicos e ao planejamento das vias de acesso. Como preparação para as atividades de campo, foram elaborados mapas geológicos fotointerpretados e impressas cartas topográficas com pontos de controle, além de material de consulta contendo mapas geológicos preexistentes de cobertura total ou parcial da área.

As atividades de campo consistiram no levantamento de dados em escala 1:10.000, por meio de estações geológicas distribuídas ao longo de caminhamentos em áreas de interesse. As coordenadas das estações (P₁, P₂, P₃, ...) foram registradas com um GPS Garmin *Map 65s*, configurado no *datum* WGS84, sistema de coordenadas UTM (Zona 23S). Em cada estação, procedeu-se à descrição litoestrutural macroscópica com auxílio de lupa de mão com aumento de 10x.

As atitudes de estruturas planares e lineares foram medidas com bússola geológica de precisão e prancheta estrutural, utilizando a notação de trama (*dip direction/dip*). A análise de vorticidade foi realizada no plano de perfil da estrutura (seção perpendicular aos eixos de dobras e/ou lineações de interseção), adotando-se a observação no sentido do caimento (down-plunge). Esse plano de observação corresponde ao plano de simetria monoclínica de dobras assimétricas e, aproximadamente, ao plano 'xz' do elipsoide de deformação em regimes de cisalhamento simples (Fossen, 2013).

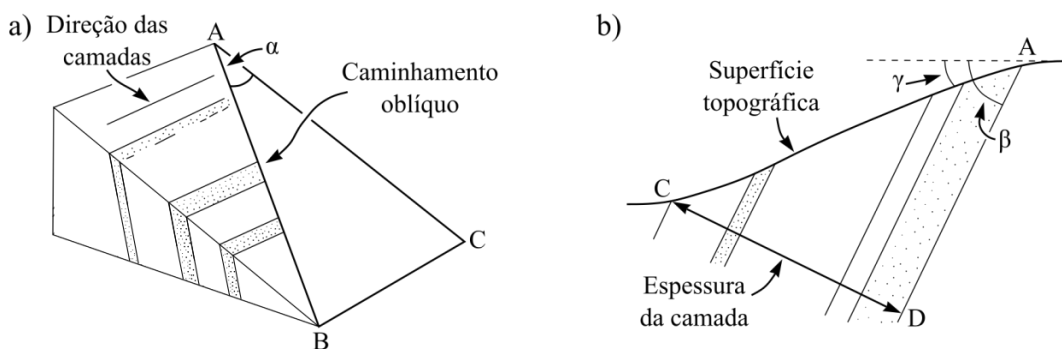
No que tange às lineações minerais, a classificação adotou a sistematização clássica de Ramsay (1967), distinguindo-as em tipos 'a' e 'b', conforme sua relação com o elipsoide de deformação finita e a geometria das estruturas associadas. As lineações do tipo 'a' representam a direção de máximo alongamento finito, sendo paralelas ao eixo 'x' do elipsoide. Essa definição engloba lineações de estiramento mineral, orientação preferencial de minerais alongados e estiramento de seixos ou agregados minerais. Em contrapartida, as lineações do tipo 'b' dispõem-se paralelamente aos eixos das dobras, coincidindo com a direção do eixo 'y' do elipsoide, associada à lineações de interseção entre superfícies planares, como o acamamento (S₀) e a foliação tectônica (S₁ ou S₂). Tal distinção é fundamental para a interpretação cinemática e para a reconstrução da história deformacional, permitindo discriminar entre regimes dominados por estiramento finito e aqueles controlados por dobramentos.

O trabalho de campo incluiu ainda o registro fotográfico de afloramentos e a coleta de amostras para diferentes finalidades analíticas. Foram selecionadas amostras de mão, por vezes estruturalmente orientadas, para a confecção de lâminas delgadas destinadas à análise micropetrográfica e microestrutural. Adicionalmente, coletaram-se amostras de grande volume para viabilizar análises de isótopos de U-Pb em zircão detrítico, visando à caracterização temporal e à proveniência das unidades metassedimentares mapeadas.

1.5.3. Levantamento estratigráfico e cálculo de espessura de camadas

O levantamento estratigráfico e o cálculo de espessura das camadas metassedimentares foram realizados seguindo metodologia descrita por Compton (1962), com medição da espessura aparente em seções oblíquas a direção de mergulho das camadas e com superfície topográfica inclinada em menor grau e no mesmo sentido de mergulho das camadas (**Figura 3a**). A aplicação da metodologia está ilustrada na **Figura 3b**, inicialmente calcula-se a espessura aparente ortogonal à direção das camadas utilizando a fórmula: $AC = AB \times \cos \alpha$. Posteriormente procede-se com o cálculo da espessura real das camadas por meio da fórmula: $CD = AC \times \sin(\beta - \gamma)$.

Figura 3 – Desenho esquemático da metodologia descrita por Compton (1962), para medir espessura de camadas em terrenos com superfície topográfica inclinada em menor grau no mesmo sentido de mergulho das camadas.



Fonte: Adaptado de Compton (1962).

1.5.4. Confecção do mapa geológico e integração cartográfica

O mapa geológico apresentado neste trabalho foi confeccionado a partir dos dados coletados durante a etapa de mapeamento e complementado por publicações de outros autores, com cobertura total e/ou parcial da área de estudo. Essa complementação foi realizada de forma criteriosa e seletiva, buscando preservar a integridade dos dados de

trabalhos consolidados, com preenchimento de lacunas, atualização de dados e correções que se fizeram necessárias. Os admiráveis e pioneiros trabalhos de mapeamento geológico realizados no âmbito do convênio USGS-DNPM, entre 1946 e 1962, especialmente os de Moore (1957a,b) nas quadrículas Gongo Soco e Antônio dos Santos, e os de Simmons (1960a,b) nas quadrículas Santa Bárbara e Cocais, constituem importantes referências para a definição das unidades geológicas e seus respectivos traçados cartográficos. A área

de estudo deste trabalho abrange parcialmente as quatro quadrículas mencionadas, cuja articulação está ilustrada na **Figura 4**.

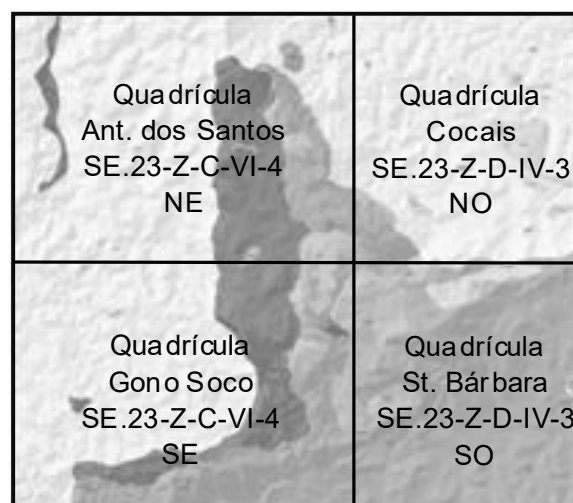
Crocco Rodrigues (1991) realizou mapeamento geológico com abordagem semelhante à adotada neste trabalho, integrando as quatro quadrículas mapeadas pelo convênio USGS-DNPM. Em sua dissertação de mestrado, o autor descreveu de maneira detalhada as principais características litológicas e estruturais da região.

Os trabalhos de Lobato *et al.* (2005), nas folhas Santa Bárbara e Caeté, foram utilizados como base para o georreferenciamento das quadrículas do convênio USGS-DNPM. Os contornos litológicos e a estrutura da Sinclinal Gandarela, bem como a legenda das unidades do Supergrupo Minas, foram extraídos do mapa geológico do QFe de Endo *et al.* (2019), com ajustes pontuais realizados a partir de mapas em escalas maiores produzidos por Katahira (2013) e Faria (2016). Os traçados das formações Antônio dos Santos e Cambotas foram extraídos dos trabalhos de Gomes (2017a) e Dutra *et al.* (2020), respectivamente. Por fim, as unidades do Supergrupo Rio das Velhas — incluindo os contornos litológicos e a legenda foram fundamentadas nos trabalhos de Araújo *et al.* (2020) e Ferreira *et al.* (2020).

1.5.5. Petrografia microscópica

As análises petrográficas em microscópio óptico de luz transmitida foram realizadas no Laboratório de Microscopia, e as fotomicrografias produzidas no Laboratório de Microanálises (LMic), ambos do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. Essas

Figura 4 – Articulação do mapa apresentado neste trabalho em relação às quadrículas mapeadas pelo convênio USGS-DNPM.



Fonte: Elaborado pelo autor.

análises tiveram como principal objetivo caracterização da mineralogia das litologias representativas da área de estudo, assim como a descrição de microestruturas e suas respectivas análises cinemáticas. Essa abordagem permitiu uma correlação entre as observações de campo e os mecanismos internos de deformação das rochas, fundamentais para a compreensão do arcabouço tectônico da região.

As lâminas delgadas foram confeccionadas, em sua maioria, a partir de amostras estruturalmente orientadas, coletadas em afloramentos de maior relevância, com seções de observação perpendiculares às foliações e às lineações de intersecção entre os planos de xistosidade e acamamento. Esse plano de observação aproxima-se do plano “xz” do elipsoide de deformação, com feições de máxima assimetria correspondentes às Seções Normais de Vorticidade (Díaz-Azpiroz *et al.* 2019). A definição desse plano de corte é fundamentada pela simplificação do modelo de deformação, com forte contribuição pseudomonoclínica controlada por cisalhamento simples. Durante a confecção das seções delgadas, as lâminas de vidro foram coladas junto à face inferior da amostra, considerando o sentido de caimento das lineações, sendo o desbaste executado no mesmo sentido, possibilitando assim a obtenção de seções representativas do perfil verdadeiro da estrutura, e análise correta da cinemática.

As observações microscópicas foram complementadas por fotomicrografias de feições representativas às observadas em campo, que ilustram e sustentam a interpretação dos processos deformacionais envolvidos. As abreviações dos nomes dos minerais nas fotomicrografias seguiram a proposta de Whitney e Evans (2010).

1.5.6. Análise microestrutural

Embora o termo “milonito” tenha sido originalmente cunhado por Lapworth¹ (1885, *apud* Sibson, 1977) para descrever rochas presentes na zona de dano de falhas de cavalgamento na região de Moine, na Escócia, sua definição foi posteriormente reformulada. Atualmente, o termo é utilizado para designar rochas deformadas que sofreram redução significativa em sua granulometria como resultado de processos de deformação plástica, geralmente associados à regimes de cisalhamento dúctil. Sibson (1977) propôs uma classificação dos milonitos em três subgrupos, com base na proporção de grãos originais preservados na matriz deformada:

- Protomilonito – entre 90% a 50% dos grãos originais preservados;
- Milonito – entre 50% a 10% dos grãos originais preservados; e
- Ultramilonito – menos de 10% dos grãos originais preservados.

¹ CHARLES LAPWORTH. 1885

Complementarmente, Passchier e Trouw (2005) introduzem o conceito de filonito, definido como uma rocha de granulação ultrafina, rica em micas (particularmente sericita), derivada da milonitização de xistos em condições de cisalhamento dúctil. Essas rochas apresentam intensa textura foliada, características de zonas de deformação com alta concentração de minerais micáceos.

Trouw *et al.* (2010) argumentam que a intensidade da deformação observada nas microestruturas é o critério fundamental para a classificação de uma rocha como milonito. Estes autores propõem uma abordagem complementar à de Sibson (1977), classificando os milonitos segundo o grau de milonitização: baixo, médio ou alto. Essa distinção é baseada principalmente no tamanho dos grãos, no tipo de recristalização e na abrangência e homogeneidade da deformação microestrutural.

De acordo com essa abordagem, rochas miloníticas apresentam matriz finamente granulada, geralmente composta por quartzo, clorita, biotita e moscovita. Nos estágios de baixo grau de milonitização, esses minerais se encontram altamente deformados; já nos estágios de alto grau, ocorrem recristalizados. Porfiroclastos de minerais como feldspato, hornblenda, granada e piroxênios são comuns, frequentemente exibindo feições típicas de deformação cristal-plástica, como extinção ondulante e recristalização marginal ou parcial.

Dessa forma, conforme sugerido por Trouw *et al.* (2010), a adequada caracterização de uma rocha milonitizada deve considerar tanto o subgrupo milonítico (protomilonito, milonito ou ultramilonito), quanto o grau de milonitização (baixo, médio ou alto).

1.5.7. Preparação de amostras de zircão detrítico

A aplicação das análises isotópicas de U-Pb em zircão detríticos é uma das ferramentas mais robustas da geologia moderna para a investigação da proveniência sedimentar e a determinação da idade máxima de deposição em bacia (Dickinson e Gehrels, 2009; Padilha *et al.*, 2022). O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório comum em rochas ígneas ácidas, como granitos e riolitos, presente também em rochas metamórficas e sedimentares detríticas. Esse mineral destaca-se como o principal geocronômetro devido à sua natureza de mineral resistato; sua elevada dureza e estabilidade química permitem que ele suporte processos severos de intemperismo, diagênese e transporte sedimentar sem perder sua integridade isotópica. Além disso, sua estrutura cristalina é capaz de preservar registros complexos de eventos geológicos sobrepostos, manifestados como zonamentos magmáticos e bordas de sobrecrecimento metamórfico (Corfu *et al.*, 2003; Rubatto, 2018).

Harley e Kelly (2007) e Padilha *et al.* (2022) descrevem substituições que ocorrem durante o crescimento do zircão em ambientes magmáticos e metamórficos, cátions tetravalentes como U^{4+} e Th^{4+} podem substituir o Zr^{4+} na estrutura cristalina, em razão de seus raios iônicos semelhantes (1,05 Å para U^{4+} e 1,10 Å para Th^{4+}). Por outro lado, o elemento Pb não é compatível para a substituição de Zr durante a cristalização, sendo incorporado no cristal exclusivamente como produto do decaimento radioativo dos isótopos de U e Th. O decaimento de ^{238}U para ^{206}Pb , de ^{235}U para ^{207}Pb e de ^{232}Th para ^{208}Pb , fundamenta o uso do zircão em análises geocronológicas, permitindo o cálculo de idades absolutas com base em equações de decaimento radioativo.

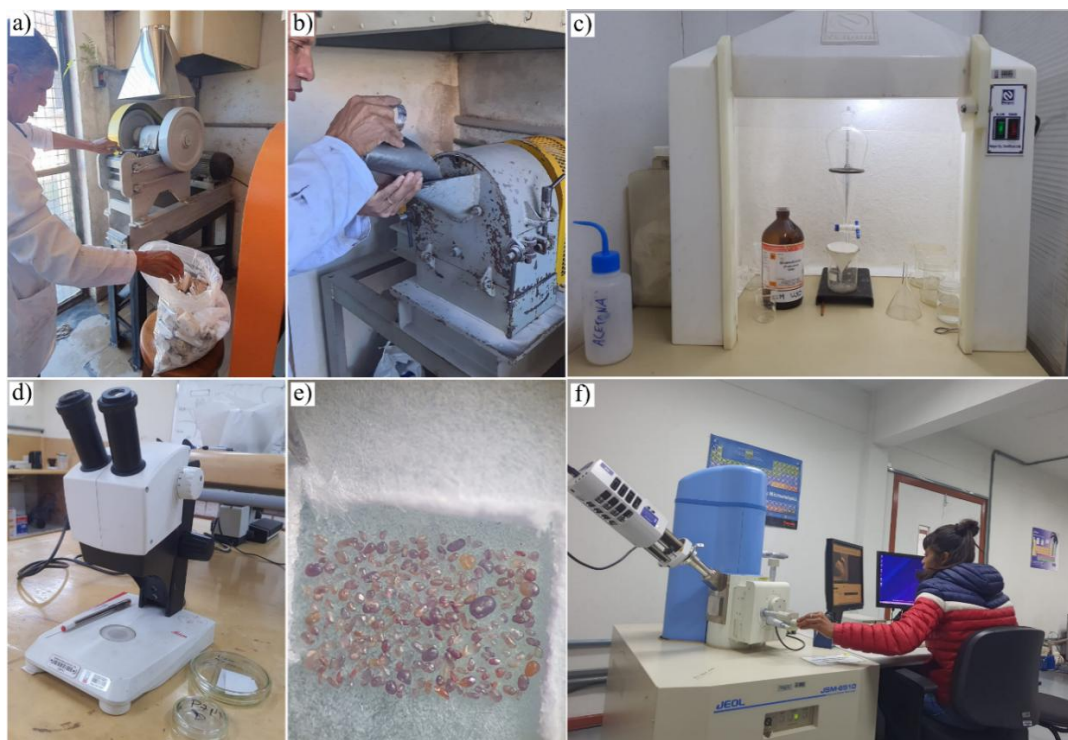
A aplicação do método U-Th-Pb pressupõe três condições fundamentais: (i) que o sistema isotópico tenha permanecido fechado desde a cristalização do mineral, sem intercâmbio de isótopos com o meio externo; (ii) que essa condição de fechamento se mantenha ao longo de sua história geológica; e (iii) que sejam conhecidas e constantes as taxas de decaimento dos isótopos envolvidos. Quando essas premissas são atendidas, a idade obtida representa com fidelidade a idade de cristalização do zircão e, no caso de grãos detríticos, a idade da rocha fonte (Padilha *et al.*, 2022).

O procedimento metodológico para a obtenção desses dados seguiu uma sequência rigorosa de preparação física e química (**Figura 5**), baseada nos protocolos de Strong e Driscoll (2016). Inicialmente, as amostras coletadas em campo foram processadas no Laboratório de Preparação de Amostras e Separação de Minerais (LOPAG) do DEGEO. O processo de cominuição envolveu a fragmentação primária em britador de mandíbulas *Sturtevant* (**Figura 5a**), seguida de moagem fina em moedor de disco vertical Bico-*Braun* (**Figura 5b**), visando à liberação dos grãos de zircão de sua matriz mineralógica. A fração moída foi submetida ao bateamento manual em bateia de fibra de vidro, um método clássico de concentração gravimétrica preliminar, que permite separar uma polpa de minerais pesados (zircão, óxidos de ferro, sulfetos, topázio, apatita, monazita, etc...) do material quartzo feldspático predominante.

A etapa subsequente de purificação empregou-se o método de separação por líquido denso, utilizando bromoformo ($CHBr_3$; densidade $3,3 \text{ g/cm}^3$) para a flotação e descarte de minerais mais leves (**Figura 5c**). O concentrado de minerais pesados resultante foi seco em estufa a 80°C e posteriormente submetido à separação magnética com o uso de ímãs de neodímio, visando à remoção de minerais com alta susceptibilidade, como a magnetita e a hematita- γ (maghemita). Com a polpa de minerais pesados não magnéticos purificada, procedeu-se à catação manual (*hand-picking*) sob estereomicroscópio binocular com aumento de até 80x (**Figura 5d**). Nesta fase, foram selecionados individualmente mais de 200 grãos de zircão por amostra, priorizando-

se a diversidade morfológica para garantir uma representatividade estatística adequada da proveniência sedimentar.

Figura 5 – Preparação de amostras para análises de isótopos de U-Pb. **a)** Britador de mandíbula de *Sturtevant*. **b)** Moedor de disco vertical modelo *Bico-Braun*. **c)** Capela de exaustão com montagem para separação por líquido denso. **d)** Estereomicroscópio lupa com aumento de até 80 vezes, placa de Petre e agulha metálica. **e)** Amostra de zircão sobre placa de vidro vista em lupa. **f)** Espectroscópio de Catodoluminescência Acoplado a Microscópio Eletrônico de Varredura Eletrônica.



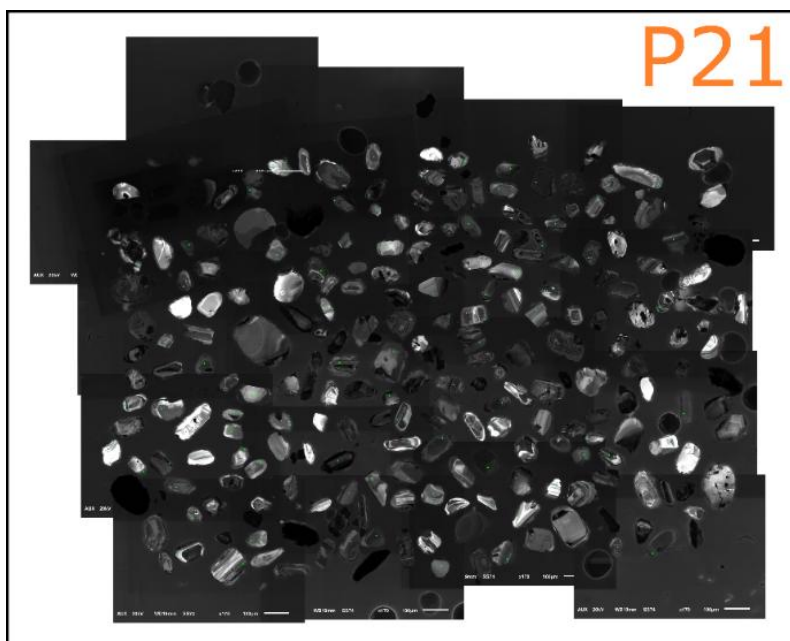
Fonte: Elaborado pelo autor.

Os grãos selecionados foram montados em fita dupla face sobre lâminas de vidro (**Figura 5e**) e, posteriormente, embutidos em pastilhas circular de resina epóxi. Após a cura da resina, as pastilhas foram submetidas a polimento fino com pastas de diamante para expor as superfícies internas dos cristais, sendo finalizadas com banho ultrassônico para eliminação de contaminantes superficiais.

Antes da análise por Espectrometria de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado a Ablação a Laser (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – LA-ICPMS*), as amostras foram metalizadas e submetidas a imageamento via Catodoluminescência (CL) acoplada a um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), no Laboratório de Microanálises (LMic) do DEGEO (**Figura 5-f**). As imagens de CL são fundamentais para o sucesso da geocronologia, pois revelam feições de zonamento oscilatório, núcleos herdados e bordas de recristalização.

As imagens de catodoluminescência permitem posicionar o laser em zonas homogêneas, evitando fraturas e inclusões minerais que poderiam comprometer a precisão da técnica isotópica. A etapa final consistiu na seleção dos pontos de análise, seguindo os critérios de Rubatto (2018), priorizando grãos sem fraturas ou inclusões visíveis e com zonamentos preservados, garantindo a integridade dos dados isotópicos (Figura 6).

Figura 6 - Fotomicrografia dos grãos de zircão detritico da estação geológica P4. Imagem obtida por Espectroscopia de Catodoluminescência (CL) acoplada a Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) em amostra metalizada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

1.5.8. Uso de ferramentas de Inteligência Artificial Generativa na redação do trabalho

No processo de elaboração desta monografia foram utilizadas ferramentas de Inteligência Artificial Generativa (IAGen) como suporte à revisão textual. Especificamente, foram empregadas as plataformas ChatGPT-5.2 e Gemini 3 Flash, com a finalidade de auxiliar na revisão da escrita científica em trechos do documento, especialmente quanto à fluidez do texto, correção gramatical, encadeamento lógico entre sentenças e padronização técnica da linguagem.

A utilização dessas ferramentas ocorreu exclusivamente na etapa final de redação da monografia, entre os meses de janeiro e fevereiro de 2026, não sendo empregadas na geração de dados, interpretação de resultados ou elaboração de conclusões científicas. O uso da IAGen

teve caráter estritamente instrumental, voltado à melhoria da forma textual, mantendo integralmente o conteúdo técnico e científico originalmente produzido pelo autor.

O comando utilizado nas interações com as ferramentas foi: “Proceder à revisão com foco em fluidez, correção gramatical, encadeamento lógico e padronização técnica, mantendo integralmente as informações e sem antecipar interpretação além do que já está implícito no texto original.”

Após a utilização das ferramentas de IAGen, todo o material foi revisado criticamente e editado pelo autor, que permanece responsável pela veracidade, integridade e originalidade das informações apresentadas. Esse procedimento está em conformidade com os princípios de transparência, autoria, integridade da informação e agência humana estabelecidos nas diretrizes institucionais para uso de IAGen na pesquisa científica Resolução CONPEP Nº144.

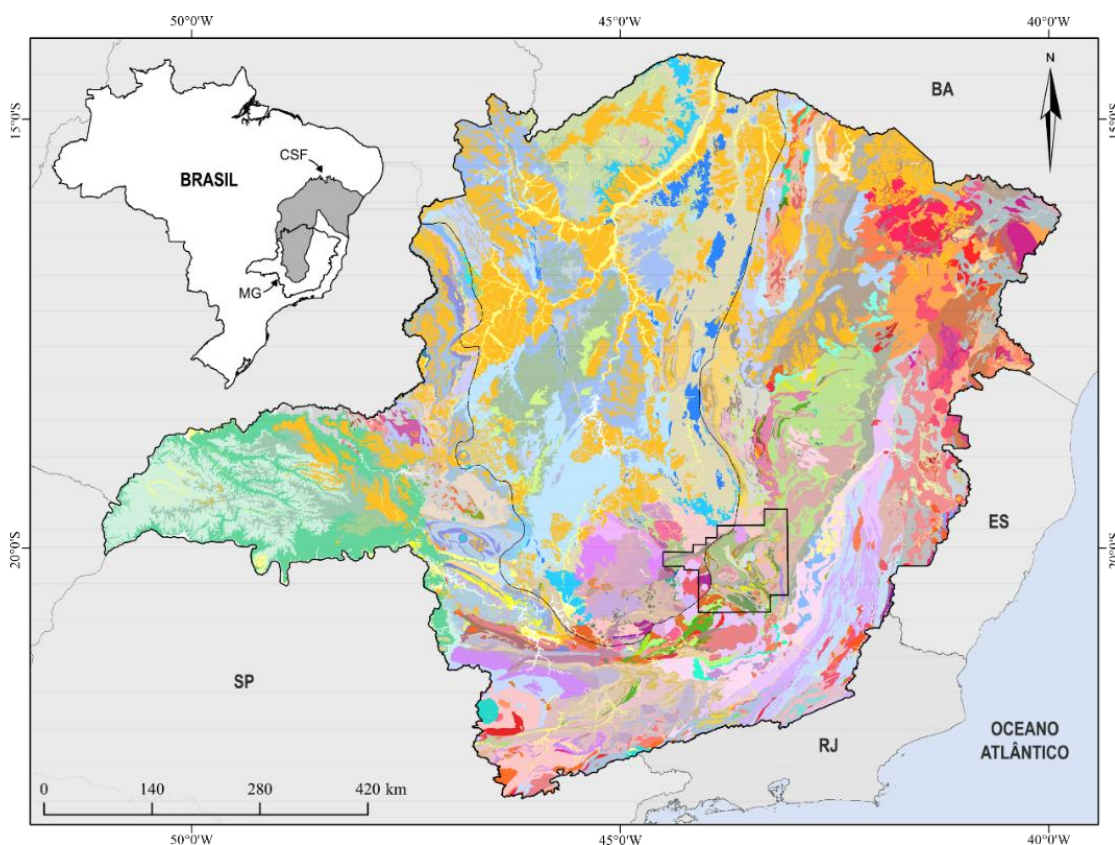
Adicionalmente, o uso dessas tecnologias foi previamente acordado com a pessoa orientadora da pesquisa, respeitando as recomendações institucionais de explicitação do uso de IAGen no corpo do trabalho e na declaração específica de uso dessas ferramentas. Conforme tais diretrizes, os resultados gerados por sistemas de IAGen devem ser sempre avaliados criticamente pela pessoa pesquisadora, considerando possíveis limitações, vieses ou imprecisões associadas a esses sistemas

Assim, destaca-se que a responsabilidade final pelo conteúdo científico, pela interpretação dos dados e pela redação final desta monografia é integralmente do autor.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está localizada na borda sudeste do Cráton São Francisco (**Figura 7**), região norte-nordeste do QFe e a sul da Serra do Espinhaço Meridional, configurando-se como uma zona de transição e interação entre esses dois últimos domínios. O Cráton São Francisco constitui um bloco estável pré-cambriano, correspondente a uma porção da crosta continental da Plataforma Sul-Americana, não afetado internamente pela deformação colisional neoproterozoica, porém circundado por cinturões orogênicos brasileiros, que registram a colisão e amalgamação dos continentes no intervalo de 640–500 Ma (Almeida *et al.*, 1981; Campos Neto, 2000; Alkmim *et al.*, 2006). O QFe é parte integrante da borda leste do Cráton, com registros de parte da sua evolução arqueana-paleoproterozoica, constituindo-se como um setor fundamental para a compreensão da história tectônica dessa região (Heilbron *et al.*, 2017).

Figura 7 - Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. Destaque para os contornos do Cráton São Francisco (CSF) em linha cinza contínua e para o polígono do Mapa do QFe (Endo *et al.*, 2019) em linha preta contínua.

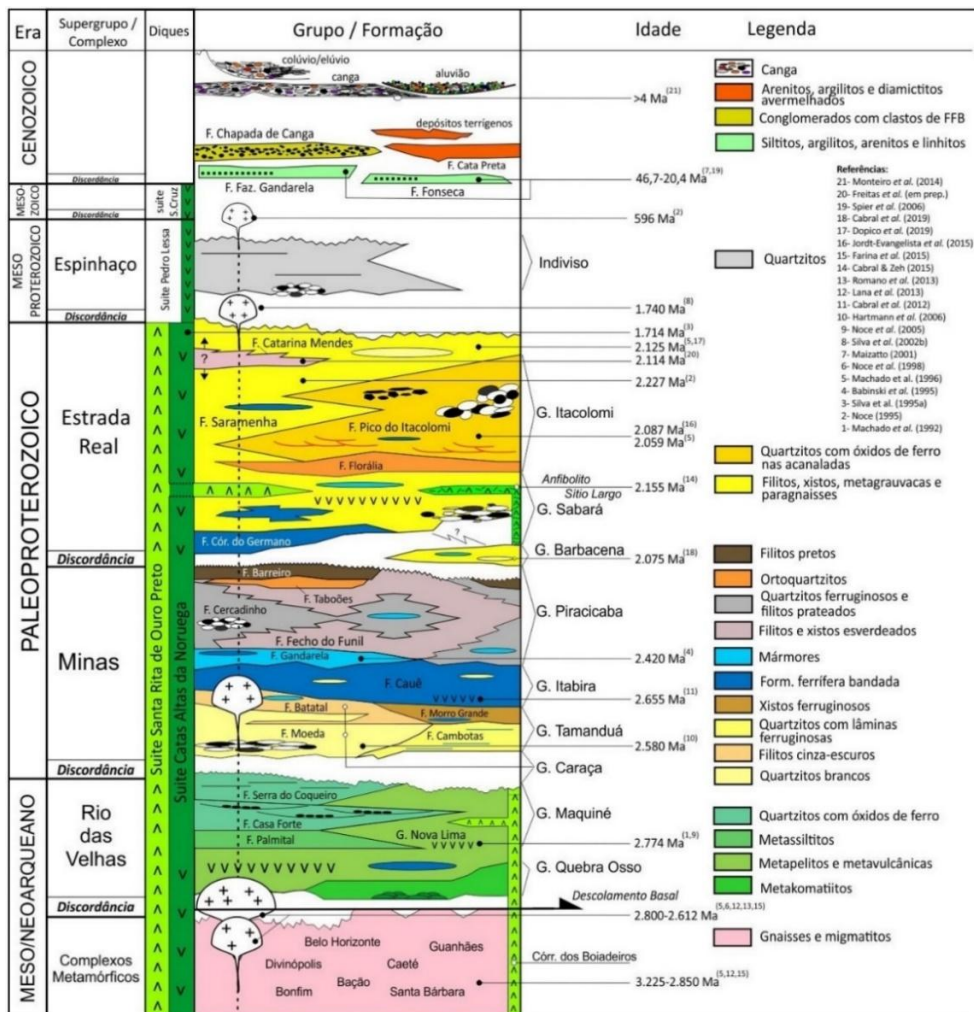


Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (2020) - Serviço Geológico do Brasil.

2.1. ESTRATIGRAFIA

A compartimentação estratigráfica da porção sudeste do Cráton São Francisco revela uma complexa arquitetura geológica, composta por unidades do embasamento cristalino de 3,2 Ga, sobrepostas por seqüências metassedimentares que abrangem do Arqueano ao Neoproterozoico. Tais litologias representam registros fragmentados de um intervalo de aproximadamente 2,7 Ga de história evolutiva da Terra. A estratigrafia do QFe (Figura 8) é constituída por embasamento de TTG's (tonalito-trondhjemito-granodiorito) arqueano e granitoides paleoproterozoicos, sobre os quais assentam-se sucessões supracrustais metavulcânicas, metavulcanossedimentares e metassedimentares clásticas, químicas e pelíticas. Estas seqüências são datadas do Neoarqueano ao Mesoproterozoico, integram os supergrupos Rio das Velhas, Minas, Estrada Real e Espinhaço (Endo *et al.*, 2020).

Figura 8 – Coluna Estratigráfica do QFe.



Fonte: Endo *et al.* (2020).

2.1.1. Complexos Metamórficos arqueanos

Os complexos metamórficos do QFe representam os terrenos arqueanos do tipo TTG, com ampla distribuição regional e individualizados em unidades dos complexos Belo Horizonte, Guanhões, Bonfim, Bação, Caeté e Santa Bárbara. São compostos predominantemente por gnaisses, migmatitos, anfíbolitos, rochas graníticas e granodioríticas (Dorr, 1969; Cordani *et al.*, 1980; Endo *et al.*, 2019; Ferreira *et al.*, 2024). Os trabalhos de Lana *et al.* (2013), Romano *et al.* (2013) e Farina *et al.* (2015) distinguem quatro grandes eventos tectono-magmáticos que atuaram no embasamento do QFe, são eles: *i*) Santa Bárbara - 3.212 a 3.210 Ma, caracterizado por magmatismo do tipo TTG e vulcanismo máfico-ultramáfico, interpretado como estágio precursor à formação do embasamento cristalino; *ii*) Rio das Velhas I - 2.920 a 2.850 Ma, definido como período de continuidade de adições magmáticas de rochas TTG e vulcanismo máfico e ultramáfico, bem como intrusões félsicas com mistura de magmas e processos de migmatização; *iii*) Rio das Velhas II - 2.800 a 2.760 Ma, caracterizado pelo desenvolvimento dos terrenos *greenstone belt* acompanhado de vulcanismo félsico; e por fim, o *iv*) Mamona - 2.760 a 2.600 Ma, interpretado como um período de mudanças na composição da crosta continental neoarqueana, caracterizada por intrusões de batólitos graníticos, granitoides potássicos, lentes de leucogranitos e diques máficos. Um metamorfismo abrangendo todo bloco continental do QFe, foi descrito pelos autores supracitados como pertencente ao evento Mamona, e associado ao fechamento dos cinturões *greenstone* por um regime primitivo de tectônica de placas. Dopico *et al.* (2017) propuseram o evento dividido em dois pulsos principais: Mamona I (2750–2700 Ma) e Mamona II (ou Late Mamona, 2620–2580 Ma).

2.1.2. Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas consiste em uma sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares característica de terrenos do tipo *greenstone belt*, de idade arqueana e carácter alóctone, ou pelo menos subalóctone, posicionada em contato direto sobre os complexos metamórficos (Endo *et al.*, 2020). Estratigraficamente, este supergrupo constitui a unidade basal das sucessões supracrustais do QFe, da base para o topo é composto pelos grupos Quebra Osso, Nova Lima e Maquiné (Dorr, 1969; Schorscher, 1979² apud Zucchetti *et al.*, 1998; Endo *et al.*, 2019, 2020). Datações U/Pb em zircão de vulcânicas ácidas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas revelaram idades em torno de 2.776Ma, obtidas por Machado *et al.* (1992).

² SCHORSCHER, H.D., 1979 - Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. Anais Academia Brasileira de Ciências, 51(4): 767-768.

O Grupo Quebra Osso é constituído na base por rochas máficas e ultramáficas (gabros e peridotitos), incluindo intrusões de anortosito, além de intercalações com formações ferríferas, *cherts* ferruginosos, filitos carbonosos e rochas vulcanoclásticas félsicas. As rochas ultramáficas são representadas por komatiitos e peridotitos com estruturas do tipo *pillow lava* e *spinifex*. Essas rochas apresentam metamorfismo em fácies xisto verde, gerando associações mineralógicas com serpentinitos, talco-xistos e clorita-tremolita-xistos (Zucchetti *et al.*, 1998).

O Grupo Nova Lima foi definido inicialmente por Dorr *et al.* (1969), sendo constituído por uma associação complexa de rochas vulcanossedimentares clásticas, químicas e pelíticas, incluindo basaltos toleíticos intercalados com formações ferríferas, *cherts* ferruginosos, arenitos, turbiditos carbonosos e pelitos. Posteriormente, Zucchetti *et al.* (1998) propuseram o agrupamento dessas rochas em cinco litofácies: Ouro Fino, Morro Vermelho, Santa Quitéria, Córrego do Sítio e Mestre Caetano. Esse Grupo é caracterizado por intensa deformação dúctil com desenvolvimento de xistos fortemente foliados, milonitos e estruturas penetrativas, hospedeiras dos principais depósitos auríferos orogênicos do QFe. Tais depósitos ocorrem ao longo de zonas de cisalhamento mineralizadas, com expressivas alterações hidrotermais como carbonatação, sericitização, silicificação, sulfetação e veios de quartzo (Baltazar e Zucchetti, 2007).

O Grupo Maquiné constitui o grupo superior do Supergrupo Rio das Velhas, composto por rochas sedimentares não marinhas, com predomínio de quartzo-mica-xistos, quartzitos, metarenitos sericíticos, metaconglomerados polimíticos e metadiamicctitos subordinados. Ele se sobrepõe o Grupo Nova Lima por discordância angular e em contato transicional, dependendo do bloco tectônico (O'Rourke, 1957; Zucchetti *et al.*, 1998; Baltazar e Zucchetti, 2007). Endo *et al.* (2019, 2020) propõem o Grupo Maquiné composto, da base para o topo, nas formações Palmital (O'Rourke, 1957), Casa Forte (Gair, 1962) e Serra do Coqueiro (Angeli, 2015). A interdigitação dos grupos Rio das Velhas e Maquiné é apresentada em Endo *et al.* (2019, 2020).

2.1.3. Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas representa uma espessa sequência de rochas metassedimentares alóctones, de idade paleoproterozoica-sideriana, constituído por sedimentação clástica e química com até 7.000 metros de espessura, composto pelos grupos, do mais antigo para o mais recente, Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba. Ele sobrepõe o Supergrupo Rio das Velhas em discordância erosiva e angular, sendo recoberto pelas unidades *flysch* e molassa do Supergrupo Estrada Real (Dorr, 1969; Endo *et al.*, 2019, 2020). Geneticamente esta unidade é interpretada

como evolução de uma bacia rifte a margem passiva (Hartmann *et al.*, 2006). As rochas do Supergrupo Minas foram afetadas por pelo menos dois eventos orogênicos, o Transamazônico (ca. 2,1 Ga) e o Brasileiro (ca. 550 Ma), sob condições de metamorfismo regional variando de xisto verde a anfibolito inferior (Dorr, 1969; Herz, 1978).

O Grupo Tamanduá foi definido por Simmons e Maxwell (1961) entre as serras do Tamanduá e das Cambotas, na região noroeste do município de Barão de Cocais, constituído por duas formações: a Formação Cambotas, com 730 m de espessura, composta por conglomerados polimíticos e quartzitos grosseiros sobrepostos por quartzitos sericíticos com estratificações cruzadas; sobreposta pela formação “sem nome” constituída por xistos filíticos e quartzosos, xistos ferruginosos e formações ferríferas dolomíticas, com espessura total de 285 metros; rebatizada por Endo *et al.* (2019, 2020) como Formação Morro Grande.

Simmons e Maxwell (1961) concluem que a Formação Cambotas é uma unidade independente, não correlacionável a nenhuma das outras unidades litoestratigráficas quartzíticas do QFe – ou seja, os grupos Maquiné, Caraça e Itacolomi. Sobre a formação “sem nome”, os autores a descrevem como ocorrência restrita e posicionamento estratigráfico duvidoso. Moore (1969) não reconhece a existência da formação “sem nome”, atribuindo suas características a uma variação lateral de fácies do Grupo Nova Lima. Gomes (2017a) e Dutra *et al.* (2020) propõem a redefinição do Grupo Tamanduá, constituído pela Formação Antônio dos Santos na base, e Formação Cambotas no topo, com idade máxima de deposição 1.981 ± 36 Ma e 1.769 ± 11 Ma, respectivamente, interpretado pelos autores como uma bacia rifte-*sag*, representada por ambiente eólico em transição para marinho raso, associado ao Supergrupo Espinhaço.

O Grupo Caraça foi definido por Dorr *et al.* (1957) composto da base para o topo pelas formações Moeda e Batatal. A Formação Moeda é constituída por quartzitos grosseiros com conglomerados e filitos na borda oeste, e por quartzitos sericíticos mais finos na região leste-nordeste, com espessura variando entre 100 e 1.000 m. Essa formação é interpretada como uma deposição em ambiente costeiro-transicional (Dorr, 1969), com idade máxima de sedimentação obtida por Nunes (2016) em 2.520 ± 13 Ma. A Formação Batatal sobrepõe a Formação Moeda, com espessura média inferior a 100 m, sendo constituída por filitos sericíticos com lentes de quartzito branco fino, formados em ambiente marinho raso ou lagunar, com contatos geralmente abruptos, localmente interdigitados com a Formação Moeda. Os quartzitos da Formação Moeda sustentam cristas de serras proeminentes e escarpadas, sendo um importante marcador estratigráfico regional (Dorr, 1969).

O Grupo Itabira é caracterizado por uma sequência de rochas de sedimentação química, cujas unidades básicas, definidas por Dorr (1969), são as formações Cauê e Gandarela. A Formação Cauê, base do Grupo, é composta por itabiritos, itabiritos dolomíticos e anfibolíticos, com lentes subordinadas de filitos e margas, com espessura média de 250 m, idade de deposição estabelecida por Babinski *et al.* (1995) e Hartmann *et al.* (2006) entre 2,58 a 2,42 Ga. O contato inferior com o Grupo Caraça é descrito por Dorr (1969) como gradacional com a Formação Batatal, e predominantemente abrupto quando sob os quartzitos da Formação Moeda. As formações ferríferas bandadas da Formação Cauê são classificadas como do tipo Lago Superior, sendo de grande importância econômica, pois elas hospedam alguns dos principais depósitos de minério de ferro do sudeste do Brasil. Representam um ambiente de sedimentação compatível a de um ambiente marinho profundo (Sampaio *et al.*, 2018). A Formação Gandarela, sobreposta em contato gradacional, é constituída por mármore dolomíticos, filitos carbonáticos e itabiritos subordinados, com espessura média de 300 m (Dorr, 1969). A presença de estruturas sedimentares biogênicas, como estromatólitos e oncólitos³ nesta formação (Souza e Müller, 1984 *apud* Nalini Jr. *et al.*, 2019), sugere deposição em um ambiente marinho raso, bem iluminado, típico de plataformas carbonáticas internas ou zonas de intermaré (Nalini Jr. *et al.*, 2019), com idade de deposição 2.420 ± 19 Ma (Babinski *et al.*, 1995).

O Grupo Piracicaba sobrepõe o Grupo Itabira em discordância erosiva na porção oeste e gradacional na parte leste do QFe, definido por Dorr (1969) como uma sequência de rochas metassedimentares deltaicas e marinhas, composto por quatro formações, dispostas da base para o topo por: 1 - Formação Cercadinho, composta por conglomerados basais e quartzitos ferruginosos interdigitados com filitos dolomíticos, prateados, roxos e dolomitos com espessura de até 400 m; 2 - Formação Fecho do Funil, com filitos dolomíticos, dolomitos argilosos e filitos coloridos, com até 410 m e tendência de adelgaçamento para leste; 3 - Formação Taboões, constituída por ortoquartzitos finos, com espessura máxima de 120 m, predominando na porção oeste-noroeste do QFe; e 4 - Formação Barreiro, no topo da sequência, constituída por filitos rosados, cinza-claros, grafitosos e carbonosos, sobrepostos em contato gradacional à Formação Taboões, mas ausente em algumas áreas devido à erosão ou não deposição. As principais ocorrências de topázio imperial do QFe estão associadas a veios hidrotermais descontínuos hospedados em filitos, quartzitos e mármore dolomíticos do Grupo Piracicaba (Gandini, 2019).

³SOUZA & MÜLLER, 1984 - Primeiras Estruturas Algaís Comprovadas na Formação Gandarela, Quadrilátero Ferrífero. REM - Revista Escola de Minas. 1984

2.1.4. Supergrupo Estrada Real

O Supergrupo Estrada Real é uma unidade estratigráfica paleoproterozoica definida por Endo *et al.* (2019, 2020), composta pelos grupos Sabará e Itacolomi, interpretados como sucessões sedimentares sin-orogênicas associadas à Orogenia Transamazônica (ca. 2,1 Ga), representando, respectivamente, deposições do tipo *flysch* e molassa. Segundo Barbosa (2018), as rochas dos grupos Sabará (*flysch* – marinhas) e Itacolomi (molássica – continentais) ocorrem interdigitadas em algumas regiões, como no Pico do Itacolomi, onde se observa a transição entre sedimentação marinha e continental. Dutra *et al.* (2019) propõem a idade máxima de deposição para o Grupo Sabará de 2036 ± 25 Ma. Duque *et al.* (2020) propõem idade máxima de deposição do Grupo Itacolomi variando de 2.059 a 2.129 Ma.

O Grupo Sabará, originalmente definido como Formação Sabará por Dorr (1969), foi elevado a categoria de grupo por Renger *et al.* (1995) e se compõe da base para o topo pelas formações Córrego do Germano, Saramenha e Catarina Mendes Endo *et al.* (2019, 2020). A Formação Córrego do Germano consiste em formações ferríferas bandadas do tipo granular e quartzitos ferruginosos. A Formação Saramenha inclui metadiamicritos, metarritmitos, metapelitos, clorita-xistos, filitos e lentes de dolomito (Almeida *et al.*, 2005). A Formação Catarina Mendes é composta por biotita-quartzo xistos, quartzitos e filitos. Segundo Endo *et al.* (2020), as idades U–Pb obtidas por Freitas (2019) em zircão detríticos de 2.098 ± 34 Ma sugerem que parte dessas rochas representem uma janela estrutural no núcleo da anticlinal de Mariana.

O Grupo Itacolomi foi definido originalmente por Dorr (1969) como uma sucessão estratigráfica composta predominantemente por quartzitos e conglomerados polimíticos, com intercalações delgadas e lenticulares de filitos em discordância angular sobre o Supergrupo Minas. Endo *et al.* (2019, 2020) formalizaram a proposta da Formação Florália, com idade máxima de sedimentação em torno de 2.073 Ma, obtida por Ferreira e Sotero (2023) a partir de análise U–Pb em zircões detríticos. Essa formação é constituída por ortoquartzitos como unidade basal do Grupo Itacolomi, com ampla distribuição, estendendo-se desde o município de Cláudio Manoel até Santa Maria de Itabira. A Formação Pico do Itacolomi, correlata ao Grupo Itacolomi de Dorr (1969), é composta por quartzitos com estratificações cruzadas, metaconglomerados e formações ferríferas detríticas (Endo *et al.*, 2020).

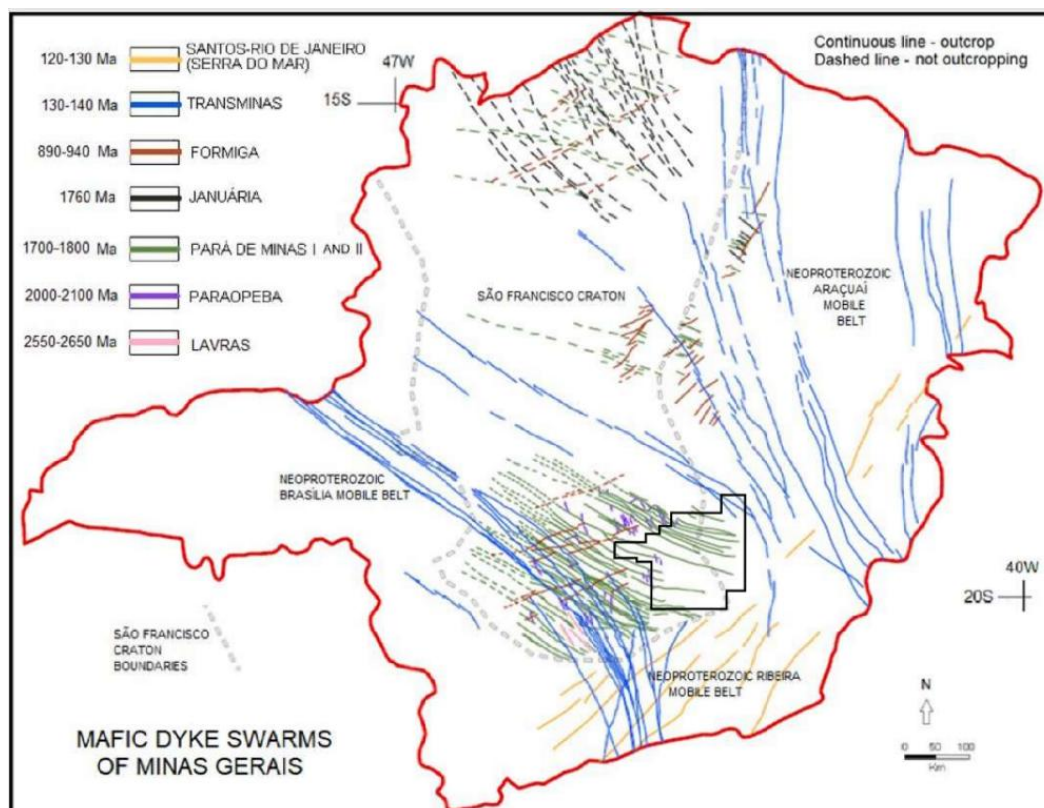
2.1.5. Suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega

Guild (1957) e Herz (1970) mapearam na porção sudoeste do QFe, rochas máficas e ultramáficas intrusivas no Supergrupo Rio das Velhas e, em menor volume no Supergrupo Minas, constituídas por serpentinitos, talco-xistos, diabásios e metagabros. Raposo (1991) mapeou no Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, região sul do QFe, serpentinitos, esteatitos, anfíbolitos e clorititos, com ocorrência dessas rochas em diferentes localidades, com destaque para o distrito de Santa Rita de Ouro Preto. Silva *et al.* (1995) descrevem essas rochas máficas e ultramáficas como enxame de diques paleoproterozoicos-estaherianos, datados pelos métodos U-Pb em badeleítas com idade de 1,7 Ga, e K-Ar entre 1,7-1,5 Ga. Posteriormente, Gonçalves *et al.* (2011) caracterizaram essas litologias metaultramáficas com orientação preferencial N50W (Az 130°), deformadas em estruturas sigmoides com cinemática sinistral atribuídas à Orogênese Brasileira. No município de Jeceaba, sudoeste do QFe, Suíta *et al.* (2007a,b) investigaram corpos ultramáficos cumuláticos, interpretando-os como fragmentos de um sistema acamadado de idade paleoproterozoica, associado a uma zona de fraturamento crustal com mais de 40 km de extensão, orientada na direção noroeste-sudeste.

Endo *et al.* (2019, 2020) correlacionaram os corpos descritos por Silva *et al.* (1995) e por Raposo (1991) às rochas ultramáficas estudadas por Suíta *et al.* (2007) e por Gonçalves *et al.* (2011), sugerindo que essas ocorrências representem um evento magmático intrusivo paleoproterozoico, de rochas ultramáficas e máficas, representadas pelas suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega, respectivamente. Essas suítes são caracterizadas por Endo *et al.* (2019, 2020) como um enxame de diques com direção preferencial NW-SE e secundárias E-W e N-S. Endo *et al.* (2024) e Queiroz *et al.* (2025) definem essas rochas como enxames de diques, constituintes de descontinuidades litosféricas que definem os lineamentos azimute 120° do QFe, com destaque para os mais expressivos: Congonhas, Brumadinho, Passagem Mariana, Fundão, Caeté, João Monlevade e Itabira.

As suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega são correlacionáveis aos enxames de diques Pará de Minas I e II, descritos por Chaves *et al.* (2021), com idades estimadas entre 1,75 e 1,70 Ga, ilustrado na **Figura 9**. Essas rochas são componentes máficos e ultramáficos de um magmatismo bimodal de uma Grande Província Ígnea (LIP) associada ao contexto tafrogênico de abertura da Bacia Rifte Espinhaço (Silva *et al.*, 1995; Endo *et al.*, 2019; Chaves *et al.*, 2021).

Figura 9 - Enxames de diques no Estado de Minas Gerais. Destaque para o polígono do Mapa do QFe em linha preta contínua e para o Enxame de Diques Pará de Minas I e II, correlacionáveis às suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega, em linha verde contínua dentro do polígono do Mapa do QFe.



Fonte: Adaptado de Chaves *et al.* (2021).

2.1.6. Suíte Borrachudos

A Suíte Borrachudos corresponde a um conjunto de corpos graníticos/granodioríticos, localizados na borda oriental do Cráton São Francisco, com ocorrências destacadas entre os municípios de Itabira e Guanhães. O primeiro registro dessas rochas foi realizado por Dorr (1963), que as descreveram como “granitos Borrachudos” no contexto do mapeamento regional do QFe. Não há ocorrência de rochas desta unidade intrudidas nas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço.

Análises U-Pb em zircão indicam idades de cristalização entre 1.729 ± 12 e 1.670 ± 32 Ma, posicionando a Suíte Borrachudos como contemporânea às suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega. Essas rochas são interpretadas como produto de magmatismo tipo A, intraplaca anorogênico, resultante da fusão parcial de crosta inferior arqueana espessada, provavelmente estimulada por aumento do fluxo térmico mantélico em regime extensional, marcando a transição entre a estabilidade cratônica do paleosupercontinente Colúmbia e a instalação de um sistema tectônico distensivo. A Suíte Borrachudos representa o componente

félsico do magmatismo bimodal da Grande Província Ígnea instalada como precursora ao rifteamento Espinhaço (Chaves *et al.*, 2021; Dussin *et al.*, 2025).

2.1.7. Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço constitui uma sequência de rochas metassedimentares, principalmente quartzíticas, e metavulcânicas sin-sedimentares de idades paleo-mesoproterozoicas, com espessura estratigráfica preservada maior que 3.000 metros, que se estendem ao longo da Serra do Espinhaço Meridional, na borda oriental do Cráton São Francisco, desde norte do QFe até as proximidades do distrito de Olhos d'Água (Almeida Abreu, 1995; Martins Neto, 1998). Originalmente definido por Pflug (1968), o Supergrupo Espinhaço consolidou-se a partir da proposta de Dussin *et al.*, (1990), interpretado como uma bacia intracratônica do tipo rifte-*sag* de longa duração, cuja sedimentação se estende do Estaheriano ao Toniano (1,78 – 0,91 Ga). Estratigraficamente, o Supergrupo é formado por dois grupos associados a dois grandes ciclos de sedimentação: o Grupo Diamantina, de caráter predominantemente continental, e o Grupo Conselheiro Mata, de natureza marinha (Dussin e Dussin, 1995; Chemale *et al.*, 2012).

Com base em dados de geocronologia U–Pb em zircão detríticos, Chemale Jr. *et al.* (2012) interpretam o Supergrupo Espinhaço como o registro de três grandes ciclos deposicionais proterozoicos, separados por hiatos temporais significativos e associados a distintos estágios tectônicos de evolução de uma bacia intracontinental. Segundo os autores, no Espinhaço Meridional estão expostas apenas as sequências do Espinhaço Inferior e Superior, pois esta região pode ter formado um alto estrutural entre 1,6 a 1,4 Ga. Essa sequência intermediária de deposição corresponde à segunda bacia rifte, descrita por Danderfer *et al.* (2009) com ocorrência no Espinhaço Setentrional.

Nesta concepção, os autores associam as formações Bandeirinha e São João da Chapada ao primeiro ciclo de deposição da bacia Espinhaço Inferior, correspondentes ao intervalo entre 1,8 a 1,68 Ga (Chemale Jr. *et al.*, 2012). Essas sucessões são constituídas por depósitos aluviais, fluviais e eólicos, localmente acompanhados por magmatismo alcalino rico em K, com idade de cristalização em 1.703 ± 12 Ma. Esse arcabouço configura deposição em um regime tectônico distensivo com soleiras de rochas ácidas correlatas às intrusões graníticas da Suíte Borrachudos.

O terceiro ciclo deposicional é descrito por Chemale Jr. *et al.* (2012) no Espinhaço Meridional, claramente separado do anterior por um hiato temporal expressivo, de

aproximadamente 500 Ma, sendo caracterizado por idades máximas de deposição entre 1,19 e 0,91 Ga, abrangendo os períodos Esteniano e Toniano. Este ciclo corresponde à chamada bacia Espinhaço Superior, constituída na base pelos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, depositados em ambiente deltaico, rios entrelaçados e lacustre da fase rifte, associados à instalação de uma bacia rifte. Essa unidade é sobreposta pelos quartzitos com estratificações cruzadas tangenciais de grande porte da Formação Galho do Miguel, depositados em ambiente eólico costeiro, interpretado como sequência *sag* I. A sobreposição do Grupo Conselheiro Mata é interpretada por Chemale Jr. *et al.* (2012) como uma fase *sag* subsequente, representada por uma sequência marinha constituída por uma sucessão de pelitos e arenitos intercalados. Esta unidade é constituída pelas formações, da base para o topo: Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego do Pereira e Rio Pardo (Dossin *et al.*, 1990; Chemale *et al.*, 2012).

2.1.8. Suíte Pedro Lessa

A Suíte Pedro Lessa é composta por *sills*, *plugs*, diques e formas irregulares de rochas intrusivas básicas como metadiabásio e metagabro em baixo grau metamórfico. Apesar das alterações metamórficas em fácies xisto verde oriundas da Orogênese Brasileira (650–500 Ma), há localidades em que essas rochas preservam texturas ígneas bem definidas em seus núcleos, como textura subofítica e mineralogia composta por plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e ilmenita. As rochas da Suíte Pedro Lessa interceptam gnaisses e granitoides do embasamento, bem como rochas supracrustais do Supergrupo Espinhaço. Análises de U-Pb realizadas por Silva *et al.* (1995) e Chaves *et al.* (2019) em badeleítas de ocorrência no município de Santa Maria de Itabira-MG, forneceram idades de cristalização entre 940 ± 42 e 912 ± 17 Ma. Essas rochas são interpretadas como pertencentes a Grande Província Ígnea Bahia-Ganglia, associada a um evento de rifteamento continental do toniano (920-900 Ma). Na Serra das Cambotas, Dutra *et al.* (2020) denominaram essas rochas como Suíte Pedra Formosa, para a qual foi obtida idade de cristalização de 1.740 ± 23 Ma, baseada em análise U-Th-Pb de um único zircão, interpretado pelos autores como herdado de fontes de fusão.

2.2. Metamorfismo regional

As rochas do QFe apresentam metamorfismo regional predominante fácies xisto verde com transições para anfíbolito inferior, desenvolvido em um terreno de história evolutiva polifásica, com sobreposição de eventos magmáticos, tafrogênicos e orogênicos que envolvem

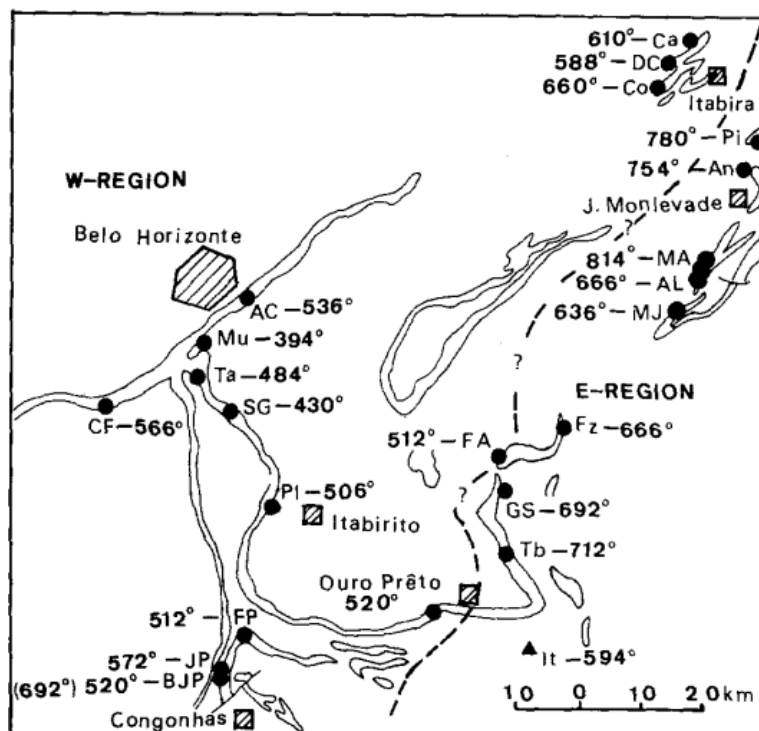
extensivamente as sequências supracrustais e partes do embasamento (Alkmim e Marshak, 1998; Farina *et al.*, 2016; Endo *et al.*, 2019, 2020)

A Orogênese Transamazônica é o evento metamórfico de maior expressão regional, responsável por extensiva recristalização, modelamento do arcabouço estrutural e forte contribuição para as características orográficas do QFe (Hoefs *et al.*, 1982; Olivo *et al.*, 1996; Endo *et al.*, 2020). Babinski *et al.* (1995) relacionaram idades de 2,1 Ga obtidas em rochas carbonáticas por isótopos de chumbo (Pb) com recristalização sin-Transamazônica. Os autores supracitados destacam que o evento Brasileiro (ca. 650 – 550 Ma), embora tenha sido detectado em algumas amostras, não teve impacto de recristalização carbonática tão expressivo quanto o Transamazônico.

Hoefs *et al.* (1982) descreve a natureza polimetamórfica da região do QFe associada a três fases de deformação. A primeira caracterizada por dobramentos com desenvolvimento de xistosidades S_1 (subparalela) e S_2 (oblíqua a S_0), acompanhadas de recristalização de quartzo e óxidos de ferro da Formação Cauê. A segunda e terceira fases desenvolvem lineações de crenulação, dobras em *kink* e estruturas de falhas dúctil-rúptil associadas ao desenvolvimento da xistosidade S_3 . Os autores apresentam cálculos de temperaturas do pico do metamorfismo Minas (ca. 2,0 Ga), a partir da variação (δ) de isótopos de ^{18}O coletados em amostras com quartzo, hematita e magnetita, recristalizados e/ou reorientados com microestruturas associadas às diferentes fases de deformação. Eles correlacionam dados isotópicos de ^{18}O com a preservação da xistosidade primária S_1 , considerada a trama que registra as condições de pico térmico do metamorfismo regional. O estágio de deformação subsequente S_2 resulta em um reequilíbrio seletivo para temperaturas mais baixas. Ambas as xistosidades, S_1 e S_2 , foram atribuídas por Hoefs *et al.* (1982) ao primeiro evento metamórfico, correlacionável com Orogênese Transamazônica.

Os dados de Hoefs *et al.* (1982), ilustrados na **Figura 10**, nos permite descrever o metamorfismo Transamazônico do QFe compartimentado em dois domínios distintos: a região oeste, amplamente sob fácies xisto verde com temperaturas de pico do metamorfismo calculadas entre 394 e 512° C, com registros de temperaturas mais elevadas entre 650 a 690° C, na Mina Baixa de João Pereira, sul do QFe, próximo à cidade de Congonhas-MG; e a região leste, caracterizada por metamorfismo fácies xisto verde a anfíbolito com transições para granulito, em temperaturas de pico entre 600 a 800° C. As temperaturas mais elevadas foram encontradas na região nordeste, nas minas de Piçarrão (780°C) e Morro Agudo (814°C), associadas à deformações envolvendo o embasamento com metamorfismo regional fácies anfíbolito em transição para granulito.

Figura 10 – Distribuição regional das temperaturas máximas de recristalização metamórfica em formação ferrífera. Devido a evidências de campo, os autores informam que as temperaturas podem ser mais baixas em até 35°C na região leste e até 25°C na região oeste.



Fonte: Hoefs *et al.* (1982).

Ainda sobre o metamorfismo Transamazônico, Endo *et al.* (2020) propõem a existência de dois vetores metamórficos distintos, associados aos eventos tectônicos da *Nappe Curral* e ao Sistema de *Nappes* Ouro Preto. O primeiro associado a *Nappe Curral*, caracterizado com vetor metamórfico crescente para sul-sudoeste com ápice de temperatura associada à Mina Baixa de João Pereira. O segundo, associado ao Sistema de *Nappes* Ouro Preto, com gradiente metamórfico crescente para norte-nordeste, onde Endo *et al.* (2020) descrevem a atuação de uma tectônica (*thick-skinned*) envolvendo os complexos metamórficos Santa Bárbara e Guanhões.

Herz (1978a,b) descreve auréolas de estaurólita em rochas pelíticas próximo ao contato com rochas graníticas do embasamento, em especial no Complexo Bação. O autor supracitado classifica a zona da estaurólita como o mais elevado grau metamórfico do QFe. Jordt-Evangelista *et al.* (1992) descrevem na Formação Sabará, em Ibirité-MG, uma auréola de metamorfismo progressivo em direção a granitoides arqueanos, destacando a rara ocorrência metaestável dos três polimorfos de alumínio, cianita, andaluzita e silimanita, numa mesma

seção delgada. Através de análises petrográficas, esses autores delimitaram três zonas metamórficas – biotita, estauroлита-andaluzita-cordierita e silimanita-cordierita – que evidenciam um gradiente térmico crescente de sudeste para noroeste, com temperaturas estimadas entre 410 e 650°C, sob pressões mais ou menos constantes de 3 a 3,5 kbar.

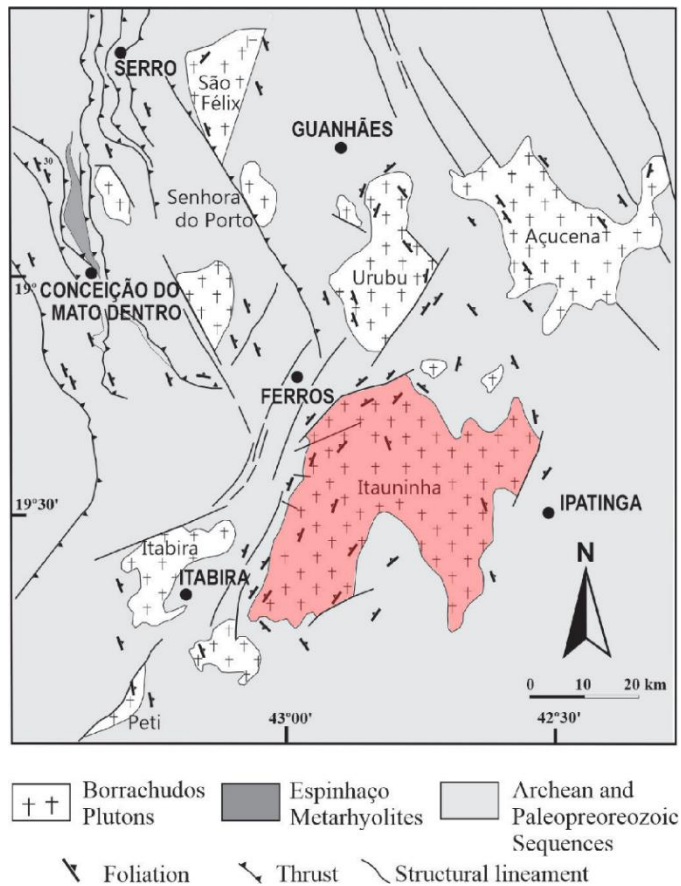
As auréolas metamórficas da estauroлита descritas por Herz (1978a,b) e Jordt-Evangelista *et al.* (1992) em Ibirité-MG, e no Complexo Bação, são interpretadas por Endo *et al.* (2020) como oriundas de espessamento crustal por diferentes contextos tectônicos. Endo *et al.* (2024) descreve essa auréola na região de Ibirité-MG, associada à falha de infracavalcamento da Serra do Curral, que dispõe o Complexo Bonfim por sob o Complexo Belo Horizonte, no contexto do transporte da *Nappe* Curral para NNE. Na região de Bação, os autores atribuem a auréola metamórfica à atuação da falha de infracavalcamento Dom Bosco, que justapõe o Complexo Santo Antônio do Pirapetinga sob o Complexo Bação, associado ao encurtamento tectônico de orientação N-S, de idade brasileira.

Herz (1978a) apresenta o “Mapa de Zonas Metamórficas e Variações de Plagioclásio do QFe”, com zonas barrovianas da clorita, biotita, estauroлита e cianita bem definidas. No relatório “*Metamorphic rocks of the QFe*”, Herz (1978b) destaca a peculiaridade de que a cianita ocorre amplamente no QFe, sendo melhor interpretada como indicadora de pressões elevadas, não necessariamente de maior temperatura que a estauroлита. O autor considera que pelo menos dois eventos metamórficos atuaram no QFe, o primeiro responsável por caracterizar o metamorfismo regional fácies xisto verde com aumento do grau em direção às regiões sul, sudeste e extremo nordeste do QFe, e o último evento descrito como metamorfismo retrógrado, amplamente disseminado, porém, com intensidade de deformação inferior aos anteriores. A este evento são atribuídas substituições de biotita por clorita, desenvolvimento de zonas de cataclitos e milonitos em granitos e gnaisses, bem como reativação de foliações em formações ferríferas e xistos aluminosos, podendo ser correlacionado ao metamorfismo da Orogênese Brasileira no QFe.

Dussin *et al.*, (2025) descrevem o bloco Itauninha, localizado na região nordeste do QFe (Figura 11), pertencente à Suíte Granítica Borrachudos (ca. 1,7 Ga), constituído por rochas pouco afetadas pela Orogênese Brasileira, caracterizada por deformações de cisalhamento e alterações metamórficas causadas por sericitização de feldspatos e alterações de biotita para clorita. Essas características atribuem à porção nordeste do QFe condições de metamorfismo fácies xisto verde, associada à Orogênese Brasileira. Por outro lado, Paiva-Silva *et al.*, (2024) caracterizam o metamorfismo regional da porção sudeste do QFe, entre a cidade de Mariana-MG e o distrito de Monsenhor Horta, como transicional entre as fácies xisto verde a anfibólito,

com gradiente metamórfico aumentando para leste, e associado à Orogênese Brasileira, com pico em 511 ± 24 Ma.

Figura 11 - Corpos da Suíte Borrachudos (~1,7 Ga) hospedados no embasamento cristalino. Destaque para o bloco Itauninha, em vermelho, na região a NNE do Quadrilátero Ferrífero, descrito por Dussin *et al.* (2025) em baixo grau de metamorfismo regional Brasileiro. Região de alto grau metamórfico, descrito por Herz (1978b), Hoefs *et al.* (1982), Olivo *et al.* (1996), associável ao Transamazônico.



Fonte - Adaptado de Dussin *et al.* (2025).

2.3. Arcabouço Tectono-Estrutural

A evolução tectônica do QFe remonta aos eventos magmáticos do Arqueano, os quais registram a gênese e o desenvolvimento pretérito da crosta continental na porção sudeste do Cráton São Francisco. Tal arcabouço é representado pelos complexos metamórficos Bação, Bonfim, Belo Horizonte, Caeté, Santa Bárbara e Guanhães. Subsequentemente, a região foi palco de processos de acreção e crescimento crustal, associados a magmatismos de arco e à colisão de cinturões do tipo *greenstone belt*, cujos registros preservam-se nas unidades do Supergrupo Rio das Velhas (Lana *et al.*, 2013; Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015). O

arcabouço desses eventos arqueanos encontram-se, em larga escala, sobrepostos e obliterados por dinâmicas geológicas posteriores. Estas vinculam-se aos primórdios da tectônica de placas global, seguido por eventos tafrogênicos e orogênicos de magnitude regional. Entre estes, destacam-se: (i) o Ciclo Transamazônico (2,5–1,9 Ga); (ii) um intervalo balizado entre ca. 1,9 e 1,0 Ga, caracterizado por processos tafrogênicos proeminentes, batizado *Boring Billion*; e (iii) o Ciclo Brasileiro–Pan-Africano (1,0–0,44 Ga) (Hasui *et al.*, 2013).

2.3.1. O Ciclo Transamazônico – 2,5 a 1,9 Ga

O Ciclo Transamazônico, conforme descrito por D’Agrella-Filho *et al.* (2020), compreende o intervalo entre 2,5 e 1,9 Ga. Este período é marcado por um registro global de deposição em bacias paleoproterozoicas, sucedida por fases orogênicas que promoveram a acreção e estabilização de blocos arqueanos e paleoproterozoicos. Os autores preconizam que tais processos foram os principais responsáveis pela consolidação da crosta continental e pelo desenvolvimento de faixas móveis, culminando na amalgamação do paleosupercontinente Colúmbia (Nuna). A edificação desse paleosupercontinente é interpretada por Brito Neves *et al.* (1995) como composta por núcleos arqueanos e faixas móveis paleoproterozoicas – pré-estaheriano. No território brasileiro, os vestígios desse ciclo são reconhecidos prioritariamente nos crátons Amazonas e do São Francisco (Alkmim e Marshak, 1998).

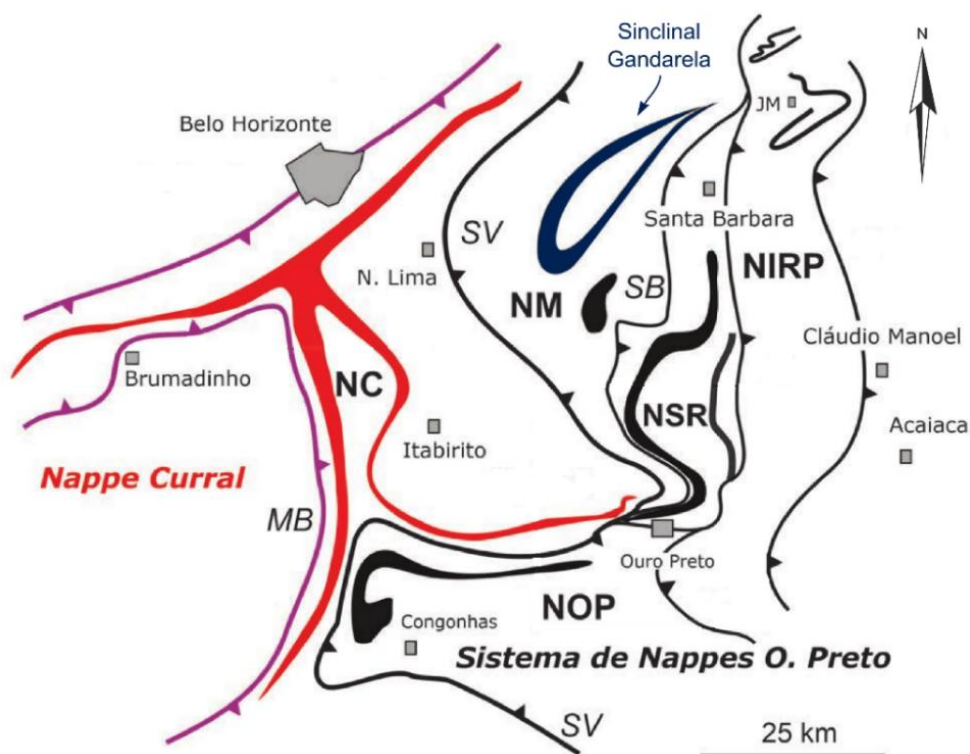
Na extremidade sudeste do Cráton São Francisco, o Ciclo Transamazônico abrange a sedimentação do Supergrupo Minas em ambientes de rifte e margem passiva (Hartmann *et al.*, 2006). Seguido pela inversão da bacia, caracterizada por eventos tectono-metamórficos, com a deposição do Supergrupo Estrada Real em bacias sin-orogênicas, tipo *flysch* e molassa (Endo *et al.*, 2020).

A Orogênese Transamazônica no Quadrilátero Ferrífero

Endo *et al.* (2020) descrevem o arcabouço estrutural do QFe como produto de dois eventos orogênicos, o Transamazônico (ca. 2,1 Ga) e o Brasileiro (ca. 650 – 500 Ma). O primeiro deles, Transamazônico é caracterizado pelos autores por um sistema de dobras com vergências opostas, nucleadas durante o Riáciano, em duas fases subsequentes. Essas fases definem os dois grandes domínios estruturais do QFe: a porção ocidental estruturada pela *Nappe* Cural, com vergência para NNE, e a porção oriente-meridional definida pelo Sistema de *Nappes* Ouro Preto, com vergência para SSW (Figura 12). Os autores atribuem as principais feições regionais

orográficas e estruturais do QFe à Orogênese Transamazônica, indicada nesta monografia pela notação E_1 – Evento Um.

Figura 12 - Mapa esquemático de articulação do sistema de *nappes* do QFe e as principais falhas e zonas de cisalhamento. Destaque para a Sinclinal Gandarela delimitada por linha azul contínua. Legenda: *Nappes*: NC- *Nappe* Curral, NM- *Nappe* Maquiné, NSR- *Nappe* Santa Rita, NIRP- *Nappe* Itabira-Rio Piracicaba, NOP- *Nappe* Ouro Preto. Falhas: SB- São Bento, AQ- Água Quente.



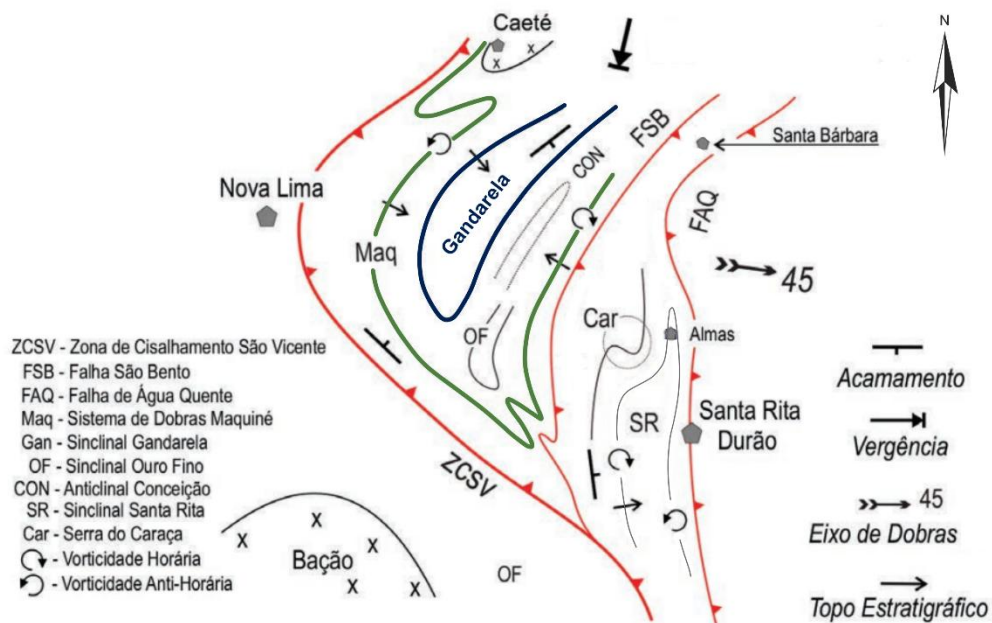
Fonte: Adaptado de Endo *et al.* (2020).

A área de estudo circunscreve-se parcialmente à porção norte da Sinclinal Gandarela, nucleada junto à *Nappe* Maquiné no contexto evolutivo do Sistema de *Nappes* Ouro Preto. Segundo Endo *et al.* (2020), este sistema constitui um segmento crustal alóctone com transporte tectônico para SSW sobre a *Nappe* Curral, articulando-se em quatro *nappes* distintas: Maquiné, Santa Rita, Ouro Preto e Itabira-Rio Piracicaba.

A *Nappe* Maquiné (Figura 13) posiciona-se na base desse empilhamento estrutural, tendo sido transportada sobre a superfície de descolamento basal definida pela Zona de Cisalhamento São Vicente e delimitada, no topo, pela Falha de São Bento. A *Nappe* Maquiné é composta pelas sinclinais Gandarela e Ouro Fino, além da Anticlinal Conceição — estruturas cujos traços axiais de orientação NE-SW e eixos de dobra com atitude aproximada de 110/45 atestam o vigor da deformação regional (Endo *et al.*, 2020).

A Sinclinal Gandarela é definida por Oliveira *et al.* (2005) como uma dobra regional reclinada, com traço axial orientado na direção NE-SW, zona de charneira posicionada na porção meridional, com eixo da dobra com caimento para ESE. A concepção de um modelo evolutivo para a Sinclinal Gandarela foi proposta por Endo *et al.* (2004), como um sinclinal antifórmico resultante de um redobramento em três fases de deformação, duas delas (F_{n-1} e F_n) provenientes da Orogênese Transamazônica, e a terceira (F_{n+1}) procedente da Orogenia Brasileira.

Figura 13 - Articulação da Nappe Maquiné. Destaque para a Sinclinal Gandarela em linha azul contínua.



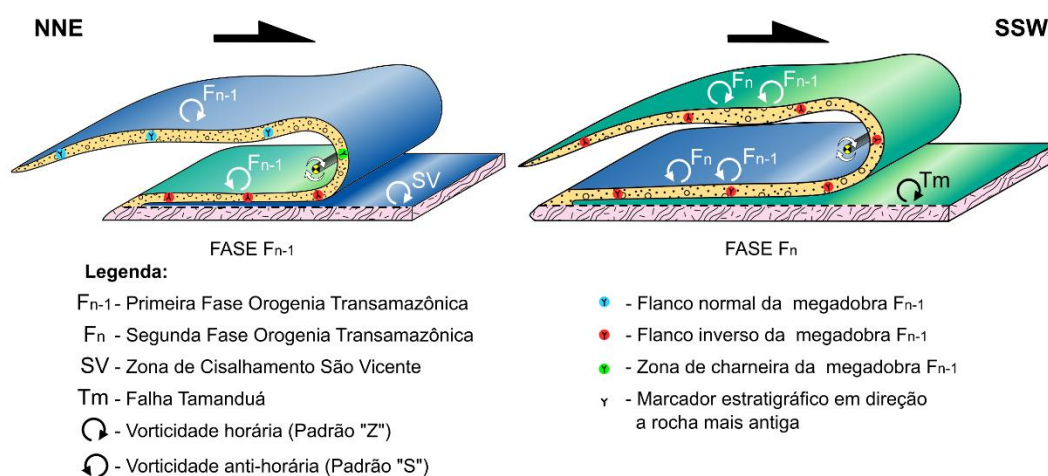
Fonte: Adaptado de Endo *et al.* (2020).

A evolução tectono-estrutural da unidade encontra-se esquematizada na **Figura 14**. A fase inaugural (F_{n-1}) relaciona-se à nucleação de uma megadobra recumbente que envolve o Supergrupo Rio das Velhas em seu núcleo. Essa dobra possui plano axial e linha de charneira em posição sub-horizontal, com estruturas do tipo Z no flanco normal e S no flanco inverso, com transporte tectônico para SSW sobre a Zona de Cisalhamento São Vicente (Endo *et al.*, 2020).

A fase de deformação subsequente é definida pelo redobramento do flanco inverso da megadobra preexistente, com consequente nucleação da *Nappe* Maquiné (F_n), e concomitante instalação da Falha do Tamanduá (F_{n+1}). Por meio dessa falha, unidades do Supergrupo Minas envolvidas pela *Nappe* Maquiné, cavalgam sobre o Supergrupo Estrada Real. A falha possui estruturas assimétricas de cinemática horária e dobramentos tipo Z, com topo dirigido para

SSW. A zona de dano da Falha do Tamanduá, no flanco oeste do Sinclinal Gandarela, é notadamente marcada pela superposição de padrões Z sobre S (Figura 14). Os padrões de dobramento com vorticidade horária (tipo Z), intrínsecos à cinemática da Falha do Tamanduá, sobrepõem dobras parasíticas e xistosidades oblíquas com vorticidade anti-horária (tipo S) atribuídas ao flanco inverso da sinclinal. Durante essa fase F_n de deformação a dobra Gandarela adquire características de uma sinclinal por critérios estratigráficos em geometria antifórmica (Oliveira *et al.*, 2005; Endo *et al.*, 2020).

Figura 14 - Modelo evolutivo dos estágios F_{n-1} e F_n da Sinclinal Antifórmica Gandarela.



Fonte: Adaptado de Guardia *et al.* (2025).

É sob a égide desta fase F_n de deformação, que a dobra Gandarela consolida sua configuração de sinclinal antifórmica: uma arquitetura singular onde a relação estratigráfica define uma sinclinal, embora sua morfologia geométrica se apresente como uma antiforme.

2.3.2. O Intervalo Tafrogênico – 1,9 a 1,0 Ga

Sob uma perspectiva global, o intervalo geocronológico situado entre ca. 1,9 e 1,0 Ga — sucessivo à Orogênese Transamazônica — insere-se em um cenário de relativa estabilidade climática e ausência de perturbações geoquímicas de grande escala, período amplamente designado como *Boring Billion*. No território brasileiro, tal intervalo é assinalado por registros de tectônica intraplaca, tafrogênese, magmatismo anorogênico e processos de rifteamento que culminaram na instalação de bacias sedimentares. Destacam-se, ainda, orógenos episódicos — notadamente o Grenvilliano (ca. 1,3–0,9 Ga) — cujas dinâmicas convergiram para a amalgamação do supercontinente Rodínia (Li *et al.*, 2008; Hasui *et al.*, 2013).

A tafrogênese estateriana (1,8–1,6 Ga) é definida por Brito Neves *et al.* (1995) como um evento de extensão crustal, de proporções continentais, responsável por deflagrar a fragmentação de blocos paleoproterozoicos recém-amalgamados no supercontinente Colúmbia (Nuna). Sob a ótica dos autores, este evento de tafrogênese regional marca a transição paradigmática de um regime predominantemente compressivo/orogênico para um regime extensional intracontinental. Tal processo envolveu o adelgaçamento da litosfera e subsidência tectônica, propiciando a abertura de sistemas de bacias sedimentares.

A propósito, é pertinente destacar a etimologia dos termos geocronológicos, que refletem o contraste geodinâmico do período: enquanto o Orosiriano, derivada do grego *oroseirá* (“cadeia de montanhas”), em alusão à pujança orogênica pretérita, o Estaheriano fundamenta-se no termo *statherós* (“estável”). Esta nomenclatura ecoa a estabilização da crosta que antecedeu os grandes eventos de rifteamento regionais.

Na margem sudeste do Cráton São Francisco, a tafrogênese estateriana é intrinsecamente associada ao desenvolvimento do magmatismo bimodal anorogênico das suítes Borrachudos e Pará de Minas (ca. 1,7 Ga), eventos que precederam a instalação da Bacia Espinhaço (ca. 1,78–0,91 Ga) (Chaves *et al.*, 2021; Dussin *et al.*, 2025). Chaves *et al.* (2021) caracterizam esse magmatismo como remanescentes de uma Grande Província Ígnea paleoproterozoica-estateriana. Essa LIP é materializada pelos corpos graníticos da Suíte Borrachudos e pelas rochas vulcânicas intrusivas máficas e ultramáficas, as quais se estruturam em enxames de diques com orientação preferencial NW-SE. Estas correspondem às suítes ultramáfica Santa Rita de Ouro Preto e máfica Catas Altas da Noruega, que definem expressivos lineamentos regionais de azimute 120° do QFe (Endo *et al.*, 2019; Endo *et al.*, 2024).

As atividades ígneas mencionadas manifestaram-se de forma pré a sin tectônica em relação ao início da sedimentação do Supergrupo Espinhaço. Segundo Chemale Jr. *et al.* (2012), a sucessão sedimentar da cordilheira meridional registra dois ciclos de preenchimento da bacia, o primeiro estaheriano (1,78-1,70 Ga), interpretado como rifte intracontinental, e o segundo esteniano-toniano (1,18-0,91 Ga) como evolução de uma bacia rifte-*sag*. Do ponto de vista estratigráfico, o Supergrupo Espinhaço Meridional é formado por dois grupos associados a seus respectivos ambientes deposicionais: o Grupo Diamantina, de caráter predominantemente continental, e o Grupo Conselheiro Mata, de natureza marinha (Dussin e Dussin, 1995).

2.3.3. O Ciclo Brasileiro–Pan-Africano – 1,0 a 0,44 Ga

Conforme preconizado por Hasui *et al.* (2013), o Ciclo Brasileiro–Pan-Africano abrange o intervalo geocronológico entre 1,0 e 0,44 Ga. Sob uma perspectiva global, Li *et al.* (2008) caracterizam este ciclo como sendo deflagrado pela fragmentação do paleosupercontinente Rodínia, manifestando-se por meio de um magmatismo proeminente, seguido pela instalação de bacias sedimentares. Tais bacias atuaram como precursoras dos eventos orogênicos que culminariam na amalgamação de Gondwana e, posteriormente, Pangeia.

Nas bordas leste e sudeste do Cráton São Francisco, o advento do Ciclo Brasileiro associa-se a um segundo evento de extensão crustal, o qual conferiu continuidade aos processos tafrogênicos regionais iniciados no Mesoproterozoico. Tal dinâmica distensiva encontra-se registrada pela intrusão dos diques máficos da Suíte Pedro Lessa, cujas idades de cristalização situam-se entre 0,92 e 0,90 Ga. A colocação deste enxame de diques evoluiu para um novo estágio de rifteamento, evidenciado pela deposição do Grupo Macaúbas entre, aproximadamente, 1,0 e 0,66 Ga. Este grupo é constituído por uma sucessão de sedimentos glaciais litorâneos e turbiditos de plataforma, representando o sistema deposicional que antecedeu a inversão tectônica responsável pela estruturação do Orógeno Araçuaí (Dussin e Dussin, 1995; Chaves *et al.*, 2019; Souza *et al.*, 2019).

A Orogênese Brasileira no Quadrilátero Ferrífero

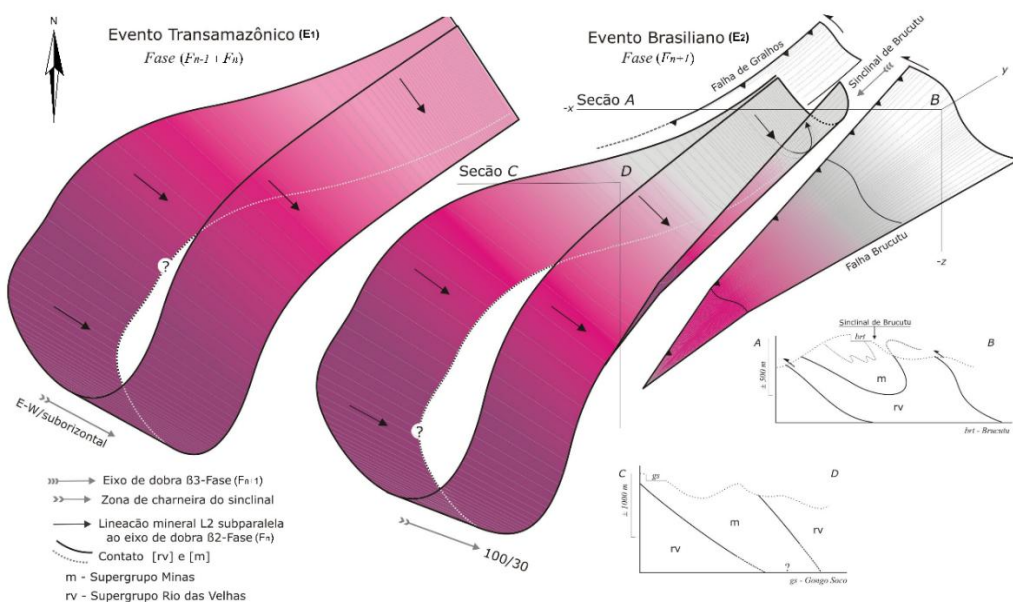
A Orogênese Brasileira (ca. 550 Ma) é designada neste trabalho pela notação E₂ – Evento Dois, responsável pela inversão tectônica das bacias Espinhaço e Macaúbas. No âmbito do QFe, Endo *et al.* (2020) caracterizam a Orogênese Brasileira constituída por dois episódios tectônicos distintos: o primeiro definido pelo vetor de encurtamento E-W, vinculado à edificação do Orógeno Araçuaí; e o segundo com vergência para N, resultante da interação geodinâmica entre a Faixa Ribeira e o Orógeno Brasília, com magnitude deformacional inferior ao primeiro.

No que tange ao primeiro episódio (encurtamento E-W), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2008) e Alkmim *et al.* (2006) descrevem na margem oriental do Cráton São Francisco a instalação de um expressivo cinturão de dobras e empurrões. Este arcabouço constitui o domínio externo do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo, estruturado durante a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental na transição entre o Ediacariano e o Cambriano. Os registros desse orógeno no QFe são descritos por Endo *et al.* (2020) como a primeira fase (F_{n+1}) de deformação coaxial da Orogênese Brasileira.

A fase inicial (F_{n+1}) associa-se à nucleação de dobras mesoscópicas e clivagens de crenulação com eixos de orientação N-S, além da instalação de estruturas andersonianas e falhas reversas com transporte tectônico (topo) dirigido para oeste. Complementam este quadro litoestrutural as lineações de estiramento mineral, que exibem um caimento persistente para leste. Sob a ótica de Endo *et al.* (2020), esta etapa deformacional é interpretada como a responsável pela instalação de uma cunha orogênica sobre a placa Sanfranciscana, culminando no basculamento da região do QFe para leste, via mecanismo de dobramento flexural.

Segundo Endo *et al.* (2004), a estruturação final da Sinclinal Gandarela consolidou-se durante essa fase F_{n+1} , momento em que a dobra adquiriu sua configuração reclinada característica. Nesse estágio, a zona de charneira e os eixos de dobra assumiram um caimento médio de 35° para ESE, concomitantemente ao desenvolvimento de falhas de empurrão e dobras de arraste associadas, cujos traços axiais orientam-se segundo a diretriz NNE–SSW, com mergulho suave para sudoeste (**Figura 15**). A evolução cinemática desta estrutura promoveu um rearranjo profundo na geometria pretérita da porção oriental do sinclinal, resultando na constricção das camadas das formações Gandarela e Cercadinho. Este evento culminou, ainda, no alçamento do flanco normal da estrutura na região meridional da mina de Brucutu.

Figura 15 - Modelo evolutivo de Endo *et al.* (2004) para a Sinclinal Gandarela em passagem para a fase F_{n+1} do evento Brasileiro (E_2).

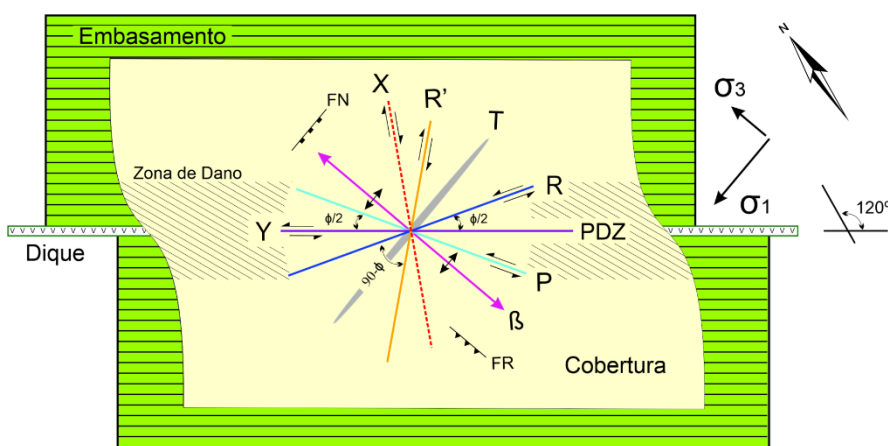


Fonte: Adaptado de Endo *et al.* (2004).

Queiroz *et al.* (2025) sistematizam a evolução tectono-estrutural da Orogênese Brasileira no QFe em quatro fases de deformação, alternando regimes coaxiais e não-coaxiais. As duas

fases inaugurais (F_{n+1} e F_{n+2}) vinculam-se ao encurtamento E-W, enquanto as subsequentes (F_{n+3} e F_{n+4}) são atribuídas ao encurtamento N-S. Nesse contexto, a segunda fase F_{n+2} é caracterizada por deformações não-coaxiais de cinemática sinistral, impulsionadas pela reativação de discontinuidades crustais pretéritas. Sob esta dinâmica, os enxames de diques ultramáficos e máficos das suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega, com orientação preferencial azimute (Az) 120° , atuaram como planos de fluxo preferenciais. As estruturas geradas sob regime rúptil-dúctil nesta fase englobam fraturas, falhas reversas e normais, cujas orientações (Az 100° , 40° , 140° , 20° , 120° , 70° , 160° e 70°) correlacionam-se, respectivamente, aos componentes R, R', P, X, Y e T do sistema Riedel, sob um fluxo direcional sinistral (Figura 16).

Figura 16 – Sistema Riedel com cinemática sinistral com plano de fluxo (Y) orientado na direção azimute 120° .



Fonte: Empréstimo de Queiroz (em preparação).

Segundo Endo *et al.* (2020), a terceira fase F_{n+3} da Orogênese Brasileira é caracterizada por deformação coaxial imposta pelo encurtamento tardio na direção meridional, responsável pela nucleação de dobras regionais suaves e abertas, com eixos orientados segundo a diretriz E-W. Adicionalmente, registram-se dobramentos regidos pelo mecanismo de *flanking fold*, os quais promoveram o envolvimento de segmentos dos complexos metamórficos Bação, Santa Bárbara e Guanhões.

Por fim, a quarta fase (F_{n+4}) de deformação, em regime não-coaxial, foi descrita por Queiroz *et al.* (2025), como responsável pela reativação dos lineamentos Az 120° . Sob este novo regime, as estruturas relícticas associadas ao sistema Riedel — herdadas da fase F_{n+2} — foram submetidas a uma inversão cinemática, passando a exibir um fluxo dextral no plano de cisalhamento (Y). Este vetor de movimento é diametralmente oposto à cinemática sinistral observada durante a fase inicial (F_{n+2}).

3. CONCEPÇÕES HISTÓRICAS E TRABALHOS ANTERIORES

O entendimento das sucessões metassedimentares na borda oriental do Cráton São Francisco é fruto de uma construção secular, cujas raízes remontam ao naturalismo do século XIX e se desenvolvem desde a estratigrafia clássica até a moderna aplicação de técnicas de geocronologia de alta precisão.

3.1. O Legado de Derby e a Transição para a Geologia Sistemática

O marco técnico inicial desta trajetória reside na obra de Orville Adelbert Derby (1906), intitulada “*The Serra do Espinhaço, Brazil*”. Inspirado pelo desejo de sistematizar o arcabouço litoestratigráfico esboçado por Wilhelm Ludwig von Eschwege em 1822⁴, Derby propôs um empilhamento estruturado em três domínios:

- i.* O Embasamento: Composto por gnaisses e xistos arqueanos (atuais Complexos Metamórficos e Supergrupo Rio das Velhas);
- ii.* A Série Minas: Uma sucessão dobrada e metamorfizada de xistos, quartzitos, formações ferríferas e calcários (equivalente aos supergrupos Minas e Estrada Real); e
- iii.* As Unidades de Topo: Arenitos e quartzitos diamantíferos, descritos como tardiamente dobrados, mas não metamorfizados (correspondentes ao Supergrupo Espinhaço).

Derby (1906) concebeu o QFe como a terminação meridional da Serra do Espinhaço — paradigma que perdurou até a década de 1980 (Dossin *et al.*, 1990). Embora reconhecesse o caráter preliminar de sua síntese, foi pioneiro na distinção dos blocos quartzíticos do QFe. Ladeira (1985) observa que, apesar de esses blocos apresentarem feições de campo aparentemente “idênticas”, preservam distinções estratigráficas complexas.

A obra de Derby simboliza a transição da geologia descritiva dos viajantes naturalistas — como Helmreichen e Hussak — para uma fase institucional e cartográfica. Sob uma égide positivista, a ciência geológica brasileira passava a integrar métodos das escolas francesa e norte-americana, culminando na criação do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (SGMB) em 1907, do qual Derby foi o primeiro diretor (Hoffbauer, 2023).

⁴ Eschwege, W. L. von. *Geognostisches Gemdilde von Brasilion und das wahrscheinlichen Muttergestein der Diamanten. Weimar*, 1822.

3.2. A Estratigrafia Integrada do Sudeste de Minas Gerais

Segundo Fischer (2014), no início do século XX, o alinhamento diplomático entre o Brasil e os Estados Unidos, ante a Primeira Guerra Mundial, conhecida como “aliança não escrita”, sob a égide do Barão do Rio Branco, e a liderança de Derby à frente do SGMB fomentaram a chegada dos "geólogos de Wisconsin" ao sudeste de Minas Gerais. Edmund Cecil Harder era especialista em estatísticas de minério de ferro pela *United States Geological Survey* (USGS) e Rollin Thomas Chamberlim, professor da *University of Chicago*.

Harder e Chamberlim (1915a,b) movidos pelo interesse estratégico nas jazidas de ferro e pelo reconhecimento acadêmico internacional, introduziram uma proposta de estratigrafia integrada (Figura 17) para o QFe e o Espinhaço Meridional. A principal contribuição dos autores foi a subdivisão da Série Minas em unidades menores que, mais tarde, tornar-se-iam os grupos do QFe: Caraça, Itabira, Piracicaba e Itacolomi, definidas por associação de fácies a interpretações de ambientes de sedimentação.

3.3. A “Querela” dos Quartzitos

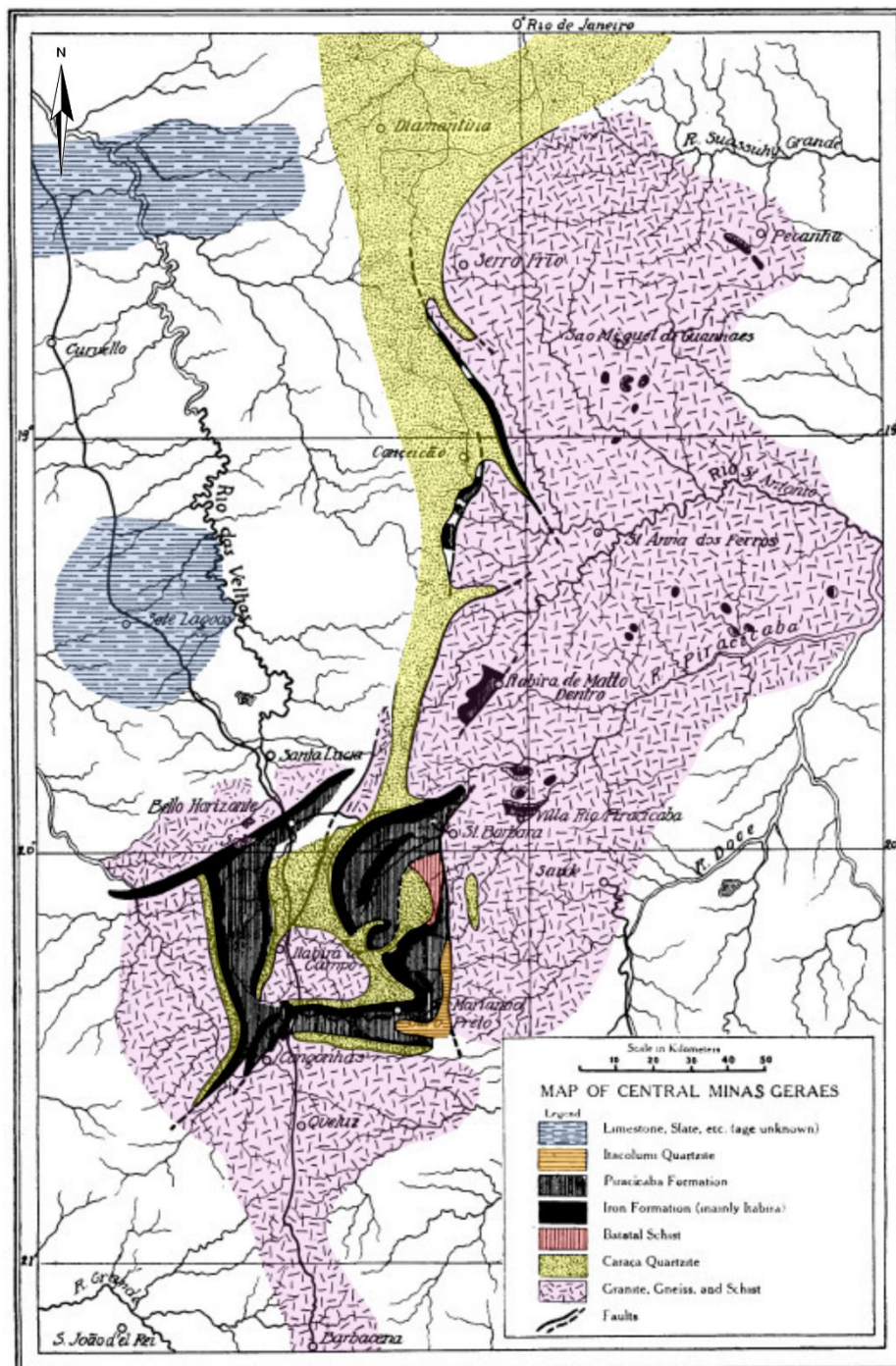
Os debates e as investigações sobre a individualização e as possíveis correlações entre os quartzitos da região central de Minas Gerais evoluíram significativamente ao longo do século XX, resultando em propostas progressivamente mais consistentes. Esse avanço acompanhou o desenvolvimento dos conhecimentos petrológicos, estratigráficos e sedimentológicos da época, associados — ou não — à aplicação de métodos de datação absoluta por técnicas radiogênicas, sobretudo entre as décadas de 1960 e 1980. Tais ferramentas foram fundamentais para o refinamento do entendimento geológico regional, ainda que as limitações de precisão de alguns métodos então disponíveis fossem evidentes.

A respeito da diferenciação dos quartzitos da região, Harder e Chamberlim (1915a) individualizam o Grupo Itacolomi como unidade de topo da Série Minas (Figura 17), agrupando todos os demais blocos quartzíticos (Maquiné, Moeda, Serra de Ouro Branco, Cambotas e Espinhaço) no Grupo Caraça, sobreposto aos xistos inferiores, atual Supergrupo Rio das Velhas.

Próximo à cidade de Conceição do Mato Dentro-MG (Figura 17), nas imediações do contato entre a Serra do Espinhaço e o Complexo Guanhanês, duas grandes unidades metassedimentares encontravam-se individualizadas e inseridas em um contexto de distintas interpretações quanto aos seus respectivos posicionamentos estratigráficos. Conforme descrito por Dossin *et al.* (1990), a leste reconhecia-se “uma sequência de natureza clasto-química, composta por filitos,

quartzitos e formações ferríferas, que se estendem pela margem oriental da cordilheira do Espinhaço sendo possivelmente correlacionáveis ao Supergrupo Minas”. A outra unidade, a oeste, sendo constituída predominantemente por quartzitos que sustentam a orografia da Serra do Espinhaço.

Figura 17 - Mapa Geológico da região central de Minas Gerais. Destaque para o agrupamento das unidades litoestratigráficas quartzíticas como “Quartzito Caraça”, em cor amarelo, com exceção do “Quartzito Itacolomi”, em cor laranja.



Fonte: Adaptado de Harder e Chamberlim (1915a).

Entre as diferentes propostas de individualização e agrupamento dos quartzitos da região central de Minas Gerais em debate à época, três concepções principais foram postuladas por distintos autores.

A Série Minas sobre os ‘quartzitos’ Cambotas

A primeira concepção, majoritariamente adotada pela equipe do convênio DNPM–USGS, estruturou-se a partir da definição do Grupo Tamanduá, sobreposto pela Série Minas, nas proximidades do município de Barão de Cocais (MG). Segundo Simmons e Maxwell (1961), os quartzitos da Formação Cambotas representariam uma unidade independente, não correlacionável a nenhuma das outras unidades litoestratigráficas quartzíticas do QFe — Maquiné, Minas e Itacolomi —, caracterizada por nítida discordância tectônica em relação à Sinclinal Gandarela, assentando-se diretamente sobre rochas cristalinas e sendo sobreposta, em contato concordante, por formações ferríferas e filitos da Série Minas.

Com base em critérios estratigráficos de topo e base, associados a hipóteses de evolução tectônica fundamentadas na Teoria Geossinclinal, Simmons (1968), Dorr (1969) e Moore (1969) interpretaram a sequência quartzítica da Serra das Cambotas (Espinhaço), como pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana.

As observações estratigráficas de Pflug

A segunda concepção, proposta por Pflug (1965)⁵ e Pflug *et al.* (1980)⁶ (*apud* Dossin *et al.*, 1990), interpretava as sequências metassedimentares dos supergrupos Minas e Espinhaço como pertencentes a uma única série, caracterizada por variações faciológicas verticais e laterais, entre as rochas que sustentam a crista da Serra do Espinhaço Meridional — compostas majoritariamente por quartzitos e metaconglomerados — e as rochas da região leste, na interface com o Complexo Guanhães, constituídas por quartzitos, formações ferríferas e filitos, as quais foram correlacionadas pelos autores à Série Minas de Dorr (1969).

A utilização de dados radiométricos

A terceira hipótese, defendida por diversos autores — entre eles Almeida (1977) —, baseou-se em dados radiométricos e em análises sedimentológicas, estratigráficas e estruturais

⁵ PFLUG, R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 51p. (Boletim 226).

⁶ PFLUG, R., HOPPE, A.; BRIGHT A, A. 1980. Paleogeografia do Pré-Cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. *Nuevos Resultados Investigación Geociencias Alianza Latino-Americana*, p. 33-43.

aplicadas à interpretação da evolução tectônica de ambientes deposicionais. Ainda que de caráter especulativo àquela época, esses autores propuseram o Supergrupo Espinhaço como uma unidade mais jovem que a Série Minas (Dossin *et al.*, 1990).

3.4. O Grupo Tamanduá de Simmons e Maxwell (1961)

Simmons e Maxwell (1961) definiram o Grupo Tamanduá a partir de levantamento estratigráfico em um trecho da rodovia estadual MG-436, entre as cidades de Barão de Cocais e Caeté, nos limites entre as quadrículas Santa Bárbara (mapeada por Simmons, 1960b) e Gongo Soco (mapeada por Moore, 1957b).

O Grupo Tamanduá foi proposto pelos autores, constituído por duas formações:

- i.* Os quartzitos Cambotas (rtc) como unidade basal, caracterizada por uma unidade inferior de aproximadamente 92 m de espessura, composto predominantemente por xistos, sobreposto por uma unidade superior de cerca de 638 m de espessura constituída inteiramente por quartzitos; e
- ii.* Formação “Sem Nome”, unidade de topo, constituída da base para o topo, por um pacote de quartzito xistoso (rtq) com cerca de 211 m de espessura, sobreposto por uma camada intermediária de filitos (rti) com aproximadamente 41 m de espessura, sotoposta por formações ferríferas filíticas e dolomíticas (rtp) com cerca de 35 m de espessura. Esta unidade de topo, sobreposta por contato tectônico pelas rochas da “Série” Minas estruturadas pela Sinclinal Gandarela.

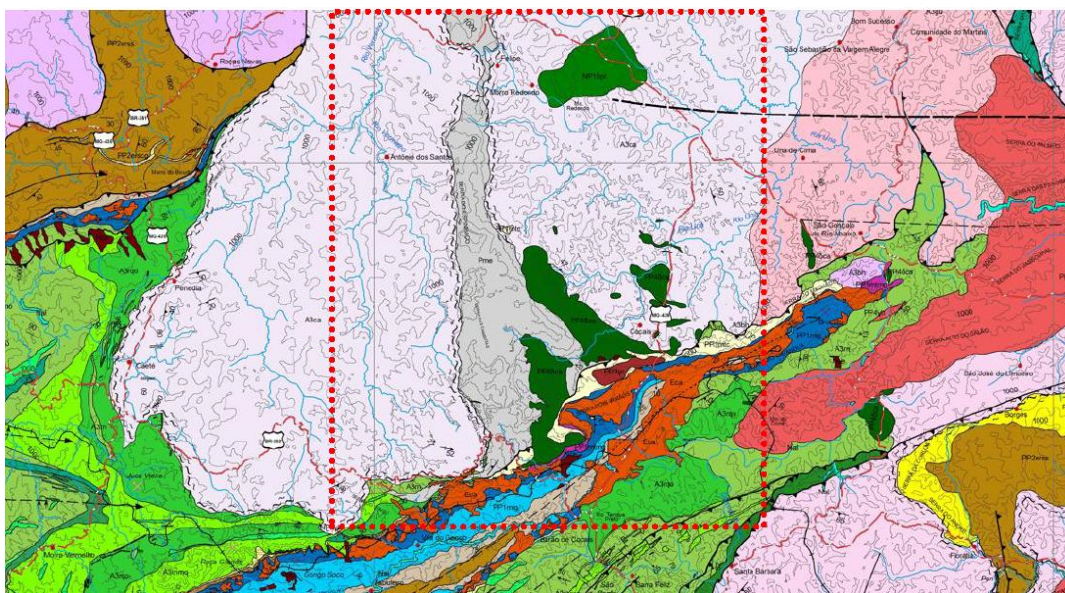
Ao definirem o Grupo Tamanduá, Simmons e Maxwell (1961) o caracterizaram como "ocorrência restrita e com posicionamento estratigráfico incerto", sugerindo três possibilidades a serem futuramente investigadas: (1) como unidade topo Supergrupo Rio das Velhas; (2) como base do Supergrupo Minas; ou (3) como uma unidade independente. Esta última possibilidade foi comprovada parcialmente pelos trabalhos de Daher *et al.* (2020) e Dutra *et al.* (2020), que dataram os quartzitos da vertente oeste da Serra das Cambotas e associaram todo o bloco quartzítico ao Supergrupo Espinhaço.

Moore (1969) relata nas quadrículas de Conceição do Rio Acima (Moore, 1957c) e Gongo Soco (Moore, 1957b), a ocorrência de litofácies associadas à Formação “Sem Nome”, como xistos, filitos e formações ferríferas, localmente sobrepostas pelo Supergrupo Minas ou pelos quartzitos do Grupo Maquiné. No entanto, o autor não as considerou pertencentes ao Grupo Tamanduá, descreveu-as como continuidade lateral das unidades do Grupo Nova Lima. Na

concepção de Moore (1969), o Grupo Tamanduá era composto exclusivamente pelos quartzitos da Formação Cambotas.

No Mapa Geológico do QFe, escala de 1:150.000, Endo *et al.* (2019) reconheceram o Grupo Tamanduá, em parte, seguindo a proposição de Dorr (1969). À semelhança deste, esses autores posicionaram o grupo como unidade basal do Supergrupo Minas. O extrato do mapa de Endo *et al.* (2019) (Figura 18) mostra os quartzitos da unidade superior “rtc” de Simmons e Maxwell (1961), mapeados como pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, a unidade “rtq” como Formação Pedra Pintada e as unidades “rti” e “rtp” agrupadas na Formação “Sem Nome”, rebatizada como formação Morro Grande pelos primeiros autores. Os autores mapearam o Grupo Tamanduá composto pela Formação Cambotas, com ocorrências estendendo-se pelo interior do QFe, além daquelas desvendadas como unidade basal na Serra do Caraça, definida por Nunes (2016) como pertencentes à Formação Moeda; e pela Formação Morro Grande, com ocorrência restrita à Serra do Tamanduá, no município de Barão de Cocais-MG.

Figura 18 - Extrato do Mapa Geológico do QFe, região NE, escala 1:150.000. Destaque para área de estudo delimitada pelo polígono desenhado em linha vermelha pontilhada; e para a Formação Cambotas, em cor amarelo-claro, dentro da área de estudo.



Fonte: Extrato adaptado de Endo *et al.* (2019)

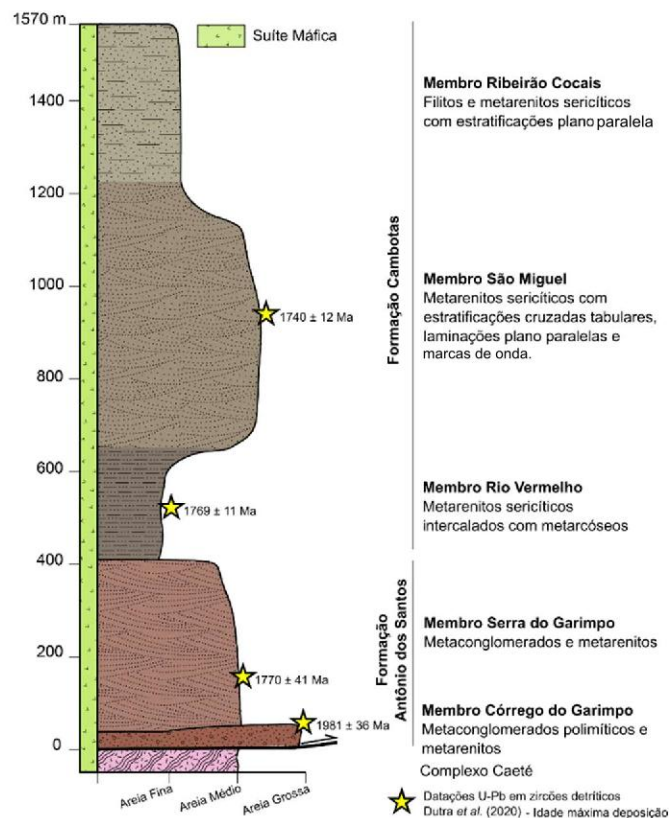
A evolução dessas diferentes propostas entrelaça-se até a consolidação da concepção atual do arcabouço tectono-estratigráfico regional, fruto do acúmulo de dados ao longo de décadas de esforços empreendidos por autores de diferentes gerações. Esses esforços foram significativamente potencializados a partir da década de 1980, com a maturidade do conhecimento sobre os processos geológicos associados à Tectônica de Placas e, sobretudo,

com o avanço dos métodos de geocronologia. A introdução e o aprimoramento da datação U–Pb em zircão (detritico e em rochas ígneas) permitiram determinar idades de deposição e proveniência sedimentar com elevada precisão, revolucionando a estratigrafia e viabilizando a formulação de modelos geodinâmicos mais robustos.

3.5. O Grupo Tamanduá de Dutra *et al.* (2020)

Trabalhos recentes de mapeamento geológico e empilhamento estratigráfico, associados à datação de zircão detriticos pelo método U–Pb, desenvolvidos por Gomes (2017a), Dutra *et al.* (2020) e Daher *et al.* (2020), propõem uma redefinição do Grupo Tamanduá vinculado ao Supergrupo Espinhaço.

Figura 19 - Coluna estratigráfica do Grupo Tamanduá na serra homônima e adjacências, proposto por Gomes (2017a).



Fonte: Adaptado de Dutra *et al.* (2020).

Gomes (2017a) propõe o Grupo Tamanduá constituído por duas formações (Figura 19):

- i. Na base, a Formação Antônio dos Santos, constituída pelos membros inferior Córrego do Garimpo e superior Serra do Garimpo, compostos por metaconglomerados e quartzo metarenitos impuros com estratificações cruzadas,

depositados por leques aluviais em ambiente costeiro, com idade máxima de deposição em 1.981 ± 36 Ma; e

- ii. No topo, a Formação Cambotas, constituída pelos membros inferior Rio Vermelho, intermediário São Miguel e superior Ribeirão Cocais, compostos por metarcóseos intercalados com quartzo metarenitos impuros com estratificações tabulares e cruzadas, além de filitos, depositados em ambiente marinho com influência eólica, e idade máxima de deposição de 1.769 ± 11 Ma (Dutra *et al.*, 2020).

3.6. O Problema da Falha das Cambotas

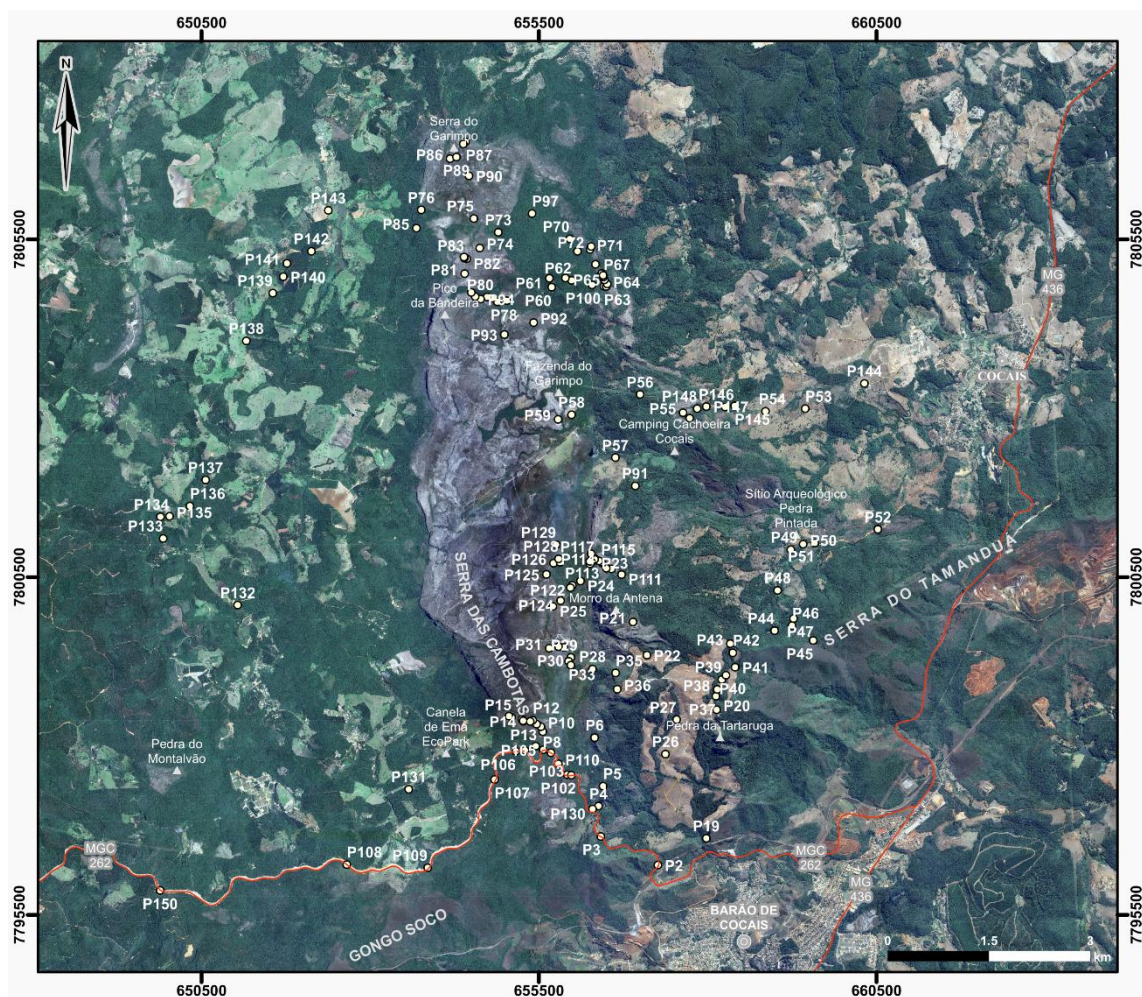
Os quartzitos da Formação Cambotas, aflorantes na vertente oeste da serra homônima, configuram-se como uma unidade mais jovem que o Supergrupo Minas, embora encontrem-se sobrepostos em contato tectônico por unidades mais antigas. Autores como Crocco Rodrigues (1991), Endo e Fonseca (1992), Katahira (2013) e Faria (2016) interpretaram esse arcabouço litoestrutural como produto de uma falha inclinada de rejeito oblíquo, com traço NE-SW e mergulho para SE, denominada Falha das Cambotas. Os autores caracterizam a cinemática dessa falha a partir de lineações de estiramento mineral com caimento para E, com topo dirigido para W, tendo se desenvolvido durante a Orogênese Brasileira (ca. 550 Ma).

Todavia, Crocco Rodrigues (1991) descreve na zona de dano Falha do Tamanduá, a ocorrência de dobras cerradas e isoclinais com caimento de eixos para SE. Paralelamente, Faria (2016) identifica, nas rochas do Supergrupo Minas da Sinclinal Gandarela, lineações de interseção entre acamamento (S_0) e xistosidade oblíqua (S_n) também com caimento para SE — com orientação subparalela aos eixos de dobras descritos por Crocco Rodrigues. Tais evidências sugerem um fluxo de massa na direção aproximada NE-SW. Esses elementos não corroboram a cinemática de empurrão em rampa oblíqua; por outro lado, alinham-se ao modelo de evolução tectônica da Sinclinal Gandarela proposto por Endo *et al.* (2004), com vergência para SSW.

4. NOTAS SOBRE O MAPA GEOLÓGICO

O trabalho de mapeamento geológico da área de estudo enfrentou limitações de orçamento e tempo, fatores necessários para uma cobertura sistemática de aproximadamente 220 km². Por isso, realizou-se um mapeamento de detalhe em escala de 1:10.000, a partir de caminhamentos nas porções relevantes e/ou com baixa disponibilidade de dados, previamente levantados por outros autores. Foram extraídos dados de 150 estações geológicas (**Figura 20**) no decorrer de 15 dias de trabalhos de campo, medidas 502 atitudes de estruturas planares e lineares, coletadas 23 amostras para análise em lupa, confeccionadas 12 seções delgadas e preparou 3 amostras para datação U-Pb de zircão detrítico.

Figura 20 - Imagem de satélite da área de estudo com destaque para as estações geológicas.



Fonte: Produzido pelo autor.

A complementação cartográfica das áreas não cobertas pelas etapas de campo deste trabalho foi realizada mediante a integração de dados pretéritos em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG) (**Figura 21**). O arcabouço geológico principal foi fundamentado na base vetorial (arquivos .shp) de Endo *et al.* (2019), na escala 1:150.000, que sintetiza a geologia do QFe sob a chancela do Centro de Estudos Avançados do QFe, da Universidade Federal de Ouro Preto.

Para o refinamento dos contatos e a compatibilização de dados estruturais em escalas de maior detalhe, foram integradas as seguintes contribuições. A começar pelos pioneiros trabalhos de mapeamento geológico em escala 1:25.000, realizados no âmbito do convênio entre o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e o Serviço Geológico dos Estados Unidos – United States Geological Survey (USGS), confeccionados por Moore (1957a,b) referente às folhas Antônio dos Santos e Congo Soco, e por Simmons (1960a,b) referente às folhas Cocais e Santa Bárbara.

As contribuições desses autores foram ajustadas a partir dos trabalhos de Baltazar e Lobato *et al.* (2005) nos mapas geológicos em escala 1:50.000 das folhas Caeté e Santa Bárbara, confeccionados no âmbito do projeto Geologia do QFe - Integração e Correção Cartográfica em SIG, sob os auspícios da Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG).

Estruturas e dados estruturais da Serra das Cambotas foram extraídos dos mapas geológicos produzidos por Crocco-Rodrigues (1991), em escala 1:10.000, referente às folhas Serra do Garimpo e Congo Soco, confeccionado no âmbito do trabalho de pós-graduação de mestrado pela Universidade de Brasília (UnB), intitulado “Sistemas de Cavalcamento e Geologia Estrutural da Serra das Cambotas”.

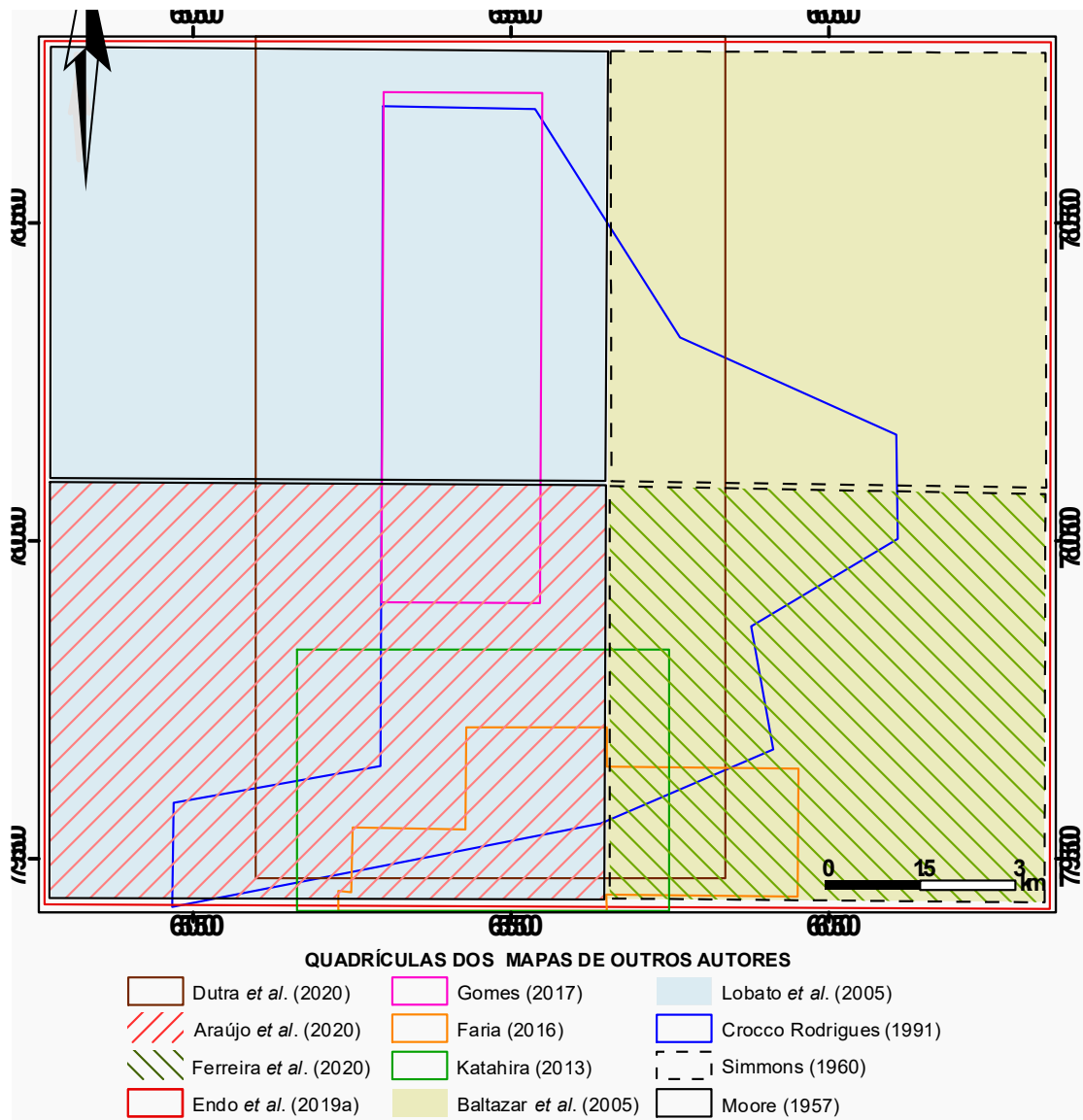
Os contornos das formações Antônio dos Santos e Cambotas, bem como seus respectivos membros, dados estruturais e localização das datações de zircão detrítico foram extraídos dos trabalhos de Gomes (2017b), pela Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), e da publicação em periódico de Dutra *et al.* (2020).

Ajustes dos contornos das litologias da Sinclinal Gandarela, bem como dados estruturais foram extraídos do mapa geológico em escala 1:25.000, produzido por Katahira (2013) no âmbito do Trabalho Geológico de Graduação da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), e do mapa geológico escala 1:10.000 de Faria (2016), confeccionado em Trabalho de Conclusão de Curso pela Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP).

Por fim, foram extraídos dados estruturais da Sinclinal Gandarela e contornos litológicos a nível de membros do Supergrupo Rio das Velhas, a partir dos mapas geológicos das folhas

Santa Bárbara e Congo Soco em escala 1:25.000, produzidos por Ferreira *et al.* (2020) e Araújo *et al.* (2020), no âmbito do Projeto Áreas de Relevante Interesse Mineral do QFe (ARIM-QFe), sob os auspícios do Serviço Geológico do Brasil (SGB).

Figura 21 - Articulação das quadrículas dos mapas geológicos de outros autores, utilizados na integração cartográfica.



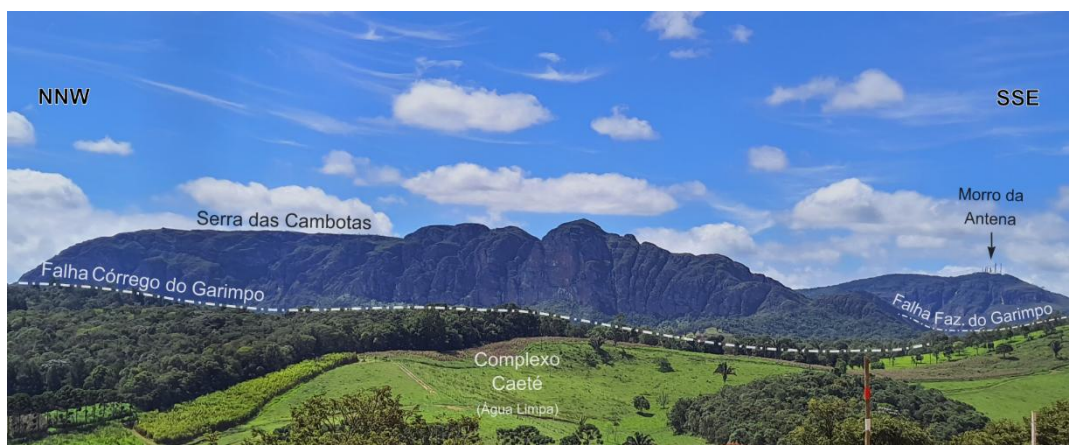
Fonte: Produzido pelo autor.

Demais informações sobre a originalidade dos dados de contornos das litologias mapeadas pelos autores supracitados, estão explícitos no decorrer das descrições das unidades estratigráficas no capítulo seguinte, tópico 5 intitulado: Geologia da Serra das Cambotas e Região de Cocais.

5. GEOLOGIA DA SERRA DAS CAMBOTAS E REGIÃO DE COCAIS

Localizada na porção norte-nordeste do QFe, entre as cidades de Barão de Cocais e Caeté, Minas Gerais, a Serra das Cambotas se destaca na topografia da região como um conjunto de cristas quartzíticas cobertas por campos rupestres. A serra estende-se por aproximadamente 10 km com alinhamento norte-sul, atingindo altitudes que variam entre 1.100 e 1.400m. Encaixada entre depressões de relevo, a vertente oeste possui acentuado declive escarpado (**Figura 22**), contrastando com a vertente leste, de declividade mais suave (Marent e Salgado, 2010).

Figura 22 - Fotografia da vertente oeste da Serra das Cambotas, obtida a partir da rodovia MG-436, com visada para leste-nordeste. Em primeiro plano, o Complexo Caeté, na região de Água Limpa; ao fundo o Morro da Antena. Destacam-se as falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo. P107 – X: 654842, Y: 7797504.



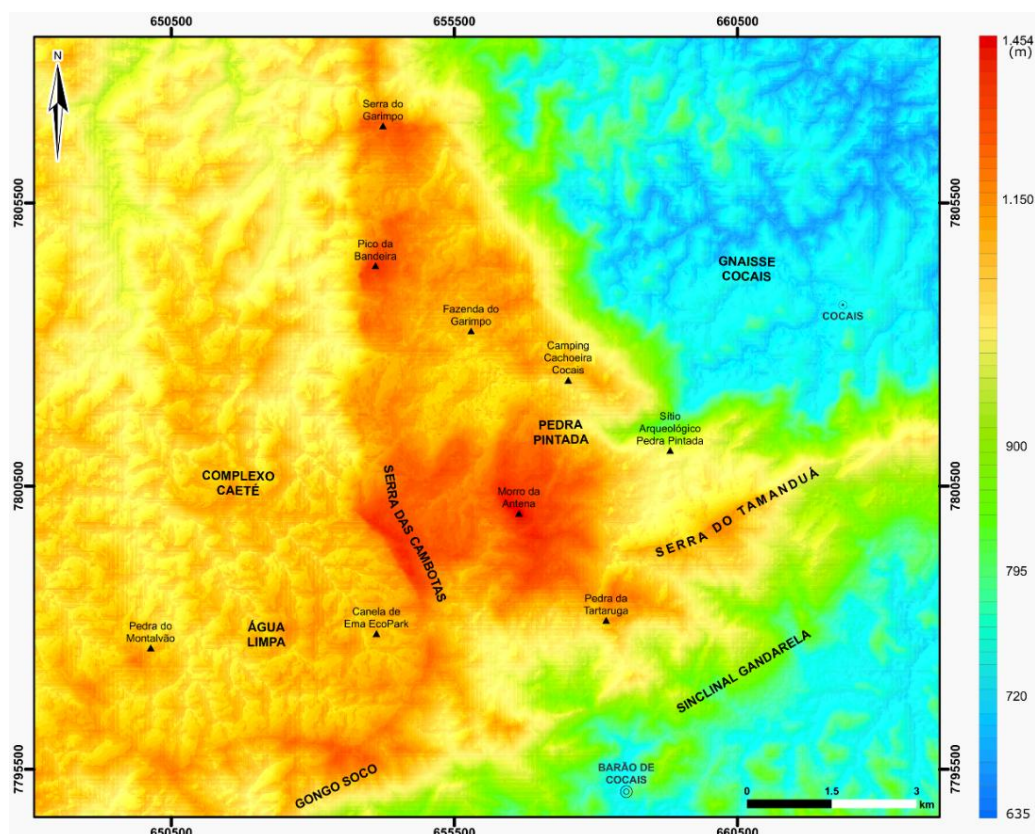
Fonte: Produzido pelo autor.

Os aspectos orográficos locais são sustentados por unidades metassedimentares de elevada resistência ao intemperismo e à erosão, que definem duas direções preferenciais de cadeias montanhosas: a Serra das Cambotas, com orientação N-S e sustentada pelos quartzitos do Supergrupo Espinhaço; e as serras do Tamanduá e Gongo Soco, alinhadas segundo a direção NE-SW e suportadas pelas formações ferríferas do Supergrupo Minas, que compõem o flanco oeste da Sinclinal Gandarela (**Figura 23**).

A vertente leste da Serra das Cambotas, próximo ao distrito de Cocais, é caracterizada por topografia acidentada, com picos de altitude elevada – como o Morro da Antena (656.894, 7.799.837) a 1.384 metros – sustentado por rochas quartzíticas do Supergrupo Estrada Real. Essas rochas são circundadas por vales associadas às intrusões de rochas máficas da Suíte Pedro Lessa, cujas rochas possuem menor resistência aos processos erosivos. As depressões de relevo observadas no Modelo Digital de Terreno (**Figura 23**), são características do Gnaisse Cocais (a leste) e do Complexo Caeté (a oeste), ambos dissecados por erosão diferencial em relação às

rochas metassedimentares que sustentam as cristas das serras. Observa-se, uma disparidade altimétrica significativa entre o Complexo Caeté, correspondente à Bacia do Rio São Francisco, com média de 1.000 metros de altitude, e o Gnaisse Cocais, componente da Bacia do Rio Doce, com cota média de aproximadamente 700 metros.

Figura 23 - Modelo Digital de Terreno da quadrícula da área de estudo.

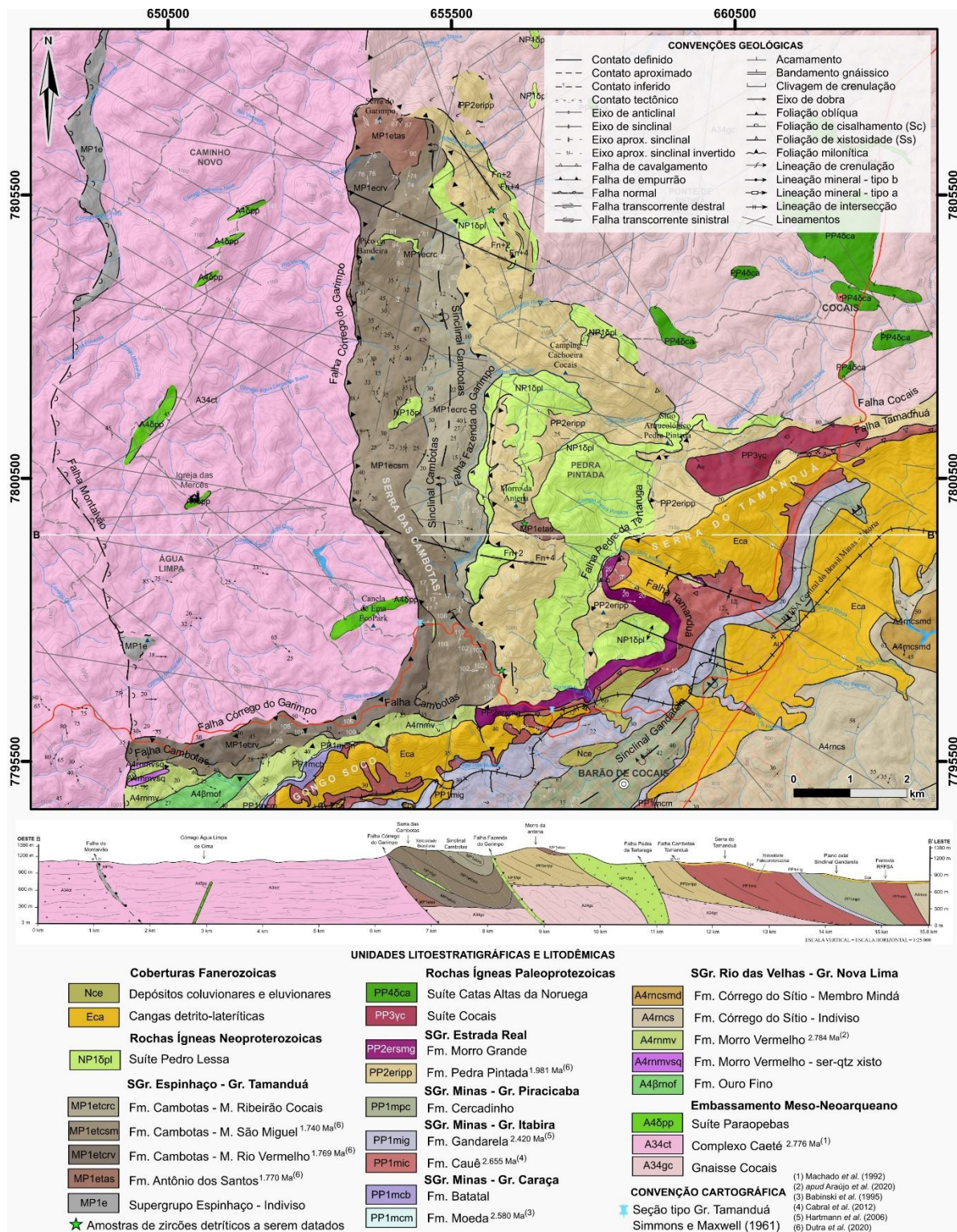


Fonte: Produzido pelo autor.

5.1. Estratigrafia

A estratigrafia da região reflete uma evolução geológica polifásica, marcada pela interação entre o embasamento arqueano e sucessões metassedimentares vinculadas a distintas bacias, representadas pelos supergrupos Rio das Velhas, Minas, Estrada Real e Espinhaço. Esse arcabouço é complementado por episódios magmáticos expressivos durante os períodos Estaheriano e Toniano. Tais componentes configuram uma justaposição de unidades litoestratigráficas e litodêmicas que abrangem um intervalo temporal do Arqueano ao Neoproterozoico. A caracterização sistemática dessas unidades, apresentadas no mapa geológico **Figura 24** está detalhada nos tópicos a seguir.

Figura 24 - Mapa e seção geológica da Serra das Cambotas e região de Cocais.



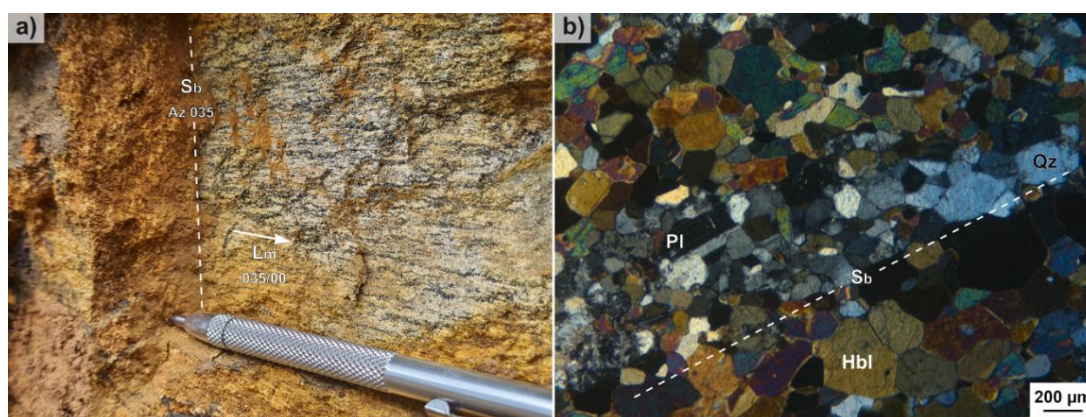
Fonte: Produzido pelo autor.

5.1.1. Complexos Metamórficos

Os complexos metamórficos constituem o embasamento cristalino da área de estudo, e afloram parcialmente sob espessa camada de solo, sendo representado pelo Complexo Caeté na porção ocidental, e pelo Gnaisse Cocais na porção oriental.

O Complexo Caeté é circundado nas porções leste e sul por contato tectônico com as rochas supracrustais do Grupo Tamanduá. Predominam neste domínio, latossolos recobertos por relícticos de vegetação do Bioma Mata Atlântica e pastagens, sendo raros os afloramentos de rochas gnáissicas, que comumente ocorrem intemperizadas a saprólito. Foram mapeados corpos intrusivos de anfibolito, compostos por hornblenda, plagioclásio e quartzo, com ocorrência esparsa (**Figura 25**). Essas rochas são caracterizadas por foliação bem desenvolvida em textura nematoblástica, classificadas como L-tectonitos, com trama definida pela orientação preferencial de anfíbólios (lineação mineral), com atitude 35/0. Tais anfibolitos são interpretadas com idade arqueana, pré-Minas, correlacionáveis às unidades de $2,66 \pm 0,27$ Ga, mapeados por Olivo *et al.*, (1996) na Mina Cauê, em Itabira-MG. Moore (1957a,b,c) mapeou essas rochas de protólito máfico como diques e *plutons* de gabro e diabásio. Datações geocronológicas de U-Pb em zircões na borda oeste do Complexo Caeté, realizadas por Machado *et al.* (1992), revelaram idade Neoarqueana de 2.776 ± 76 Ma.

Figura 25 – Corpos de anfibolitos no Complexo Caeté. **a)** Fotografia de afloramento com destaque para a foliação milonítica (S_b) e para a lineação mineral (L_m). **b)** Fotomicrografia em luz transmitida com polarizadores cruzados aumento de 5x, de anfibolito composto por hornblenda (Hbl), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). P138 – X: 651163, Y: 7803998.



Fonte: Produzido pelo autor.

A porção oriental da área de estudo, designada por Simmons (1968) como Gnaisse Cocais, foi mapeada por Padilha *et al.* (2000) e Padilha e Vieira (2000) como um complexo metamórfico constituído por rochas tonalíticas, trondhjemíticas, granodioríticas, granito-

gnáissicas migmatizadas, ainda pouco estudadas. Simmons (1960a,b) identificou neste domínio rochas máficas descritas como *plugs*, *dikes* e *sills* de gabros. As delimitações originais desses corpos foram preservadas de acordo com o realizado pelo autor supracitado nos mapas geológicos das folhas Cocais e Santa Bárbara. No entanto, essas rochas máficas intrusivas no Gnaiss Cocais foram reinterpretadas como integrantes da Suíte Catas Altas da Noruega, oriundas do magmatismo bimodal estaheriano.

5.1.2. Supergrupo Rio das Velhas

As rochas do Supergrupo Rio das Velhas, representadas pelo Grupo Nova Lima, afloram a sudoeste da Serra das Cambotas e na extremidade sudeste da quadrícula do mapa geológico. Posicionada estruturalmente nas partes exteriores dos flancos da Sinclinal Gandarela, esta unidade é aqui reportada segundo a subdivisão de litofácies proposta por Zucchetti *et al.* (1998). Os contornos cartográficos seguem as proposições de Araújo *et al.* (2020) e Ferreira *et al.* (2020) no âmbito do Projeto ARIM QFe do Serviço Geológico do Brasil, com exceção das rochas xistosas que fazem contato com a porção sul do Complexo Caeté, aflorantes ao longo da rodovia MG-436. Estas últimas foram mapeadas, no presente estudo, como membro Rio Vermelho, pertencente à unidade inferior da Formação Cambotas (conforme Dutra *et al.*, 2020). As sucessões do Supergrupo Rio das Velhas assentam-se sobre o embasamento cristalino e são sobrepostas pelas unidades do Supergrupo Minas.

5.1.3. Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas aflora exclusivamente no interior da Sinclinal Gandarela, sendo composto pelos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba. Os contornos das unidades foram extraídos do Mapa Geológico do QFe de Endo *et al.* (2019), com ajustes pontuais realizados pelo mapeamento geológico deste trabalho na porção noroeste da cidade de Barão de Cocais, e a partir de integrações cartográficas dos mapas de Katahira (2013) e Faria (2016).

Na base da Serra do Tamanduá, em perfil ao longo da estrada de acesso ao Morro da Antena (Figura 26), a Formação Cauê (Grupo Itabira) é constituída por formações ferríferas anfíbolíticas. Estas rochas sobrepõem-se, por meio de contato tectônico via Falha Tamanduá, à Formação Morro Grande (Supergrupo Estrada Real), a qual é composta por clorita xistos com intercalações de filitos ferruginosos.

Figura 26 - Fotografia de afloramento com destaque para Falha de Empurrão Tamanduá, instalada entre o Supergrupo Minas (capa) e a formação Morro Grande (lapa). P19 – X: 657978, Y: 7796634.



Fonte: Produzido pelo autor.

5.1.4. Supergrupo Estrada Real

O Supergrupo Estrada Real aflora na região noroeste da cidade de Barão de Cocais, estendendo-se a norte, passando pela região do Sítio Arqueológico Pedra Pintada, até as proximidades do distrito de Cocais. Como proposta deste trabalho, as rochas desta região foram individualizadas nas formações Pedra Pintada (base) e Morro Grande (topo), correlacionadas aos grupos Itacolomi e Sabará, respectivamente.

A Formação Pedra Pintada é predominantemente composta por quartzitos puros e sericíticos, com ocorrências subordinadas de quartzitos ferruginosos associados a filitos de coloração cinza, quartzitos com clastos subarredondados de formação ferrífera e metaconglomerados polimíticos associados (Figura 27). O acamamento relíctico é localmente preservado por bandamento composicional e gradação granulométrica, com raras estruturas sedimentares. Esta unidade é interpretada como uma sucessão de bacia molassa sin-orogênica, de idade riaciana/orosiriana.

No extremo norte da Serra das Cambotas afloram metaconglomerados polimíticos contendo clastos de granitoides, quartzo leitoso, quartzito puro, quartzito ferruginoso e formação ferrífera bandada, com tamanhos variando entre 1 e 50 cm. Essa unidade foi denominada Membro Ribeirão Cocais, tendo sido anteriormente mapeada como parte do Grupo Tamanduá por Gomes (2017a). Posteriormente, Dutra *et al.* (2020) estimaram para esses depósitos uma idade máxima de deposição de 1.981 ± 36 Ma. No presente trabalho, entretanto, essa unidade é reinterpretada como integrante da formação Pedra Pintada, sendo posicionada como embasamento do Supergrupo Espinhaço.

A Formação Morro Grande (Endo *et al.*, 2020) sobrepõe a Formação Pedra Pintada em contato gradacional – mapeado ao longo da estrada não pavimentada de acesso ao distrito de Cocais, a partir de Barão de Cocais –, sendo constituída por sericita-clorita xistos intercalados a filitos ferruginosos, clorita xistos, quartzo-sericita xistos, filitos cinza e xistos ferruginosos. Interpretada como uma bacia *flysch* sin-orogênica de idade riaciana/orosiriana e correlacionada ao Grupo Sabará. Esta unidade é sobreposta tectonicamente pelo Supergrupo Minas, por meio da Falha de Cavalgamento Tamanduá, com topo dirigido para SSW (Figura 26).

Figura 27 - Fotografias da Formação Pedra Pintada. **a)** Pinturas rupestres em quartzito do Sítio Arqueológico Pedra Pintada. **b)** Quartzito com clastos subarredondados de formação ferrífera. **c)** Quartzito friável com laminações de magnetita definindo acamamento relíctico ($S_0 = 065/25$). **d)** Quartzito com argilominerais referente à estação geológica P71, com destaque para o acamamento ($S_0 = 130/46$) e para a coleta de amostra destinada à geocronologia. Localização das amostras: **a)** P0 – X: 659300, Y: 7801150. **b)** P4 – X: 656382, Y: 7797112. **c)** P20 – X: 658131, Y: 7798538. **d)** P71 – X: 656255, Y: 7805352.



Fonte: Produzido pelo autor.

Cartograficamente, as duas formações descritas acima ajustam-se à "Formação "sem nome"" de Simmons e Maxwell (1961), onde a Pedra Pintada equivale ao membro "rtq" e a Morro Grande aos membros "rti" e "rtp".

5.1.5. Suítes Cocais, Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega

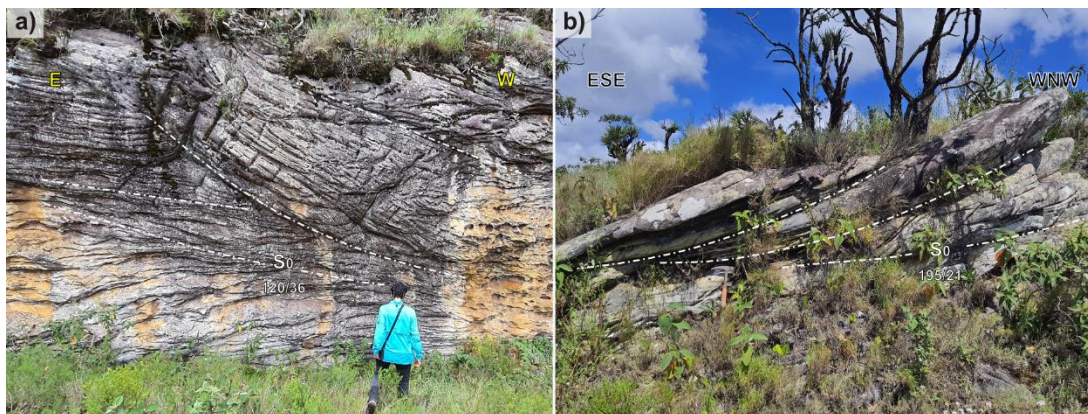
O magmatismo bimodal estaheriano, precursor à abertura da Bacia Espinhaço, é representado pela Suíte Cocais (metagranitoides correlacionados à Suíte Borrachudos) e por corpos intrusivos máficos no Gnaisse Cocais, aqui reinterpretados como Suíte Catas Altas da Noruega. Os contornos da Suíte Cocais foram mantidos conforme proposto por Endo *et al.* (2019); e a delimitação dos corpos de rochas máficas da Suíte Catas Altas da Noruega, foram desenhados de acordo com a proposição de Simmons (1960a) – Mapa Geológico da Folha Cocais. Em estudo realizado conjuntamente com este trabalho, Santos (2026) caracteriza as feições geomorfológicas do Lineamento Caeté, descrito por Endo *et al.* (2024), constituído por feixes de lineamentos estruturais com direção azimute 120°, associando-os aos diques máficos e ultramáficos estaherianos das suítes Catas Altas da Noruega e Santa Rita de Ouro Preto, correlacionáveis às suítes Pará de Minas I e II, descrita por Chaves *et al.* (2021).

5.1.6. Supergrupo Espinhaço – Grupo Tamanduá

O Supergrupo Espinhaço aflora na porção central da área de estudo sustentando as cristas das serras das Cambotas e do Garimpo, e no extremo oeste, junto à Falha Montalvão (Figura 24). Mapeado por Gomes (2017a) e datado por Dutra *et al.* (2020), o Grupo Tamanduá foi vinculado pelos autores ao Supergrupo Espinhaço, sendo composto por duas unidades, a inferior Formação Antônio dos Santos de idade estaheriana, e a superior Formação Cambotas estaheriana/calymmiana. Essas rochas são delimitadas por contato tectônico em ambos os lados, leste e oeste. Na porção ocidental, o Grupo Tamanduá sobrepõe o Complexo Caeté por meio da falha reversa Córrego do Garimpo; e na porção oriental, sotoposto pelo Supergrupo Estrada Real através da falha de empurrão Fazenda do Garimpo, ambas com topo dirigido para oeste.

A Formação Antônio dos Santos aflora principalmente na porção norte da Serra das Cambotas, região conhecida como Serra do Garimpo, e subsidiariamente nas proximidades do Morro da Antena. Constituída por quartzo metarenito com estratificações cruzadas tangenciais e acanaladas (Figura 28), assentados em contato abrupto sobre os metaconglomerados polimíticos e sobre quartzitos da Formação Pedra Pintada, bem como sobre o embasamento cristalino. A Formação Antônio dos Santos foi datada por Dutra *et al.* (2020) pelo método U-Pb em zircão detrítico, com idade máxima de deposição em 1.770 ± 41 Ma, interpretada pelos autores supracitados como um depósito eólico.

Figura 28 - Fotografias de afloramentos da Formação Antônio dos Santos – Grupo Tamanduá, constituído por quartzito metarenitos impuros com estratificações cruzadas tangenciais, localizados no **a)** Morro da Antena e na **b)** Serra do Garimpo. Localização das amostras: **a)** P21 – X: 656894, Y: 7799837. **b)** P81 – X: 654397, Y: 7804992.



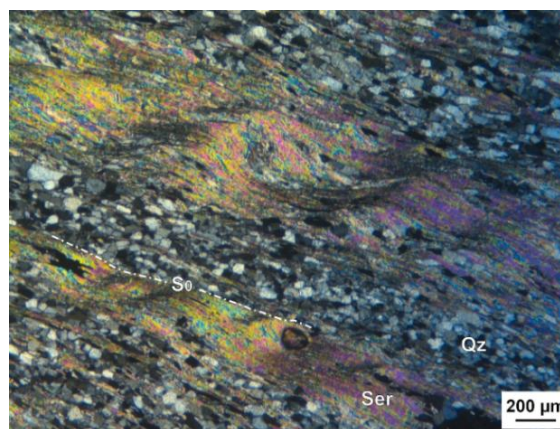
Fonte: Produzido pelo autor.

A Formação Cambotas, proposta por Gomes (2017a), ocorre predominantemente nas porções central e meridional da serra homônima, sendo constituída da base para o topo pelos membros Rio Vermelho, São Miguel e Ribeirão Cocais, interpretada pela autora como representantes de uma fase *sag* da bacia rifte Espinhaço (Dutra *et al.*, 2020).

O membro Rio Vermelho (base) sobrepõe-se à Formação Antônio dos Santos em contato abrupto, sendo constituído por metarenitos sericíticos (Figura 29) intercalados com metarcóseos oriundos de um depósito marinho costeiro, datados por Dutra *et al.* (2020) com idade máxima de deposição em 1.769 ± 11 Ma.

No extremo sul da Serra das Cambotas, foi mapeado por empilhamento estratigráfico o contato gradacional entre os membros Rio Vermelho e São Miguel. Esse contato foi observado em afloramentos expostos em cortes de estrada ao longo da rodovia MG-436. A sequência representada na Figura 30a é caracterizada na base, pelo predomínio de metapelitos intercalados com quartzito metarenitos impuros de granulação fina, com laminações plano paralelas, associados ao membro Rio Vermelho (Figura 30d). O intervalo correspondente ao contato gradacional possui espessura de aproximadamente 25 metros, sendo constituído por quartzito

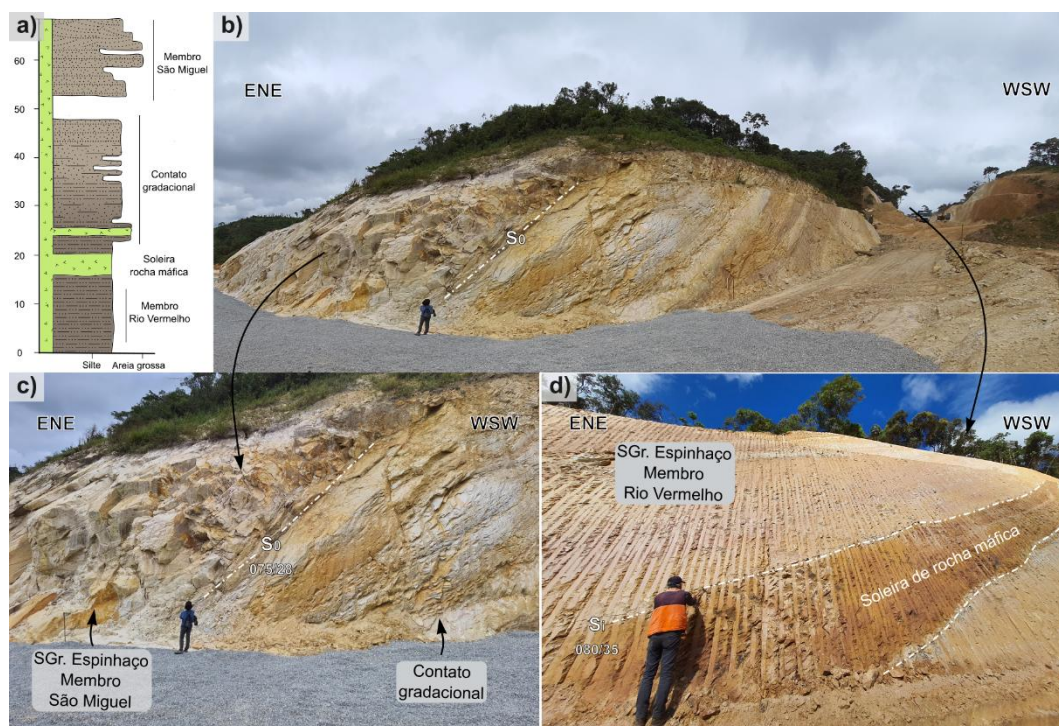
Figura 29 - Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados e aumento de 5x de quartzito (Qz)-sericita (Ser) xisto da Formação Cambotas – Membro Rio Vermelho. (P106 – X: 655155-Y: 7797924)



Fonte: Produzido pelo autor.

metarenito intercalado com metarcóseo e metapelite, com soleiras de rocha máfica intemperizada. Estas últimas atribuídas à Suíte Pedro Lessa. No topo da sequência, o membro São Miguel é constituído por quartzo metarenito sericítico de granulometria areia média a fina, intercalado com metarcóseo em laminações plano paralelas (**Figura 30c**).

Figura 30 - **a)** Ilustração do empilhamento estratigráfico no contato gradacional da Formação Cambotas, entre os membros Rio Vermelho (base) e São Miguel (intermediário). **b)** Fotografia panorâmica do corte na rodovia MG-436 com visada para sul-sudeste. Destaque para o contato gradacional, marcado por granocrescência ascendente a esquerda **d)** Membro Rio Vermelho com granulometria predominante silte e areia fina, e a direita **c)** Membro São Miguel com granulometria areia média. P106 – X: 655155, Y: 7797924.



Fonte: Produzido pelo autor.

O mapeamento desse contato permitiu a atualização cartográfica da ocorrência do Membro Rio Vermelho em uma porção anteriormente cartografada por Moore (1957b), na quadrícula de Congo Soco, como Grupo Nova Lima — interpretação esta replicada posteriormente em levantamentos de diversos autores.

O membro São Miguel é caracterizado por Gomes (2017a) como unidade intermediária da Formação Cambotas, sendo composto por metarenitos sericíticos com estratificações cruzadas tabulares, laminações plano paralelas e marcas de ondas. Esta unidade foi interpretada pelos autores como ambiente de transição costeiro a marinho raso com contribuições eólicas, apresentando idade máxima de deposição em 1.740 ± 12 Ma (Dutra *et al.*, 2020).

Embora Simmons e Maxwell (1961) tenham descrito, na definição do Grupo Tamanduá, fácies de “quartzito com hematita” compondo a Formação Cambotas, as análises micropetrográficas deste estudo sugerem uma revisão mineralógica. A **Figura 31a** ilustra uma amostra de mão do metarenito em questão, com descrição macroscópica constituído por quartzo e hematita; contudo, tal observação não foi validada pela análise petrográfica (**Figura 31-b**), que revelou uma composição dominada por quartzo, clorita e limonita.

Figura 31 - Formação Cambotas – Membro São Miguel. **a)** Fotografia de amostra de mão de metarenito com clorita. **b)** Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados e aumento de 5x de metarenito composto por grãos e subgrãos de quartzo (Qz) com extinção ondulante e contatos planares desenvolvidos por difusão por pressão, com clorita (Chl) e limonita (Lm) marcando a xistosidade S_{n+1} . P7 – X: 655324, Y: 7798915.



Fonte: Produzido pelo autor.

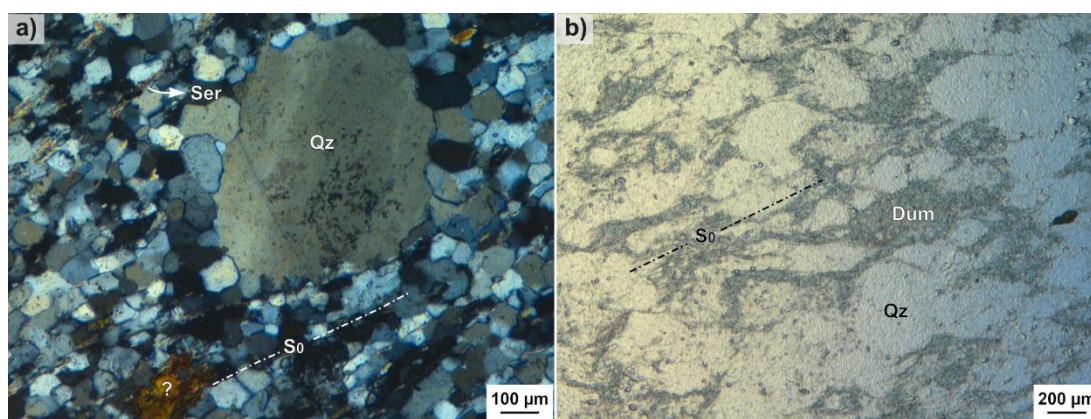
O membro Ribeirão Cocais, que constitui o topo da Formação Cambotas, é composto por filitos intercalados a metarenitos sericíticos de granulometria fina com estratificações plano paralelas. Esta sucessão é interpretada por Dutra *et al.* (2020) como registro de um ambiente marinho resultante da elevação do nível do mar.

Sob o aspecto petrográfico, os metarenitos da Formação Cambotas são compostos por quartzo em textura granoblástica, com contatos planares desenvolvidos pelo mecanismo de dissolução por pressão, grãos maiores com extinção ondulante e novos grãos, em microestrutura manto-núcleo incipiente. As micas ocorrem predominantemente sob a forma de sericita (muscovita) definindo a xistosidade em textura lepidoblástica. Observa-se a participação subordinada de agregados micáceos finos, neoformados, caracterizados com birrefringência maior que a muscovita (**Figura 32a**). Este último mineral foi identificado genericamente como pertencente ao grupo das micas, dadas as suas características ópticas e texturais, sendo necessário a aplicação de métodos analíticos adicionais para sua determinação mineralógica específica.

Ocorrem também limonita em *boxwork* milimétricos, interpretados como produtos de oxidação tardia, localmente preservando a morfologia cúbica de fases minerais preexistentes sob a forma de pseudomorfos. Por fim, porfiroblastos decimétricos de dumortierita ($\text{Al}(\text{Al}_2\text{O})(\text{Al}_2\text{O})_2(\text{SiO}_4)_3(\text{BO}_3)$) em textura poiquiloblástica com inclusões de quartzo (**Figura 32-b**) ocorrem nas proximidades do Morro da Antena, junto à Falha Fazenda do Garimpo.

Na porção ocidental do mapa geológico (**Figura 24**), as adjacências da Falha Montalvão foram cartografadas como Grupo Tamanduá (Indiviso). Essa delimitação foi mantida em conformidade com a proposição original de Moore (1967a,b) para as folhas geológicas de Antônio dos Santos e Congo Soco.

Figura 32 - Formação Cambotas – Membro Ribeirão Cocais. Fotomicrografias em luz transmitida. **a)** Nicóis cruzados e aumento de 10x, de metarenito sericítico composto por quartzo (Qz) e sericita (Ser). **b)** Nicóis descruzados e aumento de 5x, de porfiroblasto decimétrico de dumortierita (Dum) com inclusões de quartzo em textura poiquiloblástica. P33 – X: 655939, Y:7799254.



Fonte: Produzido pelo autor.

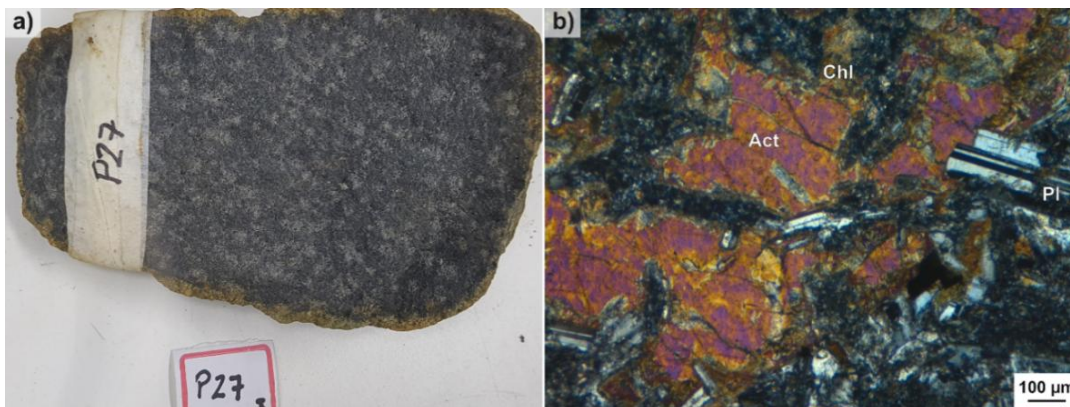
5.1.7. Suíte Pedro Lessa

A Suíte Pedro Lessa é constituída por gabros e diabásios, apresentando ou não texturas porfíricas, sendo composto por actinolita, clorita e plagioclásio (**Figura 33**). Estas rochas afloram na forma de diques e soleiras, ocorrem também como blocos e matações em meio a solos de cor vermelho escuro oriundos de intensas transformações intempéricas. Tais intrusivas distribuem-se por toda extensão da Serra das Cambotas e região do distrito de Cocais, seccionando as unidades metassedimentares do Supergrupo Espinhaço e, de forma mais expressiva o Supergrupo Estrada Real.

A principal expressão geomorfológica destas rochas está associada ao desenvolvimento de vales, como os observados nas adjacências do Morro da Antena. A idade relativa destas

intrusivas foi estabelecida a partir de suas relações de contato com o Supergrupo Espinhaço, o que permite correlacioná-las à Suíte Pedro Lessa, conforme descrito por Chaves *et al.* (2014).

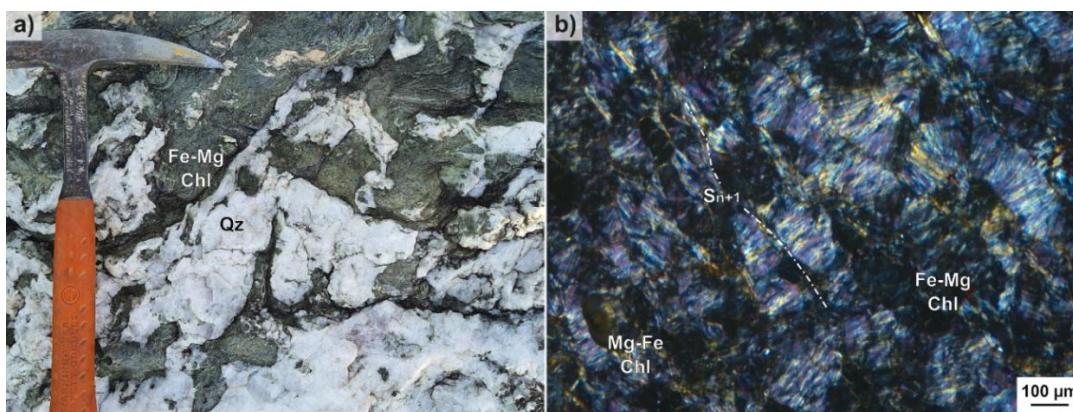
Figura 33 – Rochas máficas associadas à Suíte Pedro Lessa. **a)** Fotografia de amostra de mão de diabásio porfirítico. **b)** Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados em aumento de 10x de diabásio composto por plagioclásio (Pl) e actinolita (Act) em processo de alteração para clorita (Chl). P27 – X: 657540, Y: 7798391.



Fonte: Produzido pelo autor.

Próximo a Falha Fazenda do Garimpo, nas adjacências da nascente do Ribeirão Cocais, as rochas ígneas da Suíte Pedro Lessa foram intensamente metamorfozadas e deformadas. Esse processo gerou uma rocha rica em clorita com textura decussada associada a veios de quartzo. A composição da clorita varia entre Fe-Mg (majoritária) e Mg-Fe. A Mg-Fe clorita apresenta orientação aparente segundo a foliação S_{n+1} , descrita como discreta e espaçada, de idade Brasileira correlacionada ao desenvolvimento cinemático da referida estrutura (**Figura 34**).

Figura 34 - Suíte Pedro Lessa associada a veio de quartzo. **a)** Registro fotográfico de veio de quartzo (Qz) associado a cloritito, oriundo da alteração de protólito máfico. **b)** Fotomicrografia sob luz transmitida (nicóis cruzados, aumento de 10x) de cloritito composto predominantemente por Fe-Mg clorita (Fe-Mg Chl) e, subordinadamente Mg-Fe clorita (Mg-Fe Chl), em associação com veio de quartzo. Destaca-se a foliação discreta. P118 – X: 656272, Y: 7800846.

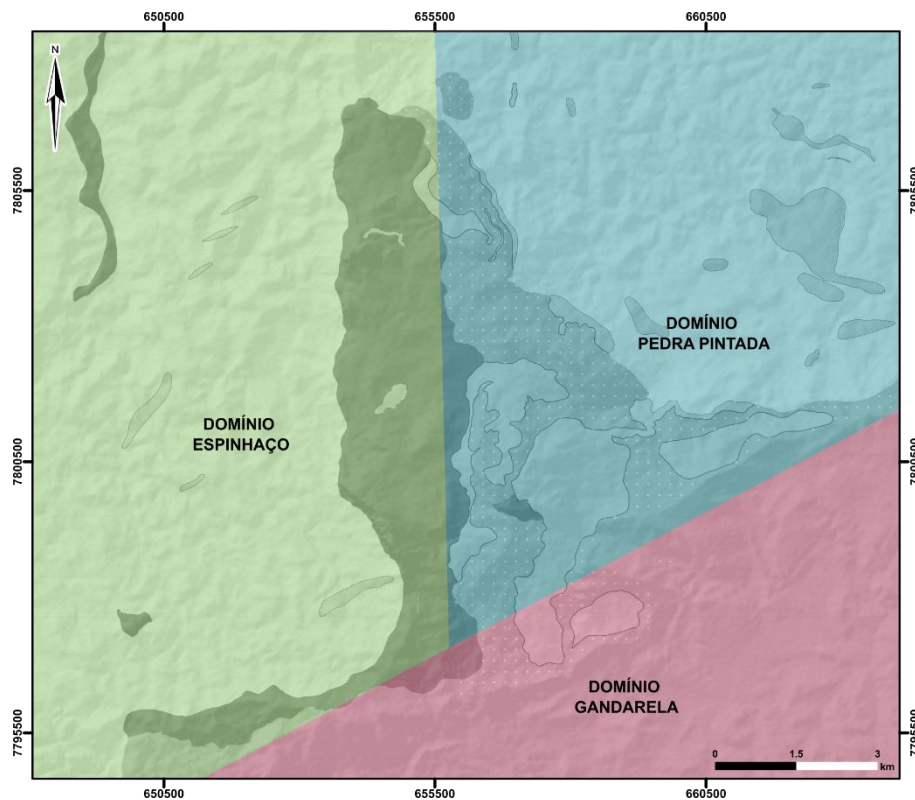


Fonte: Produzido pelo autor.

5.2. Arcabouço Estrutural

A área de estudo apresenta uma nítida discordância geológica em escala regional de observação, constituída por duas direções preferenciais: o domínio Gandarela, constituído pelas serras do Tamanduá e Gongo Soco, alinhadas na direção NE-SW; e o domínio Espinhaço, constituído pela Serra das Cambotas, com orientação N-S (Figura 35). O arcabouço estrutural dessa região é definido por múltiplas gerações de estruturas planares e lineares, incluindo foliações, lineações, eixos de dobras, falhas e zonas de cisalhamento. Essas estruturas foram mapeadas inicialmente por domínios e, posteriormente, agrupadas em fases deformacionais sucessivas: F_{n-1} , F_n , F_{n+1} , F_{n+2} , F_{n+3} , F_{n+4} .

Figura 35 - Mapa esquemático dos domínios geológicos da área de estudo.



Fonte: Produzido pelo autor.

As notações são designadas pela letra F seguida por um índice sequencial, onde 'n' representa a incerteza referente à cronologia das foliações em relação ao acamamento S_0 . O índice n foi inicialmente designado para estruturas NE-SW peculiares à Sinclinal Gandarela e, posteriormente, expandidos para famílias de estruturas correlatas na Formação Pedra Pintada. O índice $n+1$ foi definido para a família de estruturas com tendência N-S, que corroboram a

geomorfologia do domínio Espinhaço, com a conseqüente propagação de $n+2$ e $n+4$ para as famílias de estruturas que se sobrepõem aos dois domínios previamente estabelecidos.

O domínio da Sinclinal Gandarela foi inicialmente definido pelas rochas neoarqueanas e siderianas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, respectivamente. O domínio é constituído por xistos cloríticos, quartzitos, formações ferríferas, dolomitos e filitos estruturados preferencialmente segundo a direção NE-SW, com bandamento (S_b) e xistosidade (S_n) mergulhando para SE. Tais rochas representam as supracrustais mais antigas da área de estudo e hospedam famílias de estruturas peculiares à nucleação da Sinclinal Gandarela, atribuídas à fase inicial de deformação, vinculada ao primeiro evento orogênico (E_1) atuante na região.

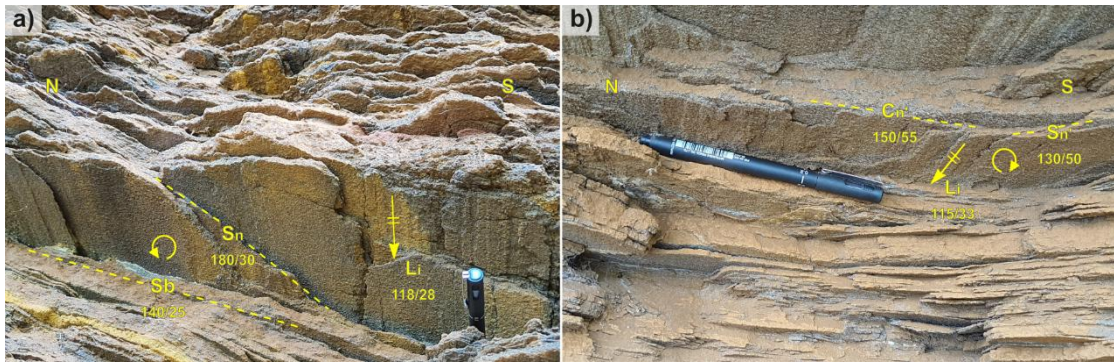
O domínio Espinhaço é constituído por metarenitos e metarcóseos estaherianos-calymmianos do Grupo Tamanduá. Por corresponderem às unidades mais jovens do arcabouço estratigráfico, foram deformadas exclusivamente pelo segundo evento orogênico (E_2). Esse domínio caracteriza-se por estruturação preferencial na direção N-S, com acamamento (S_0) e xistosidade (S_{n+1}) mergulhando para E.

O domínio Pedra Pintada é constituído predominantemente por quartzitos sericíticos e quartzitos puros, com ocorrência subordinada de quartzitos ferruginosos atribuídos ao Supergrupo Estrada Real. A princípio, essa unidade foi associada ao domínio Espinhaço; no entanto, foram mapeadas na região — especificamente na vertente leste da Serra das Cambotas — estruturas consideradas singulares da Sinclinal Gandarela e, portanto, vinculadas a esse domínio estrutural. À semelhança do domínio Gandarela, as rochas metassedimentares dessa região caracterizam-se por estruturas N-S, sobrepostas a dobras com eixos de caimento para ESE e SE, os quais se mostram subparalelos às lineações de intersecção $S_0 \times S_n$.

5.2.1. Estruturas de Deformação Dúctil do Domínio Gandarela

O flanco oeste da Sinclinal Gandarela foi caracterizado a partir da formação ferrífera anfibolítica da Formação Cauê (**Figura 36a**), que apresenta xistosidade S_n (180/30) oblíqua ao bandamento S_b (140/25), lineação de intersecção entre $S_b \times S_n$ (118/28) com caimento para ESE e, vorticidade anti-horária. Esse padrão de vorticidade foi associado a dobras parasíticas mapeadas do flanco inverso da sinclinal, classificadas como abertas e cerradas, com padrão S e geometria fora de fase.

Figura 36 – Itabirito anfibolítico do supergrupo Minas. **a)** Estruturas atribuídas à Sinclinal Gandarela, com destaque para xistosidade S_n (180/30), oblíqua ao bandamento composicional S_b (140/25), com vorticidade anti-horária em relação e lineação de intersecção com caimento para ESE (118/28). **b)** Estruturas associadas à instalação da Falha do Tamanduá, com desenvolvimento de foliação S/C exibindo vorticidade horária e lineação de intersecção com caimento para ESE (115/33). P19 – X: 657978, Y:7796634.



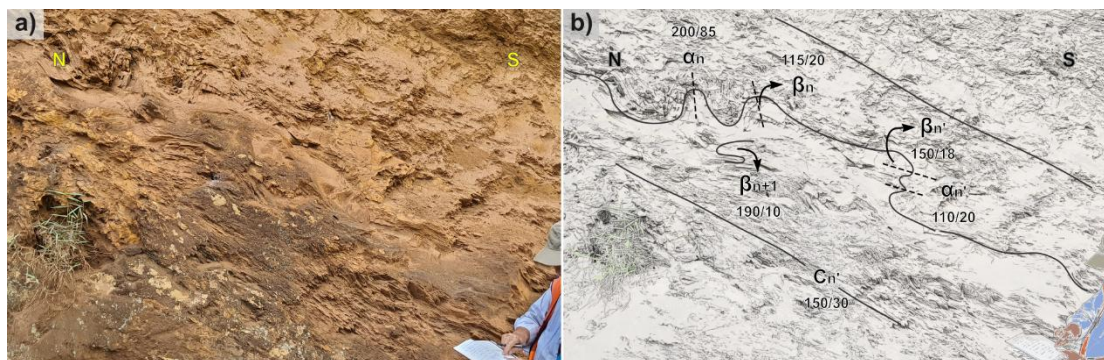
Fonte: Produzido pelo autor.

A Falha do Tamanduá possui traço ENE-WSW e mergulho para SSE, estando instalada no contato entre as formações ferríferas do Supergrupo Minas (Sinclinal Gandarela) e os clorita xistos e quartzitos do Supergrupo Estrada Real. Esta falha é caracterizada pelo desenvolvimento de foliações S/C associadas a dobras assimétricas em Z, cerradas e isoclinais (**Figura 36b**). O *pitch* de 35°, calculado a partir dos padrões de assimetria com vorticidade horária e associado aos eixos de dobras ($\beta_n = 115/20$), subparalelos às lineações de intersecção entre S e C (118/28), definem a Falha Tamanduá como reversa de rejeito oblíquo e cinemática com topo dirigido para SSW.

A zona de dano da Falha Tamanduá caracteriza-se pela sobreposição de estruturas ao flanco inverso da Sinclinal Gandarela. Nas porções distais as rochas apresentam dois planos de xistosidades (S_n e S_n'), oblíquas ao bandamento composicional (S_b) dos itabiritos, sendo este último paralelo ao plano de cisalhamento (C_n), ilustrado na **Figura 36**. As lineações de intersecção entre os planos $S_b \times S_n$ e $S_n \times C_n$, geram um padrão de caimento para ESE em aproximadamente 30°.

Nas porções proximais ao núcleo da falha, dobras em Z da fase F_n , nucleadas na zona de cisalhamento, sobrepõem dobras em S também atribuídas à fase F_n , ambas com caimento do eixo (β) para ESE. As dobras em Z provocaram uma aparente interferência nas dobras em S, promovendo aumento dos ângulos interflancos e consequente abertura parcial dessas estruturas, que passam a exibir geometria fora de fase (**Figura 37**).

Figura 37 – Interferência de dobras em Z da Falha Tamanduá (F_n) sobre dobras em S da Sinclinal Gandarela (F_n). **a)** Fotografia de estruturas na formação ferrífera anfibolítica do Supergrupo Minas. **b)** Representação esquemática do afloramento com atitudes das estruturas: α – plano axial, β – eixos de dobras, e C_n – plano de cisalhamento paralelo ao bandamento composicional S_b . P19 – X: 657978, Y:7796634.

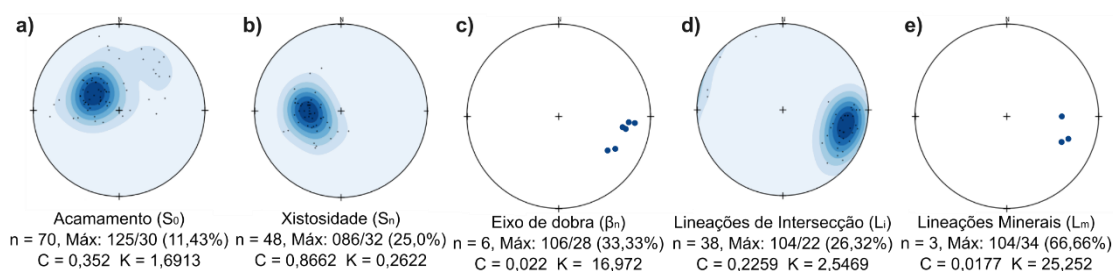


Fonte: Produzido pelo autor.

Adicionalmente, dobras assimétricas cerradas e isoclinais de uma terceira geração, com eixos sub-horizontais na direção N-S (β_{n+1}), indicam transporte tectônico de topo dirigido para W (Figura 37). Essas dobras, de menor expressão e sem interferência direta sobre as fases anteriores, possuem direção concordante com a tendência N-S do domínio rifte Espinhaço, sugerindo reativação da Falha Tamanduá durante a fase F_{n+1} .

O arcabouço estrutural da Formação Pedra Pintada (Figura 38) é análogo ao observado no domínio Gandarela, com estruturas penetrativas, como xistosidade (S_n) associada a planos axiais de dobras parasíticas cerradas a isoclinais, e lineações intersecção entre acamamento e xistosidade (104/22) (Figura 38d), subparalelos a eixos de dobras, com caimento para SE ($\beta_n = 106/28$).

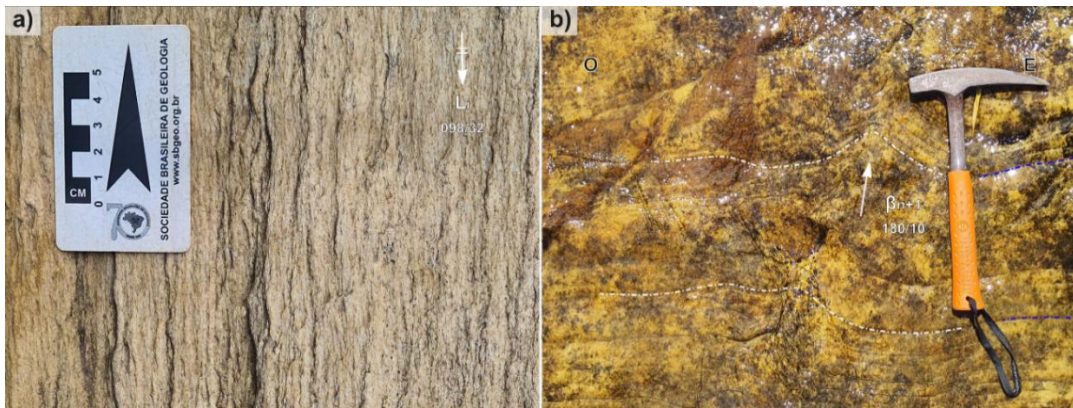
Figura 38 - Dados estruturais do domínio Pedra Pintada representados em projeções estereográficas de igual-área (rede de Schmidt), hemisfério inferior. Os contornos de densidade foram obtidos pelo método de Kamb.



Fonte: Produzido pelo autor.

Além das semelhanças estruturais atribuídas ao primeiro evento de deformação, o domínio Pedra Pintada possui sobreposição de estruturas miloníticas com direção N-S. Essa configuração tectônica, marcada por duas direções preferencias, reflete-se em estruturas macroscópicas, como os eixos NW-SE da Sinclinal Dois Irmãos e da Anticlinal Morro Grande, bem como nos traços N-S da Falha Fazenda do Garimpo. Em escala mesoscópica, essa sobreposição é registrada por dobras de crenulação com eixo N-S, dobras suaves a abertas (Figura 39b), e foliações S/C em zonas de cisalhamento interestratos, como exemplificado pela instalação da Falha Pedra da Tartaruga, com topo dirigido para W.

Figura 39 – Estruturas características do domínio Pedra Pintada. **a)** Vista em planta de quartzito com lineações de intersecção entre $S_n \times S_0$ com caimento para ESE ($L_i = 098/32$). **b)** Vista em planta de quartzito com dobras suaves e abertas com N-S ($\beta_{n+1} = 180/10$). P4 – X: 656382, Y: 7797112.



Fonte: Produzido pelo autor.

5.2.2. Estruturas de Deformação Dúctil-Rúptil do Domínio Espinhaço

Os metarenitos da Formação Cambotas, pertencentes ao Grupo Tamanduá, foram estruturalmente caracterizados pela xistosidade (S_{n+1}) associada a planos axiais de dobras parasíticas assimétricas, com eixos sub-horizontais na direção N-S (Figura 40). Esses eixos são subparalelos à lineações de intersecção entre acamamento e xistosidade, com densidade máxima em 173/20 (Figura 41c). O arcabouço estrutural inclui ainda foliações S/C associadas a lineações minerais com caimento para leste (095/26) e porfiroblastos tipo σ , cuja assimetria indica fluxo de massa vergente para W.

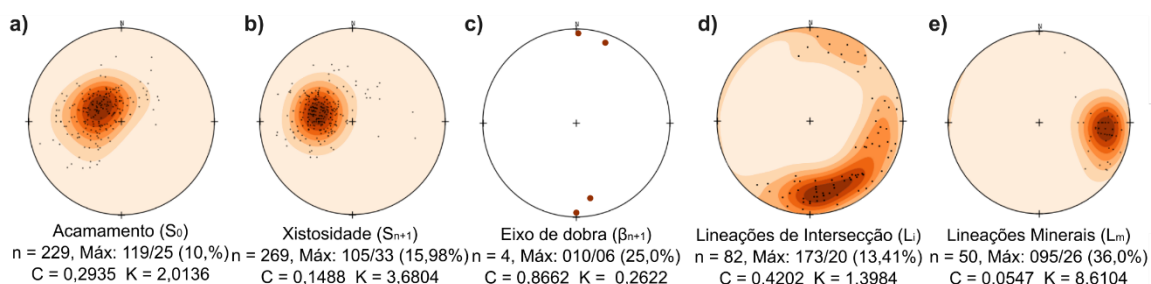
Figura 40 – Fotografias de estruturas peculiares ao Supergrupo Espinhaço em metarcóseo sericítico. **a)** Dobras cerradas vergentes para W, com eixos N-S ($\beta_{n+1} = 000/20$). **b)** Foliações S/C com vorticidade horária, indicando topo dirigido para W. Localização das amostras: **a)** P104 – X: 655677, Y: 7797903; **b)** P105 – X: 655562, Y: 7797945.



Fonte: Produzido pelo autor.

A caracterização estrutural do domínio Espinhaço encontra-se sintetizada nos diagramas da **Figura 41**. Os dados apresentados por Gomes (2017a) foram integrados aos levantados neste trabalho, visando à composição estatística das projeções estereográficas. Estão representados os planos de acamamento (S_0), xistosidade (S_{n+1}), eixos de dobra (β_{n+1}), lineações de interseção entre acamamento e xistosidade e lineações minerais.

Figura 41 - Dados estruturais do domínio Espinhaço representados em projeções estereográficas de igual-área (rede de Schmidt), hemisfério inferior. Os contornos de densidade foram obtidos pelo método de Kamb. Dados de Gomes (2017) agrupados junto aos dados levantados neste trabalho.



Fonte: Produzido pelo autor.

A ausência de estruturas lineares expressivas na direção NW-SE no domínio Espinhaço, aliada à sobreposição de estruturas N-S no domínio da Sinclinal Gandarela, caracterizam a fase F_{n+1} de deformação subsequente à anterior, desenvolvida em regime dúctil coaxial e associada ao encurtamento E-W sob compressão frontal. As estruturas macroscópicas atribuídas a essa

fase são as falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo, desenvolvidas concomitantes à nucleação da Sinclinal Cambotas e à instalação das falhas das Cambotas e Pedra da Tartaruga (Figura 42).

Figura 42 - Fotografia da região do Morro da Antena a partir da Fazenda do Garimpo, com visada para sul. Destaque para a Falha de Empurrão Fazenda do Garimpo, responsável pela colocação da Formação (Fm.) Pedra Pintada (capa) sobre a Fm. Cambotas. P58 – X: 655981, Y: 7802905.



Fonte: Produzido pelo autor.

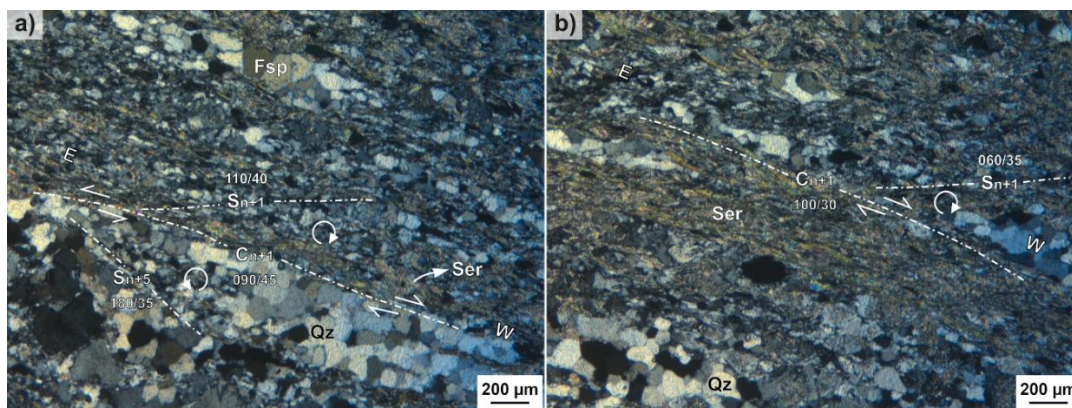
A Falha Córrego do Garimpo apresenta traço N-S, com inflexão para oeste em seu segmento meridional, e mergulho de médio ângulo para E. Essa falha é caracterizada por microestrutura milonítica com médio grau de milonitização, granulação fina a muito fina e desenvolvimento de dois pares de foliações S/C com vorticidades opostas. O plano de cisalhamento é definido por lâminas ricas em quartzo poligonal com ocorrências subordinadas de contatos interlobados e suturados, e grãos subédricos de feldspato relíctico (Figura 43).

A foliação milonítica da primeira fase de deformação é composta por quartzo *ribbons* e sericita, apresentando vorticidade horária. Essa foliação ocorre com maior volume e menor espaçamento quando comparada à foliação (S_{n+5}) do segundo estágio. Estas últimas são caracterizadas pela orientação de sericita com vorticidade anti-horária e menor densidade de ocorrência.

A Falha Córrego do Garimpo foi classificada como uma falha de rejeito de mergulho, instalada durante a fase principal F_{n+1} com cinemática horária e dinâmica reversa associada ao empurrão do Grupo Tamanduá (capa) sobre o Complexo Caeté (Lapa), com cinemática de topo vergente para W. A cinemática anti-horária foi atribuída à fase secundária F_{n+5} , de menor

expressão microestrutural, caracterizada por dinâmica normal com topo dirigido para leste (Figura 43).

Figura 43 – Registro microestrutural da Falha Córrego do Garimpo por fotomicrografias em luz transmitida com nicóis cruzados em aumento de 5x. **a)** Milonito composto por quartzo (Qz), sericita (Ser) e feldspato (Fsp) com dois pares de foliações S/C, referente às fases F_{n+1} com vorticidade horária e topo vergente para oeste, e F_{n+5} com vorticidade anti-horária e cinemática de topo dirigido para leste. **b)** Foliação S_{n+1} predominante sobre S_{n+5} . P109 – X: 653849, Y: 7796199.



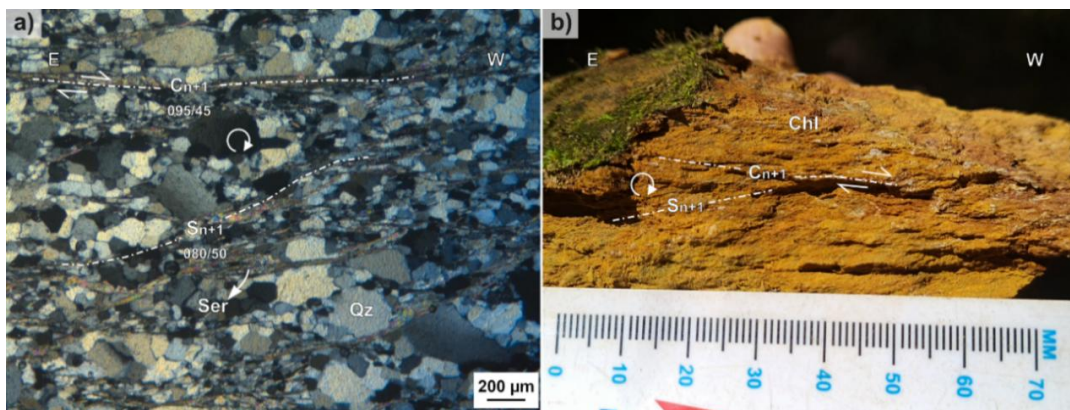
Fonte: Produzido pelo autor.

A Falha Fazenda do Garimpo possui traço N-S com mergulho de médio a alto ângulo para E. No setor norte, conecta-se à Falha Córrego do Garimpo, enquanto para sul, estende-se pelo interior da Sinclinal Gandarela, sendo inferida neste último trecho. A Figura 44 ilustra duas litologias distintas afetadas pelas estruturas da falha, com desenvolvimento de foliações S/C sob baixo grau de milonitização. O quartzo-sericita metarenito possui matriz em granulometria fina, composta por quartzo anédrico com contatos poligonais, extinção ondulante e presença de subgrãos. O plano de cisalhamento é definido pela orientação preferencial de sericita, enquanto a foliação milonítica é composta por quartzo *ribbons* e sericita orientada com vorticidade horária (Figura 44a).

No núcleo da falha ocorrem intrusões de rochas máficas (Figura 44b), descritas como clorita xistos intensamente alterados a saprólitos, nos quais se preservam foliações S/C com vorticidade horária. Os metarenitos afetados pela falha hospedam veios de quartzo associados a clorita-xisto, e apresentam deformação caótica sob regime dúctil. Em outras porções da lapa, ocorrem clastos de filitos estirados em meio a foliação anastomosada, configurando feição característica de regime dúctil.

Essa estrutura foi classificada como falha de rejeito de mergulho, instalada durante a fase principal F_{n+1} , com cinemática horária e topo para W, associada à dinâmica reversa decorrente do empurrão do Supergrupo Estrada Real (capa) sobre o Grupo Tamanduá (Lapa) (Figura 42).

Figura 44 - Estruturas da Falha Fazenda do Garimpo. **a)** Fotomicrografia em luz transmitida com nicóis cruzados em aumento de 5x. Milonito composto por quartzo (Qz) e sericita (Ser) com foliações S/C, em vorticidade horária com cinemática de topo dirigido para oeste. **b)** Fotografia de clorita xisto com foliações S/C em vorticidade horária, com topo dirigido para oeste. Localização das amostras: **a)** P130 – X: 656294, Y: 7797070. **b)** P24 – X: 656114, Y: 7800443.



Fonte: Produzido pelo autor.

A Sinclinal das Cambotas apresenta linha de charneira com orientação N-S e superfície axial mergulhando para leste, com caimento do eixo em baixo ângulo para sul. Essa estrutura foi mapeada com base em critérios de vorticidade associado aos flancos da dobra: no flanco longo, o acamamento (S_0) mergulha com ângulo inferior ao da xistosidade (S_{n+1}), configurando padrão de vorticidade horária; no flanco curto, S_0 apresenta ângulo de mergulho superior ao de S_{n+1} , caracterizando vorticidade anti-horária (Figura 45).

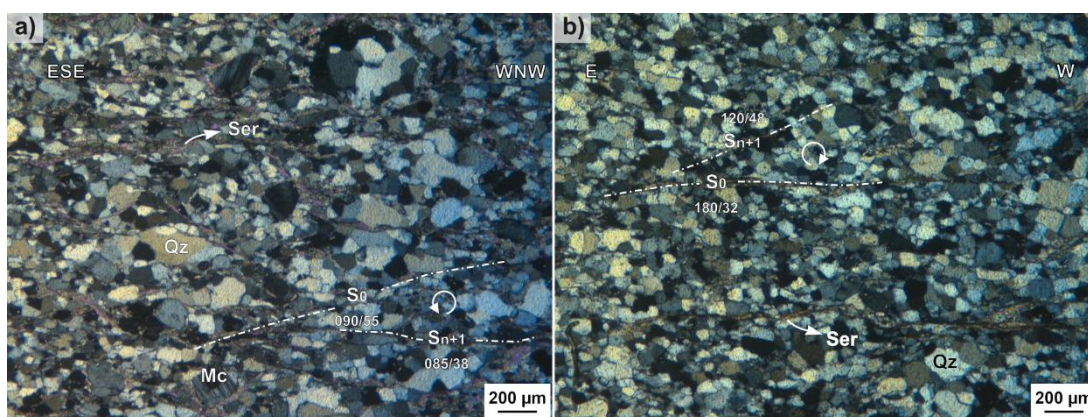
As lineações de intersecção entre acamamento e xistosidade possuem direção preferencial N-S, com densidade máxima próximo 173/20 (Figura 41d), em direção subparalela aos eixos N-S de dobras parasíticas mapeadas no flanco normal. A estrutura exhibe geometria de dobra horizontal inclinada, com nucleação associada ao mecanismo de arrasto induzido pela reativação das falhas Córrego do Garimpo (a oeste) e Fazenda do Garimpo (a leste), durante a fase F_{n+1} , com fluxo de massa para W.

Os metarcóseos da Formação Cambotas, constituídos por quartzo, sericita e microclina, registram microestruturas protomiloníticas em baixo grau de milonitização, com xistosidade (S_{n+1}) oblíqua ao acamamento (S_0), associadas à nucleação da Sinclinal das Cambotas (Figura 45). A matriz dessas rochas é composta por grãos de quartzo xenoblástico achatados com

contatos planares e curvos, algumas ocorrências subordinadas de extinção ondulante difusa, e de forma ainda mais restrita, subgrãos e novos grãos recristalizados.

O acamamento S_0 é definido em escala microscópica pelo achatamento de grãos de quartzo alongados, com direção paralela à orientação preferencial de sericita. A xistosidade S_{n+1} é caracterizada pela orientação de sericita e, subordinadamente, quartzo *ribbons*. As fotomicrografias da **Figura 45** ilustram as relações de vorticidade entre S_0 e S_{n+1} nos flancos da sinclinal: no flanco curto, S_0 (090/55) mergulha com ângulo maior que o de S_{n+1} (085/38), configurando vorticidade anti-horária e; no flanco longo, S_0 (180/32) mergulha com ângulo menor que S_{n+1} (120/48), evidenciando vorticidade horária.

Figura 45 - Microestruturas da Sinclinal Cambotas obtidas por fotomicrografias em luz transmitida, com nicóis cruzados em aumento de 5x. Metarcóseos compostos por quartzo (Qz), sericita (Ser) e microclínio (Mc). **a)** Flanco inverso com relação de vorticidade anti-horária. **b)** Flanco normal com padrão de vorticidade horária. Localização das amostras: **a)** P102 – X: 655916, Y: 7797576. **b)** P32 – X: 655790, Y: 7799471.



Fonte: Produzido pelo autor.

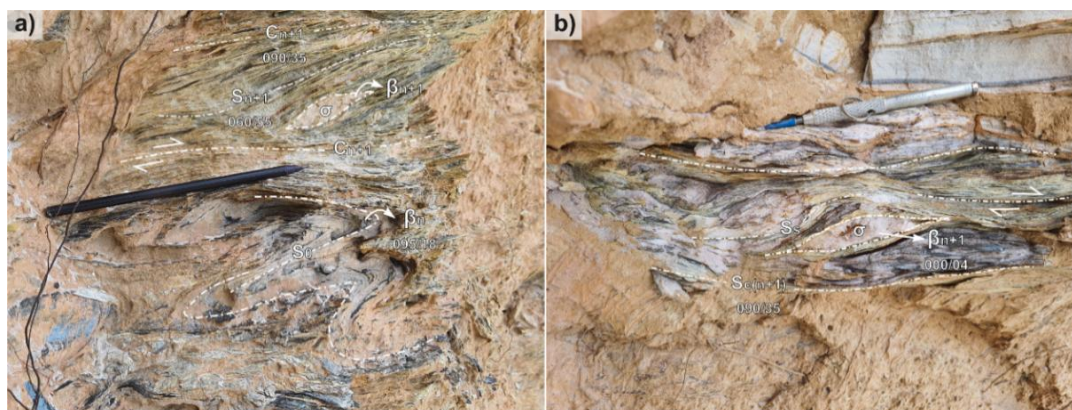
No sudeste da Serra das Cambotas, a Falha Pedra da Tartaruga apresenta traço sinuoso NNE–SSW e mergulho de baixo ângulo para ESE. Em seu segmento nordeste, conecta-se à Falha Cocais, enquanto, em sua terminação sul, articula-se com a Falha do Tamanduá. Essa estrutura foi instalada por deformação interestratal, preferencialmente em níveis filíticos menos competentes da Formação Pedra Pintada e ao longo do contato com a Suíte Pedro Lessa.

A falha é caracterizada pelo desenvolvimento de foliações S/C associadas a porfiroblastos assimétricos do tipo σ , com eixo sub-horizontal na direção N–S ($\beta_{n+1} = 000/04$), exibindo vorticidade horária (**Figura 46**).

Essa estrutura foi classificada como falha de cavalgamento, reversa de rejeito de mergulho e topo dirigido para W, desenvolvida durante a fase F_{n+1} , associada ao encurtamento E–W. As

estruturas miloníticas relacionadas à falha sobrepõem dobras mesoscópicas parasíticas apertadas, com caimento do eixo para E ($\beta_n = 095/18$) (**Figura 46**), atribuídas ao primeiro evento deformacional do domínio Gandarela, sob vetor de encurtamento NNE–SSW.

Figura 46 – Estruturas da Falha Pedra da Tartaruga. Fotografias de afloramento de quartzito ferruginoso friável com níveis filíticos. **a)** Filito milonítico com foliações S/C, vorticidade horária com topo dirigido para oeste, sobrepondo dobras cerradas da fase F_n . **b)** Eixos de porfiroblastos tipo σ , com eixo N-S, topo dirigido para oeste. P20 – X: 658131, Y: 7798538.



Fonte: Produzido pelo autor.

A Falha das Cambotas foi inferida na porção norte da Serra do Gongo Soco, sendo interpretada como contato tectônico no qual o Supergrupo Rio das Velhas se encontra sobreposto às unidades do Supergrupo Espinhaço. A estrutura apresenta traço ENE–WSW e mergulho para SE, conectando-se, a leste, à Falha Fazenda do Garimpo.

Esse contato é interpretado como falha de rejeito oblíquo, desenvolvida durante a fase F_{n+1} , associada ao encurtamento E–W, com possível amplificação do cavalgamento durante a fase F_{n+3} , caracterizada por deformação coaxial com vergência para N.

5.2.3. Estruturas de Deformação Rúptil de Ampla Ocorrência

Lineamentos, fraturas e falhas transcorrentes de alto ângulo, com direções preferenciais azimutes (Az) 140° , 120° , 100° e 80° (**Figura 47e**), foram inicialmente mapeados por fotointerpretação e posteriormente verificados em campo durante os trabalhos de mapeamento (**Figura 47**), em parceria com Santos (2025). A autora identificou, na porção central da área de estudo, feixes de lineamentos com direção Az 120° (**Figura 24**), instalados tanto no embasamento cristalino quanto nas rochas supracrustais. Essas feições foram associadas ao

Lineamento Regional Caeté, descrito por Endo *et al.* (2024), vinculado aos diques máficos e ultramáficos do QFe, mapeados por magnetometria da litosfera.

Conforme sugerido por Queiroz *et al.* (2025), as diferentes direções dessas estruturas planares foram associadas a dobras abertas com eixos em torno dos azimutes 60° e 150° , além de falhas normais com direção próxima Az 170° , configurando dinâmica compatível com sistema Riedel, cujo plano de fluxo (Y) apresenta direção Az 120° . Essas estruturas interceptam todo o arcabouço litodêmicos e litoestratigráfico, por vezes exibindo indicadores cinemáticos bem definidos e, em outras situações, sem evidências claras de deslocamento.

Os dados coletados em campo indicam duas cinemáticas opostas: a sinistral, associada à fase F_{n+2} , caracterizada por deformação não-coaxial vinculada ao encurtamento E-W; e outra dextral, atribuída à fase F_{n+4} , igualmente não-coaxial, relacionada à tectônica tardia do Brasileiro, com vergência para N.

Figura 47 - Estruturas do Sistema Riedel atribuídas ao Brasileiro durante as fases F_{n+2} e F_{n+4} . Destaque para a figura e) Diagrama de roseta com 75 atitudes de estruturas planares de alto ângulo, indicando máximo de 20% para o Az 140° . Localização das amostras: a) P84 – X: 654387, Y: 7805239. b) P72 – X: 656274, Y: 7805396. c) P82 – X: 654427, Y:7805212. d) P86 – X: 654180, Y: 7806694.



Fonte: Produzido pelo autor.

A **Figura 47** ilustra algumas das estruturas mapeadas neste trabalho em parceria com Santos (2025):

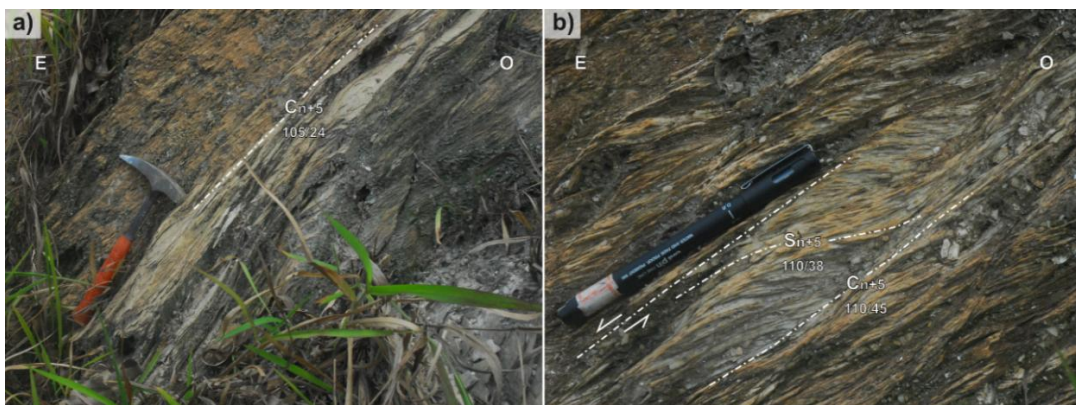
- a) Zona de cisalhamento do plano de fluxo Az 120° , interpretado como plano Y do sistema Riedel, com cinemática dextral associada à fase F_{n+4} ;
- b) Fraturas de cisalhamento Az 140° , classificadas como plano P, contendo dobras assimétricas que indicam cinemática sinistral, sintética em relação à Y durante a fase F_{n+2} ;
- c) Fraturas Az 100° , com cinemática não identificada, podendo ser classificada como plano R da fase F_{n+2} e/ou plano P reativado pela fase F_{n+4} ;
- d) Fratura Az 040° , preenchida por veio de quartzo com foliações oblíquas indicativas de cinemática sinistral, classificada como plano X, antitético em relação à Y, reativado durante a fase F_{n+4} .

5.2.4. Estruturas de Deformação Dúctil de Ocorrência Localizada

A Falha Montalvão está localizada na porção ocidental da área de estudo e apresenta traço N-S, com mergulho de médio ângulo para E. Suas características foram definidas a partir de um único afloramento às margens da rodovia MG-436, onde afloram quartzo-sericita xistos miloníticos que apresentam foliações S/C com vorticidade anti-horária (**Figura 48**).

Essa estrutura foi definida como falha normal de rejeito de mergulho, com topo dirigido para E, instalada durante a fase F_{n+5} , posterior às deformações associadas às fases F_{n+1} e F_{n+3} , de encurtamento E-W e N-S, respectivamente.

Figura 48 - Estruturas da Falha Montalvão. Fotografias de afloramento de quartzo-sericita xisto, com foliações S/C atribuídas à fase (F_{n+5}) de colapso do orógeno. **a)** Plano de cisalhamento (C_{n+5}) da falha. **b)** Foliação S/C com assimetria anti-horária, indicando topo dirigido para leste. Foliação milonítica (S_{n+5}). P150 – X: 649830, Y: 7795943.



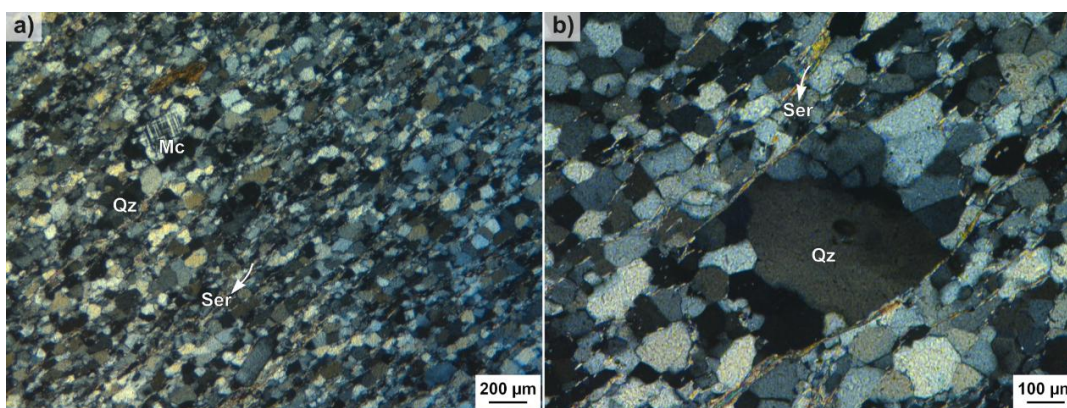
Fonte: Produzido pelo autor.

5.3. Metamorfismo no Domínio Espinhaço

Este tópico apresenta uma análise do metamorfismo regional do domínio Espinhaço; abordagem equivalente não pôde ser realizada para os domínios Gandarela e Pedra Pintada em razão da insuficiência de dados. A paragênese mineral é dominada por quartzo, acompanhado por sericita, em assembleia com feldspato relíctico e clorita, que ocorrem de forma subordinada. O quartzo exibe microestruturas típicas de deformação intracristalina em regime dúctil de baixa temperatura, como extinção ondulante, achatamento e formação novos grãos por recristalização via rotação de subgrãos (Figura 49). Esses processos são particularmente intensificados em zonas de falhas.

A xistosidade é definida predominantemente pelo alinhamento preferencial de sericita, que ocorre como agregados finos orientados paralelamente às superfícies de deformação. A sericita é interpretada como um produto de neoformação sin-tectônica, resultante da circulação de fluidos ao longo da foliação. O feldspato ocorre em granulometria ligeiramente superior à da matriz e apresenta bordas dos grãos estáveis, sem reação química aparente.

Figura 49 – Paragênese mineral constituída por quartzo (Qz) achatado e sericita (Ser), em assembleia com microclina (Mc). Fotomicrografias em luz transmitida com nicóis cruzados. **a)** Objetiva 5x. **b)** Objetiva 10x. Localização das amostras: a) P92 – X: 655419, Y: 7804269. b) P32 – X: 655790, Y: 7799471.



Fonte: Produzido pelo autor.

A dissolução por pressão em quartzo constitui importante mecanismo de acomodação da deformação nessas rochas, sendo evidenciada pelo achatamento dos grãos de quartzo e pela concentração de filossilicatos ao longo da xistosidade. De acordo com Winter (2010), em profundidades superiores a 10 km ou sob temperaturas acima de 300 °C, minerais com maior

acúmulo de energia livre – neste caso os grãos de quartzo – tendem a sofrer dissolução nas bordas, favorecendo a circulação de fluidos e a mobilidade química em microescala, associada a cristalização de sericita em baixo grau metamórfico.

A dumortierita ocorre restrita à zona de dano da Falha Fazenda do Garimpo, sob a forma de porfiroblastos poiquiloblásticos com inclusões de quartzo, indicando crescimento metamórfico tardi a sintectônico em relação à deformação principal associada ao encurtamento E-W. Sua distribuição localizada sugere formação controlada pela circulação de fluidos, caracterizando um evento metassomático estruturalmente condicionado. Assim, a dumortierita não representa o grau metamórfico regional das rochas encaixantes, mas sim um registro de condições químicas específicas desenvolvidas durante a atividade da falha.

Ainda que um dos minerais neoformados tenha sido apenas genericamente atribuído ao grupo das micas, as características petrográficas associadas às observações em campo de estruturas sedimentares bem preservadas são suficientes para fundamentar a interpretação metamórfica aqui apresentada.

Em síntese, os quartzo-sericita metarenito correspondem a rochas metassedimentares que registram um metamorfismo de baixo grau, dominado por deformação dúctil de baixa temperatura com circulação de fluidos brasileiro. A paragênese quartzo-sericita, associada à estabilidade de feldspato relíctico, e à recristalização parcial de quartzo, caracteriza o sistema metamórfico em fácies xisto verde inferior, inserido no contexto de cinturão de dobramentos desenvolvido em níveis crustais rasos.

6. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A proposta de evolução tectônica da junção entre a Sinclinal Gandarela e a Serra das Cambotas foi elaborada a partir da integração dos modelos regionais, do QFe, proposto por Endo *et al.* (2020), e para o Espinhaço Meridional, segundo Chemale Jr. *et al.* (2012), aliada às evidências estruturais, estratigráficas e petrográficas apresentadas neste trabalho. Este capítulo discute a interação entre esses domínios geológicos à luz do arcabouço estrutural sintetizado no **Quadro 1**, correlacionando-o aos eventos tectônicos do Paleo ao Neoproterozoico.

Quadro 1 – Resumo da evolução estrutural da área de estudo associada aos eventos tectônicos e às fases de deformação.

Evento Tectônico	Fase de Deformação	Caracterização
Pós-Brasiliano	F _{n+5}	<ul style="list-style-type: none"> Relaxamento e colapso do Orógeno Araçuai. Regime extensional associado a estruturas S/C da Falha Montalvão.
E ₂ Brasiliana (~550 Ma)	F _{n+4}	<ul style="list-style-type: none"> Deformação progressiva do encurtamento N-S como vetor resultante da interação entre a Faixa Ribeira e o Orógeno Brasília. Regime de deformação não-coaxial com fluxo de massa condicionado pelos enxames de diques Az 120°. Amplificação de estruturas relícticas F_{n+1} e do Sistema Riedel F_{n+2}.
	F _{n+3}	<ul style="list-style-type: none"> Encurtamento N-S como vetor resultante da interação entre a Faixa Ribeira e o Orógeno Brasília. Regime de deformação coaxial com nucleação de dobras suaves e abertas no QFe, com possível amplificação de estruturas herdadas de F_{n+1} e F_{n+2} na área de estudo.
	F _{n+2}	<ul style="list-style-type: none"> Deformação progressiva do encurtamento E-W associado à estruturação do Orógeno Araçuai. Regime de deformação não-coaxial com fluxo de massa condicionado pelos enxames de diques das suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega, Az 120°. Desenvolvimento de estruturas rúpteis-dúcteis do Sistema Riedel.
	F _{n+1}	<ul style="list-style-type: none"> Encurtamento E-W associado à estruturação do Orógeno Araçuai. Regime de deformação coaxial com desenvolvimento de estruturas N-S com vergência para W. Nucleação da Sinclinal das Cambotas, reativação das falhas Córrego do Garimpo, Fazenda do Garimpo e do Tamanduá, e por fim instalação da Falha Pedra da Tartaruga.
E ₁ Transamazônico (~2,1 Ga)	F _n	<ul style="list-style-type: none"> Instalação do Sistema de Nappes Ouro Preto com vergência para SSW. Redobramento de uma megadobra com consequente nucleação da Sinclinal Gandarela junto à Nappe Maquiné, com vergência para SSW. Instalação da falha de cavalgamento Tamanduá, responsável por sobrepor a Sinclinal Gandarela - SGr. Minas (capa) ao SGr. Estrada Real (lapa), com topo dirigido para SSW.
	F _{n-1}	<ul style="list-style-type: none"> Nucleação de uma megadobra ao estilo de uma nappe com vergência para SSW.

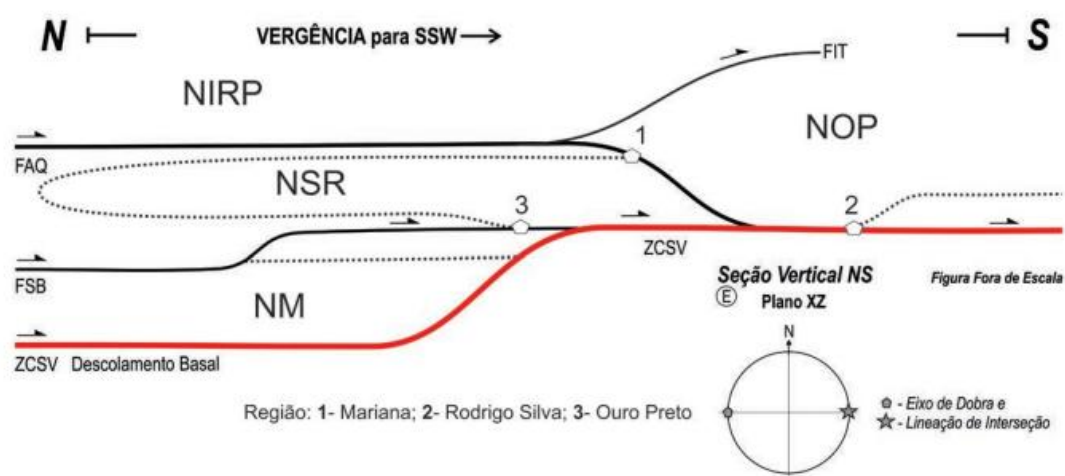
Fonte: Produzido pelo autor.

6.1. Ciclo Transamazônico – 2,5 a 1,9 Ga

O Ciclo Transamazônico corresponde ao período de sedimentação do Supergrupo Minas, no Sideriano, em contexto de bacia rifte evoluída para margem passiva, seguido pelos eventos orogênicos responsáveis pela nucleação da *Nappe* Curral e, posteriormente, do Sistemas de *Nappes* Ouro Preto. Concomitantemente ao evento orogênico (ca. 2,1 Ga), ocorre a deposição do Supergrupo Estrada Real, durante o Riáciano, em bacias do tipo *flysch* e molassa sin-orogênicas (Endo *et al.*, 2019, 2020).

O Sistema de *Nappes* Ouro Preto (SNOP), esquematizado na **Figura 50** e descrito por Endo *et al.* (2020), consiste em um arranjo geométrico de *nappes* sobrepostas por falhas de cavalgamento, composto pelas *nappes* Maquiné, Santa Rita, Ouro Preto e Itabira-Rio Piracicaba. A cinemática do sistema é definida pelo paralelismo entre seus elementos lineares – lineações minerais, eixos de dobras e lineação de interseção – predominantemente orientados em 095/45. Esse padrão é interpretado como produto de uma tectônica epidérmica (*thin-skinned*), com vergência para SSW, envolvendo os supergrupos Rio das Velhas, Minas e Estrada Real, cavalgados sobre a superfície de descolamento basal São Vicente.

Figura 50 – Sistema de Nappes Ouro Preto. Desenho esquemático. Legenda: NM- Nappe Maquiné, inferior, NSR- Nappe Santa Rita, NOP- Nappe Ouro Preto, NIRP- Nappe Itabira-Rio Piracicaba, superior, ZCSV- Zona de Cisalhamento São Vicente, FIT- Falha Itacolomi.



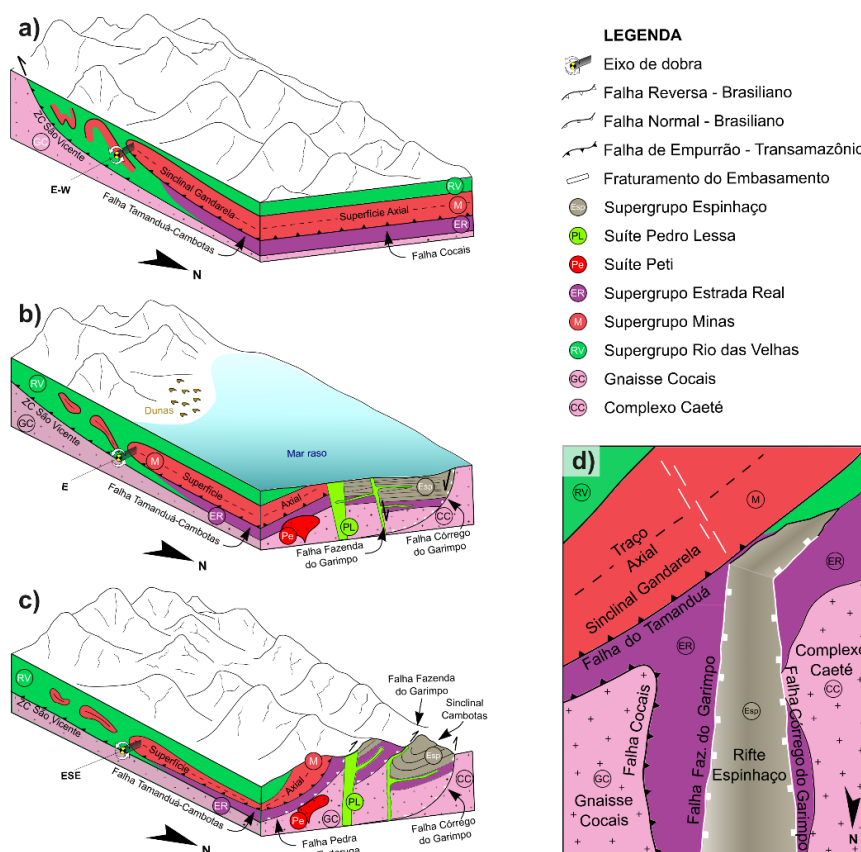
Fonte: Adaptado de Endo *et al.* (2020).

A *Nappe* Maquiné constitui a unidade litotectônica basal do SNOP, englobando as sinclinais do Gandarela e do Ouro Fino, além da Anticlinal da Conceição. Segundo Endo *et al.* (2020), essa *nappe* representa o redobramento do flanco inverso de uma megadobra

desenvolvida no contexto da Orogênese Transamazônica, com vergência para SSW. Esse redobramento é caracterizado pelo desenvolvimento de xistosidade associada a flancos de dobra: no flanco leste (normal), com vorticidade horária e geometria em “Z”; e no flanco oeste (inverso), com vorticidade anti-horária e padrão geométrico em “S” (Figura 14).

A Figura 51a ilustra a deformação coaxial progressiva associada ao fluxo de massa da *Nappe* Maquiné para SSW, no qual as unidades dos supergrupos Minas e Rio das Velhas foram nucleadas pela Sinclinal Gandarela e cavalgadas sobre rochas interpretadas como mais jovens do Supergrupo Estrada Real. Essa sobreposição ocorreu por meio da Falha do Tamanduá, geneticamente interpretada como estrutura de baixo ângulo, com mergulho para NNE e topo dirigido para SSW.

Figura 51 – Modelo de evolução tectono-estrutural da junção entre a Sinclinal Gandarela e a Serra das Cambotas. a) Estágio final do ciclo Transamazônico; b) estágio final do intervalo tafrogênico; e c) estágio final da Orogênese Brasileira. Em d) modelo tectônico deposicional da Bacia Tamanduá.



Fonte: Produzido pelo autor.

Na área mapeada como núcleo da falha, o itabirito apresenta dobras parasíticas em “S”, associadas ao flanco inverso da Sinclinal Gandarela, sobrepostas por dobras em “Z” atribuídas

à instalação da falha. Alguns metros acima do núcleo, na zona de arrasto, o itabirito exibe dois conjuntos de xistosidades oblíquas, com vorticidades opostas — horária e anti-horária — em consonância com as assimetrias observadas nas dobras do núcleo da estrutura.

As lineações de intersecção entre o bandamento e a xistosidade do flanco inverso (118/28), bem como aquelas entre as foliações S/C atribuídas à falha (115/33), apresentam caimento para ESE (**Figura 36**). Essas lineações orientam-se de forma subparalela aos eixos das dobras parasíticas em “S” (115/20) e em “Z” (150/18) (**Figura 37**). O paralelismo entre esses elementos lineares, já descrito por Endo *et al.* (2020), reforça a interpretação de vergência do fluxo tectônico para SSW.

Após a fase principal de encurtamento e empilhamento tectônico, o domínio do QFe evoluiu para um estágio de quiescência associado a ajuste isostático, marcado pelo espessamento crustal e desenvolvimento de raiz orogênica. Essa subsidência da raiz do orógeno possivelmente evoluiu junto a uma fase de denudação, responsável pela instalação de uma bacia molassa pós-orogênica (<1,98 Ga), associada ao retrabalhamento erosivo do relevo Transamazônico. Esses processos associados desenvolveram ampla peneplanificação da superfície crustal, constituindo o substrato regional sobre o qual, em momento de relativa quiescência tectônica, se deu a deposição do Grupo Tamanduá (ca. 1,77 Ga).

6.2. Intervalo Tafrogênico – 1,9 a 1,0 Ga

O intervalo entre 1,9 e 1,0 Ga, posterior à Orogênese Minas, corresponde a uma prolongada fase de tafrogênese regional. O QFe, portador de crosta previamente espessada pelo núcleo do orógeno, teria evoluído para um regime de subsidência mecânica por sobrecarga tectônica, seguido por afinamento crustal progressivo das áreas adjacentes. Nesse contexto instalou-se uma Grande Província Ígnea (LIP) bimodal paleoproterozoica–estateriana (ca. 1,7 Ga), associada a regime extensional e que levou ao desenvolvimento da bacia rifte do Espinhaço (1,8–0,91 Ga).

Essa LIP teria se estabelecido inicialmente por meio da intrusão de diques ultramáficos e máficos das suítes Pará de Minas I e II, em resposta à tectônica distensiva, possivelmente vinculada a processos de diapirismo ou à ascensão de magmas mantélicos. Endo *et al.* (2024) descrevem essas estruturas como descontinuidades litosféricas representadas por extensos enxames de diques com orientação geral NW–SE. Esses autores correlacionam tais intrusões aos diques máficos e ultramáficos das suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega.

O magmatismo granítico da Suíte Borrachudos, com idade de cristalização em torno de 1,7 Ga, é interpretado por Dussin *et al.* (2025) como resultante de fusão crustal associada a intrusões anorogênicas ricas em K na crosta superior, em ambiente epizonal. Esse magmatismo é relacionado ao afinamento litosférico que culminou no desenvolvimento do rifte Espinhaço, na transição do Paleozoico para o Mesoproterozoico. Segundo os mesmos autores, a granitogênese teria ocorrido em resposta à elevação astenosférica ou à ascensão de material mantélico quente, compensando o adelgaçamento litosférico.

O espessamento crustal proposto neste trabalho para o QFe contribui para explicar a ausência de corpos graníticos da Suíte Borrachudos no interior do orógeno. A raiz orogênica teria atuado como barreira térmica frente ao gradiente geotérmico associado às fontes mantélicas, apontadas por Dussin *et al.* (2025) como responsáveis pelo aporte de calor necessário à fusão crustal e à intrusão dos granitos. Além disso, esse espessamento teria conferido maior rigidez ao domínio, preservando-o de fragmentação mais intensa e restringindo a propagação estrutural do rifte Espinhaço em direção ao interior do QFe.

O adelgaçamento crustal estaheriano, associado à intrusão de corpos graníticos, parece ter sido mais pronunciado nas bordas leste, sul e, sobretudo, na região nordeste do QFe, com expressão mais significativa no Complexo Guanhões.

Segundo Dussin e Dussin (1995), esse cenário de tectônica extensiva conduziu a ruptura e fraturação da crosta frágil, viabilizando o desenvolvimento de processos de rifteamento que culminaram na instalação de uma ampla bacia de extensão submeridiana, onde se depositou o Supergrupo Espinhaço.

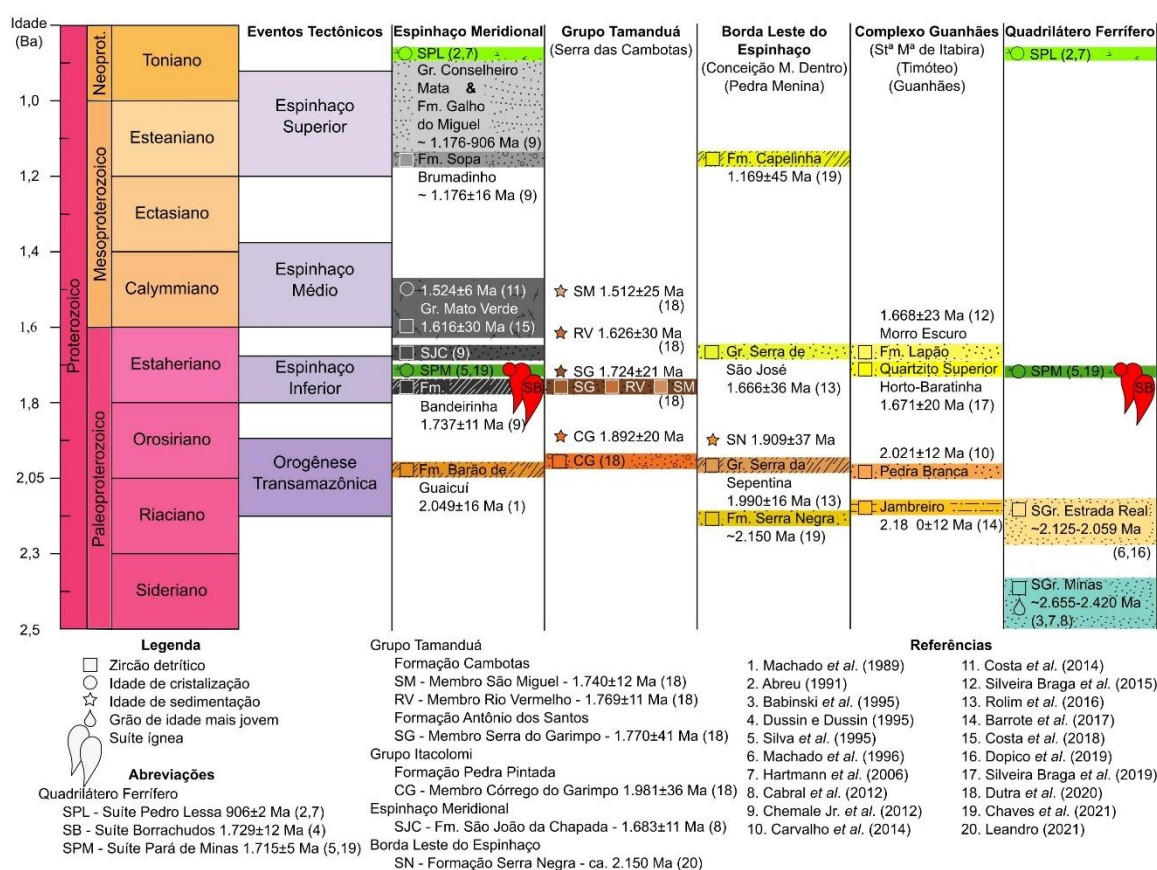
As rochas intrusivas nas formações basais Bandeirinha e São João da Chapada, constituídas por soleiras alcalinas ricas em K e, intrusivas localmente conhecidas como hematita filito, com idades U-Pb de 1.715 ± 2 Ma e 1.710 ± 12 Ma, respectivamente, obtidas por Machado *et al.* (1989) e Dussin e Dussin (1995). Essas intrusões são correlacionadas de forma consistente aos riolitos da Suíte Borrachudos por Dussin *et al.* (2025), reforçando a vinculação do magmatismo anorogênico estaheriano ao rifteamento do Espinhaço.

O Supergrupo Espinhaço deposita-se discordantemente sobre o embasamento arqueano e paleoproterozoico, constituído principalmente por rochas cristalinas e metassedimentares de idade riaciana a orosiriana. O **Quadro 2** sintetiza as relações temporais dessa sobreposição, conforme documentado por diferentes autores em distintas áreas da borda leste do Cráton São Francisco.

Como por exemplos representativos: (i) Leandro (2021) registra, no município de Pedra Menina, a Formação Capelinha com idade máxima de deposição em 1.169 ± 45 Ma, sobre a

Formação Serra Negra, datada em 2.150 Ma; (ii) nas proximidades de Conceição do Mato Dentro, Rolim e Rosière (2011)⁷ *apud* Carvalho *et al.* (2014) descrevem o Grupo Serra de São José, com idade de 1.666 ± 36 Ma, assentado sobre o Grupo Serra da Serpentina, cuja idade máxima de sedimentação é de 1.990 ± 16 Ma; e (iii) na região de Santa Maria de Itabira, Carvalho *et al.* (2014) e Silveira-Braga *et al.* (2015) descrevem a Formação Morro Escuro, com idade máxima de deposição de 1.668 ± 23 Ma, sobre a unidade quartzítica Pedra Branca, datada em 2.021 ± 12 Ma. Essas relações estratigráficas reforçam a instalação do Supergrupo Espinhaço sobre substrato paleoproterozoico previamente estabilizado, no contexto do regime extensivo estaheriano.

Quadro 2 - Relações temporais de unidades litoestratigráficas dos domínios tectônicos do QFe, do Espinhaço e do Complexo Guanhães.



Fonte: Produzido pelo autor.

⁷ Rolim, V.K., Rosiere, C.A. (2011). *The Conceição do Mato Dentro Iron Formation Province in southeastern Brazil*. XI Biennial Meeting, 927-929. Antofagasta: SGA.

A Bacia Tamanduá instala-se na interface entre o domínio Espinhaço e o QFe, marcando a transição entre o regime extensivo estaheriano e o embasamento previamente estruturado. Sua sedimentação ocorre sobre rochas do embasamento cristalino e, localmente, sobre unidades do Supergrupo Estrada Real, representadas por quartzo-sericita xistos e quartzitos ferruginosos da Formação Pedra Pintada, além dos metaconglomerados polimíticos do Membro Córrego do Garimpo.

Os metaconglomerados apresentam idade máxima de deposição de 1.981 ± 36 Ma, conforme Dutra *et al.* (2020). Neste trabalho, essa unidade é reinterpretada como integrante da Formação Pedra Pintada, depositada em sistemas de leques aluviais desenvolvidos em bacia molássica associada ao Supergrupo Estrada Real.

Dutra *et al.* (2020) caracterizam a Bacia Tamanduá como sistema de longa duração, estruturado em dois estágios principais de preenchimento sedimentar. O primeiro estágio corresponde à deposição da Formação Antônio dos Santos, com idade máxima de deposição de 1.770 ± 41 Ma. Neste trabalho, essa unidade é interpretada como representada exclusivamente pelos metarenitos do Membro Serra do Garimpo, interpretado por Dutra *et al.* (2020) como depósitos de ambiente eólico continental, sob condições climáticas áridas a semiáridas.

Os autores supracitados associam esse ambiente deposicional a um período de relativa quiescência tectônica da bacia. Os dados geocronológicos indicam que essa unidade é cronocorrelata às unidades do primeiro ciclo sedimentar do Espinhaço, conforme definido por Chemale Jr. *et al.* (2012), reforçando sua inserção no contexto da bacia rifte Espinhaço.

O segundo estágio deposicional da Bacia Tamanduá é descrito por Dutra *et al.* (2020) como um período de subsidência mais pronunciada, representado pela Formação Cambotas, com idade máxima de deposição de 1.769 ± 11 Ma, assentada abruptamente sobre a Formação Antônio dos Santos.

O Membro Rio Vermelho, unidade basal da Formação Cambotas, registra depósitos costeiros com significativa contribuição de áreas-fonte estaherianas e orosirianas. A preservação de grãos de feldspato sugere condições climáticas áridas a semiáridas durante a sedimentação. O Membro São Miguel (intermediário) marca a transição de ambientes costeiros para marinhos, com características sedimentares que indicam possível contribuição eólica, evidenciada pela granulometria predominante e pelas estruturas estratificadas observadas. A unidade superior, Membro Ribeirão Cocais, indica elevação relativa do nível do mar, com deposição marinha sobre as rochas clásticas das unidades subjacentes.

Ainda de acordo com Dutra *et al.* (2020), os dados geocronológicos da Formação Cambotas evidenciam reciclagem de fontes paleo a mesoproterozoicas, reforçando a complexidade do

sistema fonte-área durante o preenchimento da bacia. As idades máximas de deposição atribuídas à essa formação permitem sua correlação temporal com a Formação Bandeirinha no Espinhaço Meridional, sugerindo sincronidade entre os sistemas sedimentares desenvolvidos no rifte Espinhaço e na interface do QFe.

As falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo, ambas com traço aproximadamente N-S, delimitam parcialmente as ocorrências do Grupo Tamanduá. Essas estruturas são interpretadas como falhas normais geneticamente vinculadas aos processos de rifteamento do Espinhaço. Chemale Jr. *et al.* (2012) associam as formações basais Bandeirinha e São João da Chapada à deposição em fendas geradas pela fragmentação crustal durante a instalação do rifte. Essa interpretação, aliada ao expressivo volume de rochas sedimentares acumuladas e preservadas na região central do sistema rifteado, aponta essa região como provável depocentro da bacia. Nesse contexto, as falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo são compreendidas como terminações laterais da propagação dessas estruturas distensivas em direção às bordas do rifte, cuja continuidade estrutural não se estendeu para o interior do QFe.

A Falha Córrego do Garimpo é interpretada como falha mestra, com mergulho para leste, controlando a subsidência principal da Bacia Tamanduá. A Falha Fazenda do Garimpo, por sua vez, é compreendida como estrutura antitética de alto ângulo, com mergulho para oeste, compondo o arranjo assimétrico típico de sistemas rifteados.

A inflexão da Bacia Tamanduá para SW, nas proximidades da Sinclinal Gandarela, é interpretada como resultado de uma junção tríplice de baixa magnitude de propagação, associada à interação entre estruturas distensivas de diferentes direções. Nessa configuração, os maiores vetores de rejeito de mergulho são atribuídos às porções setentrionais das falhas, sugerindo maior taxa de acomodação tectônica nesse segmento da bacia.

A **Figura 51d** ilustra esquematicamente o modelo deposicional proposto, no qual a deformação imposta pelas falhas no interior da Sinclinal Gandarela é representada predominantemente por descontinuidades crustais, sem o desenvolvimento pleno de falhas normais *stricto sensu*. Essa configuração reforça a interpretação de que a propagação das estruturas distensivas foi atenuada ao alcançar o domínio mais rígido do QFe.

É plausível que, após os processos de espessamento crustal associados ao desenvolvimento da raiz orogênica Transamazônica, o QFe tenha evoluído para um prolongado intervalo erosivo, caracterizado pela remoção progressiva de carga crustal. Ao longo do Calymmiano, esse domínio tectônico pode ter experimentado reajuste isostático decorrente do afinamento gradual da raiz orogênica, promovendo soerguimento regional da crosta sem, contudo, implicar exumação significativa dos níveis crustais profundos.

Esse *uplift* em período de relativa quiescência tectônica pode ser interpretado como resposta gravitacional da litosfera à redistribuição de massas e à atenuação do espessamento crustal prévio. Tal processo pode ter contribuído para a interrupção do ciclo deposicional da Bacia Tamanduá e para a configuração do QFe como alto estrutural entre 1,6 e 1,4 Ga, conforme proposto por Chemale Jr. *et al.* (2012), Gomes (2017) e Dutra *et al.* (2020).

A **Figura 51b** representa o arcabouço tectônico da área de estudo após um quarto evento extensional, marcado pela colocação de diques e soleiras de gabros e diabásios atribuídos à Suíte Pedro Lessa (912 ± 17 Ma). Essas intrusões ocorrem tanto com, quanto sem desenvolvimento de xistosidade, seccionando as metassedimentares dos supergrupos Estrada Real e Espinhaço, além de se instalarem ao longo da Falha Fazenda do Garimpo, evidenciando a reativação estrutural em regime distensivo no Toniano.

Outros pulsos extensivos se desencadeiam neste último intervalo tafrogênico, com o desenvolvimento da bacia Macaúbas inicialmente com uma fase de rifteamento em torno de 950 Ma (Souza *et al.* 2019). Durante essa última fase a Sinclinal Gandarela passa por um basculamento para SE, induzido pelo abatimento relativo do embasamento na porção oriental do QFe.

6.3. Orogênese Brasileira – 650 a 550 Ma

A **Figura 51c** ilustra o arcabouço estrutural após a inversão tectônica da bacia Espinhaço, que ocorre durante a Orogênese Brasileira no período Ediacariano, sendo descrita por Endo *et al.* (2020) no QFe, constituída por dois estágios principais. O primeiro associado ao desenvolvimento do cinturão de dobras e falhas do Orógeno Araçuaí, com vergência para oeste. O segundo estágio apresenta vergência para norte, sendo interpretado como resultado da interação tectônica entre a Faixa Ribeira e o Orógeno Brasília.

Segundo Queiroz *et al.* (2025), o registro estrutural da Orogênese Brasileira no QFe compreende quatro fases alternadas, incluindo deformações coaxiais (F_{n+1} e F_{n+3}) e não-coaxiais (F_{n+2} e F_{n+4}). As fases não-coaxiais teriam sido condicionadas pelo plano de fluxo herdado dos enxames de diques Pará de Minas I e II, com direções preferenciais em torno de azimute 120° , indicando forte controle estrutural pré-existente na organização do campo de deformação Brasileiro.

A primeira fase (F_{n+1}), associada ao encurtamento E–W, constitui o evento mais expressivo da Orogênese Brasileira na área de estudo. Esse estágio foi responsável pela reativação das falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo, concomitantemente à nucleação da

Sinclinal das Cambotas. Durante F_{n+1} , as referidas falhas, originalmente de natureza extensional, foram reativadas com cinemática reversa, evidenciada pelo desenvolvimento de foliações S/C com assimetrias indicativas de topo dirigido para W. Essa inversão tectônica está diretamente vinculada ao regime compressivo regional com vergência para oeste.

A Sinclinal das Cambotas foi mapeada com linha de charneira orientada aproximadamente N–S e superfície axial mergulhando para E. Sua geometria é interpretada como dobra de arrasto horizontal inclinada, gerada pela reativação compressiva das falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo, configurando estrutura com vergência para oeste, coerente com o campo de esforços imposto durante a fase F_{n+1} . Além da reativação das falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo e da nucleação da Sinclinal das Cambotas, outras duas estruturas foram atribuídas à fase F_{n+1} .

A Falha Pedra da Tartaruga desenvolveu-se como falha de cavalgamento instalada em níveis filíticos interestratos da Formação Pedra Pintada e ao longo do contato com a Suíte Pedro Lessa. A estrutura apresenta foliações S/C associadas a porfiroclastos do tipo σ , com eixos aproximadamente N–S e atitude sub-horizontal, indicando cinemática reversa com topo dirigido para oeste. Sua geometria e assinatura microestrutural são compatíveis com o encurtamento E–W imposto pela Fase F_{n+1} .

A Falha das Cambotas foi inferida na porção norte da Serra do Gongo Soco como contato tectônico no qual o Supergrupo Rio das Velhas encontra-se sobreposto às unidades do Espinhaço. Essa estrutura possui traço ENE–WSW e mergulho para SSE, conectando-se à Falha Fazenda do Garimpo a leste. É interpretada como reativação compressiva da Falha do Tamanduá, com rejeito oblíquo reverso, desenvolvida sob o mesmo regime de encurtamento E–W da Orogênese Brasileira.

A sobreposição da Sinclinal Gandarela sobre as rochas do Supergrupo Espinhaço é interpretado como resultado combinado da atitude prévia das camadas da sinclinal, mergulhando para SE — possivelmente condicionada por basculamento diferencial de blocos durante a abertura do rifte Araçuaí — e da amplificação compressiva decorrente da instalação de cunha orogênica sobre a placa Sanfranciscana, no contexto do desenvolvimento do cinturão de dobras e falhas do Orógeno Araçuaí, conforme proposto por Endo *et al.* (2020).

A segunda fase (F_{n+2}), conforme descrita por Queiroz *et al.* (2025), corresponde a um evento de deformação progressiva não-coaxial associado à estruturação do Orógeno Araçuaí, com vergência para oeste. As estruturas atribuídas a essa fase apresentam caráter rúptil a rúptil-dúctil, com plano de fluxo condicionado pelas discontinuidades crustais herdadas dos enxames de diques Pará de Minas I e II, orientados em torno de azimute 120° .

Na região central da área de estudo, o Lineamento Caeté foi caracterizado por Santos (2025) como conjunto de feixes de lineamentos menores, associados a fraturas e falhas transcorrentes com direções preferenciais de azimute 140° , 120° e 100° , exibindo cinemática predominantemente dextral, e direções de azimute 40° e 15° , com cinemática sinistral. Esse arranjo estrutural inclui ainda dobras abertas com eixo NE–SW e falhas normais NNW–SSE, configurando arcabouço compatível com sistema Riedel, coerente com o regime de cisalhamento imposto durante F_{n+2} .

As terceira (F_{n+3}) e quarta (F_{n+4}) fases da Orogênese Brasileira no QFe representam o segundo estágio orogênico, caracterizado por vergência para norte, resultante da interação entre a Faixa Ribeira e o Orógeno Brasília.

A fase F_{n+3} é descrita por Queiroz et al. (2025) como evento de deformação coaxial associado a vetor de encurtamento N–S. A essa fase são atribuídas possíveis ampliações da sobreposição da Sinclinal Gandarela sobre o Supergrupo Espinhaço, mediadas pela reativação das falhas do Tamanduá e das Cambotas.

A quarta fase F_{n+4} , por sua vez, corresponde a novo evento de deformação não-coaxial, com plano de fluxo novamente orientado pelas descontinuidades crustais de azimute 120° , herdadas dos enxames de diques Pará de Minas I e II. Esse estágio está relacionado à deformação progressiva associada ao encurtamento N–S e à reativação de fraturas e falhas do sistema Riedel, com cinemática oposta àquela registrada durante F_{n+2} , evidenciando inversão cinemática sob novo campo de tensões.

6.4. Pós-Brasiliano

A fase F_{n+5} foi interpretada como evento extensional associado ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí. Essa interpretação baseia-se nos dados cinemáticos obtidos para a Falha Montalvão, que apresenta foliações S/C com assimetria compatível com movimento normal, indicando topo dirigido para leste.

A Falha Montalvão localiza-se no extremo oeste da área de estudo, possui traço aproximadamente N–S e está instalada no embasamento cristalino e nas rochas metassedimentares do Grupo Tamanduá, mapeadas na região de Água Limpa como Supergrupo Espinhaço Indiviso. A ausência de indicadores cinemáticos vinculáveis aos eventos compressivos brasileiros sugere que essa estrutura não participou das fases contracionais previamente descritas, reforçando sua interpretação como estrutura tardia de caráter extensional.

A cinemática normal observada pode refletir a superposição de distintos episódios tectônicos, incluindo: (i) estágios tardios de relaxamento do Orógeno Brasileiro; (ii) fases extensionais mais jovens, possivelmente associadas à abertura do oceano Atlântico; ou ainda (iii) a preservação de uma estrutura vinculada a processos tafrogênicos pretéritos, que não teria sido reativada durante a Orogênese Brasileira.

Dessa forma, embora a Falha Montalvão seja interpretada preliminarmente como estrutura vinculada ao colapso orogênico, são necessários dados adicionais — particularmente de natureza geocronológica — para restringir com maior segurança sua idade e sua posição no arcabouço evolutivo regional.

7. DISCUSSÕES

7.1. Posicionamento Estratigráfico do Membro Córrego do Garimpo

A posição estratigráfica do membro conglomerático basal do Grupo Tamanduá demanda atenção à luz da integração entre dados geocronológicos, sedimentológicos e contexto tectônico regional. Embora Dutra *et al.* (2020) tenham demonstrado de forma consistente a associação dos membros superiores do Grupo Tamanduá ao sistema deposicional do Supergrupo Espinhaço, com idades entre 1.770 ± 41 Ma e 1.512 ± 25 Ma, a correlação do Membro Córrego do Garimpo ao mesmo contexto rifte-*sag* suscita questionamentos que merecem atenção.

Modelos de sedimentação sin-rifte – como o proposto pelos autores para o Membro Córrego do Garimpo – caracterizam-se, em geral, por depósitos controlados por falhas normais ativas, possivelmente composto por brechas tectônicas proximais, baixa maturidade textural com transporte limitado. Em contraste, sistemas molássicos sin-orogênicos podem gerar conglomerados polimíticos, com clastos relativamente arredondados, alta energia fluvial e proveniência múltipla, refletindo erosão intensa de relevos orogênicos adjacentes.

As características descritas para os metaconglomerados do Membro Córrego do Garimpo aproximam-se do segundo cenário, não evidenciando de forma inequívoca o controle direto por falhamento normal sin-deposicional vinculado à abertura do rifte Espinhaço. Essa observação enfraquece a interpretação de que tais depósitos representem leques aluviais associados à atividade inicial da Falha Córrego do Garimpo durante o desenvolvimento do rifte.

Dutra *et al.* (2020) reportam idade máxima de deposição robusta em 1.981 ± 36 Ma para os metaconglomerados do Membro Córrego do Garimpo, acompanhada por um grão isolado de 1.892 ± 20 Ma. Os autores ressaltam que esse valor representa o zircão mais jovem identificado, não constituindo população estatisticamente significativa nem agrupamento consistente que permita redefinir o limite inferior cronológico da sedimentação. Assim, ainda segundo os autores, o valor de 1.892 ± 20 Ma deve ser interpretado como indicativo, e não determinante, permanecendo a idade de ca. 1.981 ± 36 Ma como referência principal para o posicionamento temporal da unidade.

A idade de ca. 1,98 Ga posiciona o membro basal do Grupo Tamanduá no Paleoproterozoico-Orosiriano, significativamente anterior ao estabelecimento para o rifte Espinhaço estaheriano (ca. 1,8 Ga), associado ao magmatismo da Suíte Borrachudos (ca. 1,7 Ga). Tal diferença temporal implica hiato da ordem de 200 Ma. Por outro lado, as idades

máximas de deposição atribuídas ao Supergrupo Estrada Real, situadas em torno de 2,10–2,05 Ga, inserem-se no espectro temporal mais próximo do Paleoproterozoico-Orosiriano.

Embora a idade de 1,98 Ga se aproxime do intervalo cronológico atribuído ao Supergrupo Estrada Real, tal proximidade não elimina integralmente a discrepância temporal observada, sobretudo quando considerada a ocorrência do zircão isolado de 1,89 Ga. A idade máxima de deposição do Membro Córrego do Garimpo, de 1.982 ± 20 Ma proposta por Dutra *et al.* (2020), poderia representar o registro mais jovem da bacia molassa associada ao Supergrupo Estrada Real. Esse valor situa-se no limite inferior da margem de erro da idade Pb/Pb de 2.110 ± 110 Ma obtida por Babinski *et al.* (1995) em carbonatos recristalizados em dolomitos deformados da Formação Fecho do Funil, atribuídos à Orogênese Transamazônica. Nesta concepção, a idade de 1.892 ± 20 Ma, derivada de um único grão de zircão, permanece sem explicação conclusiva, exigindo cautela.

Adicionalmente, propõe-se hipótese alternativa capaz de acomodar tanto a idade máxima de deposição em 1.982 ± 20 Ma quanto o zircão mais jovem de 1.892 ± 20 Ma. Nesse cenário, seria plausível admitir a existência de um agrupamento estratigráfico de maior abrangência, associado a uma bacia molássica pós-orogênica responsável por registrar a sucessão riaciana–orosiriana da porção sudeste do Cráton São Francisco. A presença de um zircão concordante isolado de 1.892 ± 20 Ma, embora não constitua população estatisticamente significativa para redefinição da idade máxima de deposição, estabelece limite inferior plausível para o prolongamento temporal da sedimentação.

Como exemplo, tal agrupamento poderia englobar o Membro Córrego do Garimpo, o Grupo Serra da Serpentina, a Formação Barão de Guaicuí e as unidade Pedra Branca (**Quadro 2**), entre outras, configurando um sistema tectono-sedimentar integrado vinculado aos estágios finais da evolução orogênica paleoproterozoica regional. Ademais, essa concepção contribui para explicar a exposição do embasamento em posição tão próxima ao orógeno, uma vez que o mesmo fluxo de massa erosivo responsável pela deposição do Membro Córrego do Garimpo pode ter favorecido a remoção das coberturas supracrustais e, conseqüentemente, a exumação do embasamento para posterior deposição do Grupo Tamanduá.

Nesse contexto, a interpretação alternativa — segundo a qual o membro conglomerático basal corresponderia a uma unidade molássica pós-orogênica de idade riaciana–orosiriana, posteriormente recoberta por uma bacia *sag* estateriana — revela-se mais parcimoniosa sob o ponto de vista cronológico e tectonossedimentar.

7.2. Caracterização Metamórfica do Grupo Tamanduá

As rochas metassedimentares do Grupo Tamanduá registram metamorfismo de baixo grau associado à deformação dúctil vinculada à nucleação da Sinclinal das Cambotas e à instalação de zonas de dano relacionadas às falhas reversas. Estruturalmente, predominam protomilonitos e milonitos localizados, embora o conjunto indique regime de deformação de baixo a moderado *strain* quando considerado em escala regional.

Em microscopia, os principais mecanismos de deformação identificados incluem dissolução por pressão nas bordas de grãos de quartzo, extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização dinâmica por rotação de subgrãos. Observam-se ainda quartzo *ribbon* definindo a xistosidade tectônica e abundante sericita neoformada associada aos planos de foliação.

A paragênese dominante quartzo–sericita, aliada à preservação de feldspatos relictuais e à ausência de reações desidratantes envolvendo muscovita, indica que as condições metamórficas permaneceram abaixo do limite de estabilidade da reação muscovita + quartzo \rightarrow K-feldspato + silicato de alumínio + fluido. Assim, o sistema não atingiu temperaturas suficientes para promover a quebra significativa da sericita, sugerindo condições térmicas moderadas (Winter, 2010).

Considerando os mecanismos de dissolução por pressão descritos por Winter (2010), que se tornam particularmente eficientes em temperaturas superiores a aproximadamente 300 °C e sob pressões compatíveis com profundidades crustais superiores a 10 km, infere-se que o metamorfismo do Grupo Tamanduá ocorreu sob condições aproximadas de 250–350 °C e pressões estimadas entre 2 e 4 kbar.

Esses parâmetros são compatíveis com metamorfismo de fácies xisto verde inferior, desenvolvido em níveis crustais relativamente rasos no contexto de cinturão de dobramentos associado à compressão frontal Brasileira. O conjunto de evidências texturais e paragenéticas sustenta, portanto, a interpretação de um sistema metamórfico de baixo grau, dominado por circulação de fluidos metamórficos e recristalização dinâmica limitada.

7.3. O Regime Dúctil Transamazônico

A Falha do Tamanduá registra dois conjuntos de indicadores cinemáticos atribuídos à Orogênese Transamazônica (ca. 2,1 Ga), caracterizados por vorticidades opostas. Dobras em S sobrepostas por dobras em Z associam-se a dois pares distintos de xistosidades oblíquas, respectivamente anti-horária e horária. Os eixos dessas dobras são subparalelos às lineações de

intersecção entre bandamento e xistosidade, com caimento para ESE. A vorticidade anti-horária relaciona-se ao flanco inverso da Sinclinal Gandarela, ao passo que a vorticidade horária é interpretada como vinculada à instalação original da Falha do Tamanduá, desenvolvida como cavalgamento de baixo ângulo, com mergulho para NNE e transporte tectônico dirigido para SSW.

As deformações do Transamazônico manifestam-se ainda por dobras parasíticas associadas a xistosidades oblíquas ao acamamento na Formação Pedra Pintada e na Sinclinal Gandarela, configurando regime dúctil regional.

Nesse contexto, as unidades do Supergrupo Minas cavalgam sobre o Supergrupo Estrada Real — representado pelas formações Pedra Pintada (base) e Morro Grande (topo) — por intermédio da Falha do Tamanduá. Posteriormente, essa estrutura sofreu basculamento para SE, interpretado como consequência do afinamento crustal estaheriano da porção oriental do QFe. Tal basculamento pode ter sido potencialmente amplificado por episódios extensionais subsequentes, incluindo a evolução da Bacia Macaúbas e, possivelmente, reativações tardias associadas à dinâmica mesozoica e aos ajustes epirogênicos da borda do Cráton São Francisco.

Em decorrência dessa rotação estrutural, a falha originalmente de baixo ângulo passou a apresentar geometria compatível com falha reversa de rejeito oblíquo, e as unidades juvenis na base do Supergrupo Minas foram expostas. De acordo com essa concepção, este trabalho discorda de Crocco-Rodrigues (1991) e Faria (2016), que atribuem essa relação tectônica à instalação de uma falha reversa de rampa oblíqua com componente dextral. Esses autores descrevem essa sobreposição associada à Orogênese Brasileira, interpretando os supergrupos “Rio das Velhas” e Minas por sobre o Grupo Tamanduá, atribuindo as litologias da Formação “sem nome” ao Grupo Nova Lima.

7.4. O Regime Dúctil-Rúptil da Sobreposição Brasileira

Durante a Orogênese Brasileira (650–550 Ma), desenvolveu-se um novo arcabouço estrutural associado ao encurtamento E–W. Nos domínios Gandarela e Pedra Pintada, essa sobreposição estrutural manifesta-se por meio de uma nítida partição da deformação, condicionada pela competência relativa das unidades. Em níveis de menor competência, desenvolveram-se bandas de deformação milonítica, composta por dobras isoclinais e foliações S/C, enquanto nos horizontes mais competentes houve a nucleação de dobras abertas e clivagens de crenulação, todas com eixos de direção N–S. Essa superposição caracteriza regime dúctil a dúctil-rúptil vinculado à inversão tectônica Brasileira.

7.5. O Encurtamento da Sinclinal Cambotas

A Sinclinal das Cambotas apresenta linha de charneira orientada segundo direção N–S e plano axial com mergulho de médio ângulo para leste. Sua nucleação é interpretada como resultado de dobramento por arrasto vinculado à reativação das falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo, cujo encurtamento associado promoveu o desenvolvimento de xistosidade plano-axial e de lineações minerais com caimento para leste (**Figura 41**), sob condições metamórficas de baixa temperatura e pressão. Tais lineações alinham-se segundo a direção do máximo alongamento finito (E–W), paralelas ao eixo X do elipsoide de deformação, sendo, portanto, interpretadas como lineações de estiramento mineral do tipo a, formadas em regime de fluxo flexural durante a evolução progressiva do dobramento.

O cálculo teórico de alongação obtido para a Sinclinal das Cambotas ($e = 0,28$) indica deformação finita com encurtamento crustal na ordem de 700 a 800 metros na porção central da bacia, associado à fase de inversão tectônica. Essa dinâmica refletiu no espessamento das camadas e no dobramento por arrasto sob regime dúctil.

Nesse sentido, os dados aqui apresentados corroboram a interpretação de Crocco-Rodrigues (1991) sobre a concepção de que a Bacia Tamanduá não foi estruturada por feições extensionais de grande vulto durante sua deposição, sendo sua arquitetura atual predominantemente resultado de reativações compressivas vinculadas à Orogênese Brasileira.

7.6. Uma Terminação do Rifte Espinhaço no Quadrilátero Ferrífero

As falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo, de traço aproximadamente N–S, configuram sistema extensional associado à abertura da Bacia Tamanduá. A Falha Córrego do Garimpo é interpretada como falha mestra, com mergulho para leste, enquanto a Falha Fazenda do Garimpo representa estrutura antitética de alto ângulo, mergulhando para oeste, compondo arranjo assimétrico típico de riftes continentais. A terminação meridional de propagação dessas estruturas ocorre nas proximidades da Sinclinal Gandarela, região interpretada como zona de interação estrutural de baixa propagação, compatível com junção tríplice incipiente (**Figura 51d**). Os maiores rejeitos de falha concentram-se nos segmentos setentrionais, sugerindo maior acomodação tectônica naquela porção da bacia.

Nas proximidades da Sinclinal Gandarela, a ocorrência do Grupo Tamanduá possui uma inflexão para WSW, mapeada neste trabalho como Membro Rio Vermelho, unidade basal da Formação Cambotas (**Figura 30**). Esta geometria da bacia Tamanduá possivelmente reflete a propagação de falhas de uma junção tríplice, proposta aqui como terminação do rifte Espinhaço

no QFe. Teoricamente essa junção é composta por três direções preferencias de estruturas extensivas em comum ângulo de aproximadamente 120° entre elas. Neste caso, a direção do rifte N-S corresponde à direção principal, associada à falhas na posição WSW de um lado e os diques da Suíte Catas Altas da Noruega em direção ESE.

Crocco-Rodrigues (1991) descreve esta geometria como resultado de uma rotação horária em torno de um eixo de atitude 111/36, até o seu alinhamento com a rampa oblíqua do Sistema de Cavalcamento do Fundão, de direção ENE–WSW. O autor reporta, na zona de dano da falha, quartzitos dobrados com eixos orientados segundo a direção ENE–WSW, estruturação que demanda investigações mais detalhadas.

Contudo, este modelo de rotação compressiva não se harmoniza com as estruturas de deformação mapeadas na região. Para que tal rotação fosse possível, seria necessário um sistema de cisalhamento simples dextral em regime dúctil-rúptil de grande magnitude, que certamente afetaria toda porção meridional da Serra das Cambotas. Tais estruturas não foram reconhecidas neste trabalho.

A ausência de feições que sustentem um transporte tectônico com componente rotacional dessa magnitude invalida a hipótese de alinhamento por rotação horária, sugerindo que a geometria ENE–WSW observada possua uma origem distinta, possivelmente vinculada à arquitetura primária da bacia associada a reativações de estruturas do embasamento sem componente rotacional expressiva.

7.7. A Fase de Relaxamento e Colapso do Orógeno Araçuaí

Durante o evento Brasiliano, a Falha Córrego do Garimpo foi reativada em regime reverso, desenvolvendo foliações S/C com vorticidade horária indicativa de transporte tectônico para oeste. Registra-se ainda fase posterior de cinemática normal com topo para leste (**Figura 43**), possivelmente associada a estágios tardios de relaxamento orogênico. Tal comportamento lembra, em escala local, a evolução polifásica descrita para a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã (Alkmim *et al.*, 2007), embora com menor expressão regional.

7.8. A Incógnita da Falha Montalvão

Crocco-Rodrigues (1991) descreve a Falha Montalvão como uma estrutura de natureza reversa e alto ângulo de mergulho para leste, instalada no embasamento cristalino. Sua gênese é atribuída a um imbricamento tectônico condicionado por encurtamento regional de leste para

oeste. Segundo o autor (**Figura 52**), o compartimento ocidental da falha é constituído predominantemente por granitos e gnaisses, enquanto o domínio oriental é composto majoritariamente por migmatitos.

A Falha Montalvão foi identificada neste trabalho em uma única estação geológica (P150), situada em seu segmento meridional, ao longo da rodovia MG-436. As observações locais, contudo, divergem da caracterização proposta por Crocco-Rodrigues (1991), uma vez que não foram identificados indicadores cinemáticos compatíveis com os eventos compressivos Brasilianos.

Neste setor, a cinemática observada é exclusivamente de dinâmica normal (**Figura 48**), o que pode refletir estágios tardios de colapso gravitacional do orógeno ou ajustes isostáticos vinculados à exumação progressiva da raiz orogênica na borda do cráton. Alternativamente, admite-se a possibilidade de reativações extensionais mesozoicas ou a preservação de estruturas tafrogênicas pretéritas. Tais hipóteses, entretanto, devem ser consideradas com prudência, visto que carecem de dados adicionais para uma confirmação robusta.

Ademais, destaca-se o contato abrupto associado à distinção litológica do embasamento; sob condições de equilíbrio regional, seria esperada uma transição gradacional entre os domínios predominantemente migmatíticos e os terrenos gnaiss-graníticos.

Figura 52 - Falha Montalvão caracterizada por Crocco-Rodrigues (1991). Na porção leste predomínio de granitos e gnaisses, e na porção oeste predomínio de migmatitos.



Fonte - Crocco-Rodrigues (1991).

A definição da cinemática desta falha foi obtida em rochas supracrustais descritas como quartzo-sericita xistos, que apresentam foliações S/C bem desenvolvidas, indicativas de elevada magnitude de deformação. Contudo, a subsidência do teto (capa) — que posicionaria rochas de

afinidade migmatítica em cotas inferiores adjacentes a domínios predominantemente graníticos — carece de uma fundamentação geológica convencional.

Diante desse antagonismo, propõe-se que a Falha Montalvão, conforme expressa nas coberturas supracrustais, resulte da reativação de uma estrutura paleoproterozoica pretérita do embasamento, a qual preservaria o registro de ambas as cinemáticas. Sob esta ótica, a dinâmica da falha em sua fase inaugural explicaria a justaposição tectônica abrupta entre os domínios migmatíticos e graníticos, enquanto a reativação posterior nas supracrustais responderia pelos indicadores cinemáticos observados na estação P150.

7.9. Tectônica Brasileira com Vergência para Sul

Registros estruturais com orientação E–W e transporte tectônico dirigido para sul têm sido descritos em diferentes setores do Orógeno Araçuaí, embora ainda careçam de integração sistemática em um modelo tectônico regional consolidado (Carvalho, 2014).

Gomes (2017a) documentou dobras mesoscópicas com eixo E–W e identificou, em diagramas estereográficos, duas populações distintas de lineações de intersecção entre acamamento e xistosidade: uma sub-horizontal na direção N–S, atribuída à fase coaxial associada ao encurtamento E–W do Orógeno Araçuaí com vergência para oeste, e outra com caimento para leste, cuja interpretação tectônica permanece menos explorada.

Carvalho (2014), ao investigar a região de Capelinha (MG), descreveu um arranjo estrutural compatível com um cinturão de dobramentos e empurrões com transporte tectônico dirigido para sul. Este domínio é caracterizado por dobras com eixos de direção E–W e pelo envolvimento direto do embasamento cristalino nas deformações. A autora interpreta essa configuração como o estágio evolutivo de uma *nappe*, que afetou tanto as sucessões metassedimentares supracrustais da Formação Capelinha — cuja idade máxima de deposição é estimada em aproximadamente 1.169 ± 45 Ma (Leandro, 2021) — quanto os gnaisses do Complexo Guanhões.

Estruturas com eixos de direção E–W foram igualmente identificadas em diversas localidades a norte do QFe, nos domínios do Complexo Guanhões e do Espinhaço Meridional (Figura 53). Estas incluem dobras no embasamento nos municípios de Rio Vermelho, Sabinópolis e Peçanha, além de lineações de intersecção entre o acamamento e a xistosidade com orientação E–W na Formação Planalto de Minas, em São Gonçalo do Rio Preto, cuja idade máxima de deposição é estimada em 867 ± 10 Ma (Souza, *et al.* 2022).

Em Santo Antônio do Itambé, este autor observou lineações de intersecção E–W são transpostas por bandas de deformação vinculadas a zonas de cisalhamento com transporte de topo dirigido para WNW. Esse arcabouço estrutural sugere a sobreposição do Orógeno Araçuaí posterior à fase de geração das estruturas de direção E–W, evidenciando uma evolução tectônica polifásica com rotação ou alternância dos eixos de compressão principal.

Figura 53 - Dobras macroscópicas com eixos E-W paralelos às lineações de intersecção entre acamamento e xistosidade. Ocorrência registrada no distrito de Pedra Menina/MG, região de interface entre a Serra do Espinhaço Meridional e o Complexo Guanhães.



Fonte: Produzido pelo autor.

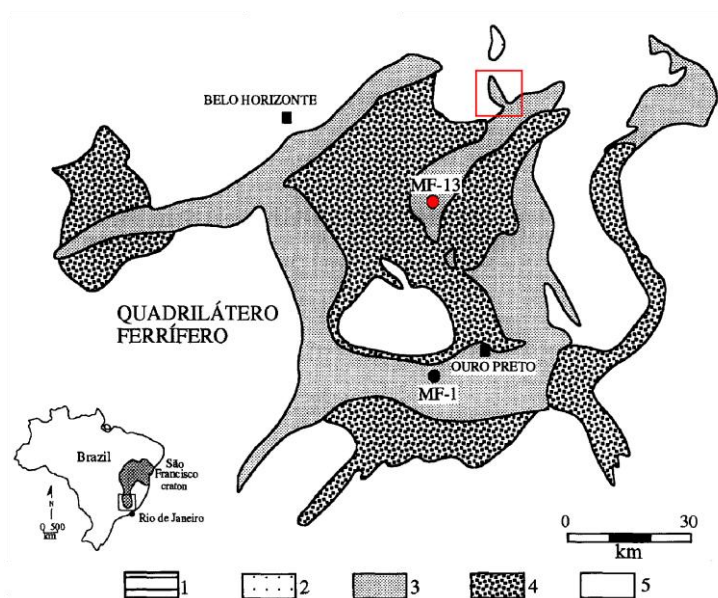
A presença dessa estruturação envolvendo unidades neoproterozoicas com idade máxima de deposição em 867 Ma, aliada à superposição por deformações vinculadas ao encurtamento N–S do Brasileiro (650–550 Ma), restringe a tectônica de vergência sul ao intervalo toniano–cryogeniano, contemporâneo ao desenvolvimento da Bacia Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007). Nesse contexto, admite-se que tal estruturação possa representar estágio inicial da evolução do Orógeno Brasileiro, eventualmente compatível com o arranjo tectônico preliminar da dinâmica “quebra-nozes” proposta por Alkmim *et al.* (2006).

É plausível sugerir que essa tectônica E–W, ainda pouco discutida na literatura, tenha sido parcialmente registrada por Gomes (2017a). Em hipótese interpretativa, caso tal evento venha

a ser confirmado por dados adicionais, não se pode descartar a possibilidade de que o Grupo Tamanduá tenha sido transportado sobre unidades da Sinclinal Gandarela por intermédio da Falha Cocais. Todavia, essa interpretação deve ser tratada com prudência, sobretudo diante das controvérsias apontadas por Endo (comunicação pessoal), particularmente quanto à ausência de registro penetrativo dessa deformação em litologias pouco competentes da porção nordeste do QFe. Tal distribuição heterogênea sugere deformação particionada, possivelmente controlada por contrastes reológicos.

Importa destacar que, embora o vetor de encurtamento dessa tectônica com vergência para Sul seja subparalelo ao do evento Transamazônico, trata-se de episódios tectônicos distintos, separados por intervalo temporal da ordem de 1,4 Ga. Dados isotópicos de Pb em carbonatos da região periclinal da Sinclinal Gandarela (Babinski *et al.*, 1995) indicam recristalização expressiva associada ao evento Transamazônico (ca. 2,1 Ga), enquanto o impacto do evento Brasiliano sobre essas litologias foi significativamente menos pronunciado (Figura 54). Tal distinção reforça a individualização dos eventos orogênicos discutidos e sustenta a hipótese de múltiplas fases compressivas superpostas na evolução crustal regional.

Figura 54 - Mapa geológico simplificado do QFe. Destaca-se a proximidade da área de estudo, delimitada em linha vermelha contínua, ao ponto MF-13 caracterizado por Babinski *et al.* (1995) com recristalização discreta de carbonatos associada à Orogênese Brasiliana. Legenda: 2 – SGr. Espinhaço, 3 – SGr. Minas, 4 – SGr. Rio das Velhas, 5 – Terrenos granito-gnáissicos.



Fonte – Adaptado de Babinski *et al.* (1995)

7.10. Tectônica Brasileira Leste-Oeste

A deformação associada à Orogênese Brasileira na área de estudo é caracterizada predominantemente por estilo epidérmico, com reativação de estruturas mesoproterozoicas herdadas da abertura do rifte Espinhaço. Tal padrão estrutural é expresso pela instalação de dobras de eixo N–S, falhas reversas e zonas de cisalhamento dúctil-rúptil desenvolvidas sob condições de baixa temperatura, com evidências de circulação de fluidos. A ausência de indicadores cinemáticos reversos na Falha Montalvão, particularmente quando comparada à intensa reativação observada na Falha Córrego do Garimpo, sugere que a deformação compressiva Brasileira não se propagou de maneira homogênea para oeste além deste limite estrutural na área investigada; ou que as estruturas de reativação reversa da Falha Montalvão foram completamente transpostas pela fase posterior atribuída ao relaxamento e colapso do Orógeno.

O arcabouço estrutural reconhecido apresenta notável afinidade com as características de deformação descritas por Rossi (2014) na mina de Fábrica Nova. Nesse local dobras em caixa com eixo N–S foram atribuídas à Orogênese Brasileira (Figura 55), interpretadas como expressão de regime dúctil-rúptil típico da borda leste do QFe. Essa correlação reforça a interpretação de que a área de estudo integra o segmento externo do cinturão de dobramentos desenvolvido em níveis crustais relativamente rasos, com deformação predominantemente epidérmica associada a reajustes do embasamento.

Nesse contexto, a estruturação regional pode ser compreendida como sistema de imbricamentos previamente rotacionados e reativados em região de antepaís. Considerando o domínio Pedra Pintada como possível último cavalo imbricado preservado na área de estudo, admite-se a hipótese de que fases ainda mais rasas de deformação *thin-skinned* possam ter se propagado para oeste além dos limites atuais da Falha Córrego do Garimpo, eventualmente por intermédio de uma hipotética falha mestra de topo (Fossen, 2010).

Figura 55 - Dobras em caixa na mina de Fábrica Nova. Região oriental do Quadrilátero Ferrífero.



Fonte - Rossi (2014).

O modelo de encurtamento tectônico proposto neste trabalho diverge significativamente daquele apresentado por Crocco-Rodrigues (1991), no qual o autor descreve um imbricamento de cavalos desenvolvido por deformação progressiva do embasamento. Segundo aquela interpretação, tal mecanismo seria o principal responsável pela sobreposição dos supergrupos “Rio das Velhas” e Minas sobre o Grupo Tamanduá.

Entretanto, o arcabouço de estruturas dúctil-rúteis na borda leste do QFe, não corrobora a magnitude de deformação necessária para sustentar o modelo de imbricamento proposto pelo autor. A ausência de estruturação contínua aliada à natureza dúctil-rúptil da deformação neste meridiano do QFe, sugerem que a Orogênese Brasileira atuou de forma menos penetrativa do que o necessário para desenvolver uma tectônica *thick-skinned* por deformação progressiva do embasamento.

7.11. Proposição da Formação Pedra Pintada

A definição do Grupo Tamanduá por Simmons e Maxwell (1961) foi estabelecida em um setor estruturalmente complexo do QFe, na Serra do Tamanduá, uma zona de transição entre o domínio interno do orógeno paleoproterozoico e a porção que posteriormente seria afetada pela abertura do rifte Espinhaço e, mais tarde, pela inversão associada à Orogênese Brasileira. À época, a compreensão tectônica regional estava ainda fortemente influenciada pelo modelo geossinclinal, e conceitos como rifteamento intracratônico, inversão tectônica e cinturões colisionais neoproterozoicos não se encontravam plenamente consolidados. Nesse contexto teórico, a proposição do Grupo Tamanduá respondeu sobretudo à necessidade de individualizar uma unidade quartzítica sotoposta pelo Grupo Caraça, cuja natureza e idade ainda eram objeto de debate.

O avanço do conhecimento geológico regional culminou em interpretações divergentes acerca dessas litologias. Endo *et al.* (2019) preservaram a designação Formação Cambotas para as ocorrências quartzíticas situadas no interior do QFe. Em contrapartida, Dutra *et al.* (2020), fundamentados em dados U-Pb em zircão detríticos obtidos na Serra das Cambotas (domínio Espinhaço), identificaram idades estaterianas a calymmianas nos metarenitos locais, integrando-os formalmente ao Supergrupo Espinhaço (**Quadro 3**).

Quadro 3 - Quadro comparativo de interpretações do empilhamento estratigráfico do Grupo Tamanduá de Simmons e Maxwell (1961).

Gr. Tamanduá Simmons & Maxwell (1961)		Esp. (metros)	Litologia	Descrição Litológica Simmons & Maxwell (1961)	Moore (1969)	Endo <i>et al.</i> (2019a)	Dutra <i>et al.</i> (2020)	Silveira (2026)
Gr. Itabira Cauê	(mic)	1.015		Itabirito silicioso, dolomítico e anfíbolítico	SGr. Minas Gr. Itabira Fm. Cauê	SGr. Minas Gr. Itabira Fm. Cauê	SGr. Minas Gr. Itabira Fm. Cauê	SGr. Minas Gr. Itabira Fm. Cauê
	(rtp)	981,8		xisto argiloso com alguns poucos leitos delgados de quartzito	SGr. Rio das Velhas	SGr. Minas Gr. Tamanduá	SGr. Rio das Velhas	SGr. Estrada Real Gr. Sabará
Formações Superiores - Sem Nome	(rti)	941,2		Itabirito filítico dolomítico, filito dolomítico, xisto argiloso	Gr. Nova Lima Arqueano	Fm. Morro Grande Sideriano	Gr. Nova Lima Neoarqueano	Fm. Morro Grande Riaciano/Orosiriano
	(rtq)	729,8		Quartzito xisto, quartzito-feldspato xisto		SGr. Minas Gr. Tamanduá Fm. Cambotas Sideriano		SGr. Estrada Real Gr. Itacolomi Fm. Pedra Pintada Riaciano/Orosiriano
				Quartzito ferruginoso				
			Quartzito mica xisto					
Grupo Tamanduá	Quartzito Cambotas	(rtc) Unid. Superior		Quartzito xisto	SGr. Rio das Velhas Gr. Tamanduá Fm. Cambotas Arqueano	SGr. Espinhaço Gr. Indiviso Paleo Mesoproterozoico	SGr. Espinhaço Gr. Tamanduá Fm. Cambotas Membro São Miguel Calymmiano ⁽¹⁾	SGr. Espinhaço Gr. Diamantina Fm. Cambotas Membro São Miguel Calymmiano ⁽¹⁾
				Quartzito				
				Quartzito xisto e xisto argiloso				
				Quartzito com hematita compacta				
				Soleira de rocha máfica				
				Quartzito				
				Quartzito rico em muscovita				
				Quartzito				
				Quartzito rico em muscovita				
				Quartzito com paletas de hematita				
Quartzito								
Quartzito								
Quartzito rico em muscovita								
Quartzito com ocorrência de cianita								
Quartzito rico em muscovita								
Quartzito com ocorrência de cianita, mica e limonita								
(rtc) Unid. Inferior	91,7		Xistos de granulação fina, xistos quartzíticos, quartzito xistos, filitos conglomeráticos e quartzitos					
Gnaisses Intrusivas	0		Gnaisse granítico e granodiorítico, granito foliado	Gnaisses Intrusivas	Complexo Caeté Mesoarqueano	Complexo Caeté Mesoarqueano	Complexo Caeté Mesoarqueano	

★ - Zircões detríticos datados por (1) Dutra *et al.* (2020) ★ - Zircões detríticos a serem datados

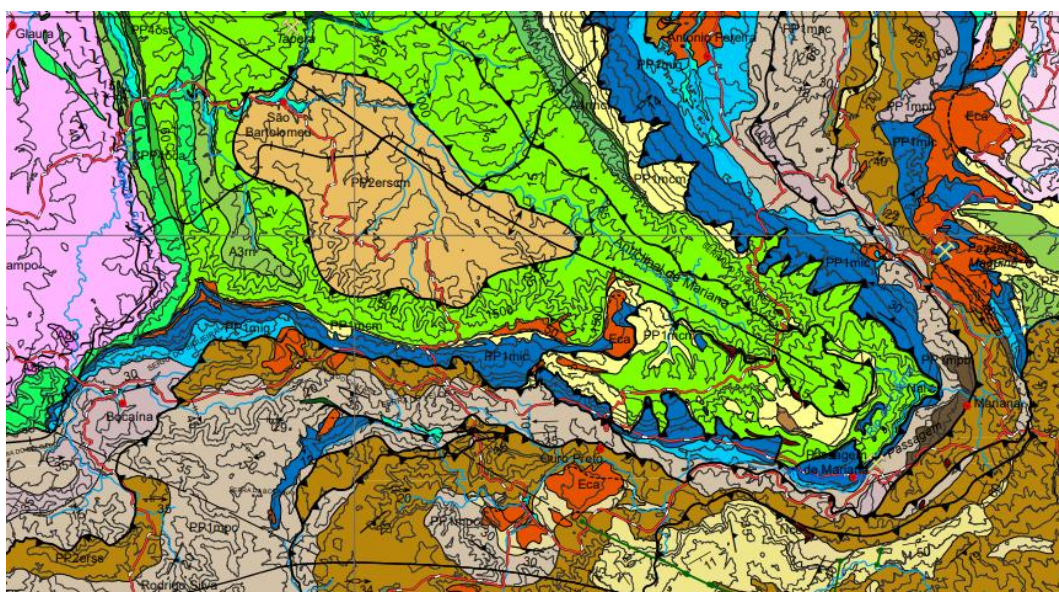
Fonte: Produzido pelo autor.

Simultaneamente, Nunes (2016) demonstrou que as ocorrências na Serra do Caraça, historicamente vinculadas ao Grupo Tamanduá, corresponderiam, na realidade, à Formação Moeda. Enquanto Dutra *et al.* (2020) e Nunes (2016) argumentam em favor da descontinuidade da acepção clássica do Grupo Tamanduá, Endo *et al.* (2019, 2020) reconhecem a existência de outras unidades quartzíticas subjacentes ao Grupo Caraça, possivelmente sobrepostas pelos

dobramentos paleoproterozoicos, que ainda carecem de investigações mais detalhadas para sua precisa caracterização.

Nesse cenário, as relações estratigráficas observadas atualmente não podem ser interpretadas de maneira direta, sem considerar o arcabouço estrutural. Unidades estruturalmente subjacentes podem representar depósitos molássicos paleoproterozoicos instalados em contexto sin-colisional, cavalgados por rochas mais antigas durante fases compressivas subsequentes. O exemplo da Formação Catarina Mendes no interior da Anticlinal de Mariana (Figura 56), com idade máxima de deposição de 2.098 ± 34 Ma (Freitas *et al.*, 2019), tectonicamente sobreposto pelo Supergrupo Rio das Velhas, com idade de 2.772 ± 6 Ma (Machado *et al.*, 1992), demonstra que tal configuração não constitui hipótese isolada no QFe.

Figura 56 - Extrato do Mapa Geológico do QFe, escala 1:150.000. Destaca-se na porção central da Anticlinal de Mariana a Formação Catarina Mendes (cor bege) sobreposta pelo Supergrupo Rio das Velhas (cor verde).



Fonte: Extrato de Endo *et al.* (2019)

À luz do modelo de evolução tectônica adotado neste trabalho, a área de estudo é interpretada como resultado da superposição dos orógenos paleoproterozoico e neoproterozoico, acrescidos de episódios tafrogênicos estaherianos que promoveram adelgaçamento crustal na porção oriental do QFe. A rotação da Sinclinal Gandarela, atribuída inicialmente a processos tafrogênicos e posteriormente amplificada durante a instalação da cunha orogênica Brasiliana, alterou significativamente a geometria original das unidades envolvidas. Esse basculamento teria exposto, na base da sinclinal, unidades quartzíticas e

xistosas estruturalmente inferiores, mas possivelmente mais jovens do ponto de vista deposicional que o Supergrupo Minas.

É nesse contexto que se insere a reavaliação dos membros “rtq”, “rti” e “rtp” descritos por Simmons e Maxwell (1961). Suas características litológicas e sua posição estrutural na base da Sinclinal Gandarela são compatíveis com sistemas deposicionais sin-orogênicos do tipo molassa e, possivelmente, *flysch*, análogos aos representados pelos grupos Itacolomi e Sabará. Ainda que tal analogia seja, neste estágio, de natureza conceitual, ela encontra respaldo no arranjo tectonoestratigráfico reconstruído para a área.

Dessa forma, propõe-se a formalização da Formação Pedra Pintada, correspondente ao membro “rtq” da definição original. Os membros “rti” e “rtp” são aqui reunidos na Formação Morro Grande, compondo o pacote superior do mesmo sistema deposicional. Essa reorganização não implica, neste momento, correlação estratigráfica formal com unidades regionais específicas, mas reconhece a individualidade litoestrutural do conjunto e sua coerência como unidade distinta dos metarenitos da Serra das Cambotas, correlacionados ao Membro “rtc” atribuídos ao Supergrupo Espinhaço (**Quadro 3**).

A proposta fundamenta-se essencialmente em critérios estruturais, geométricos e litológicos, permanecendo condicionada à obtenção de dados geocronológicos diretos. As análises U-Pb em zircão detrítico atualmente em preparação serão decisivas para testar o modelo aqui defendido. Caso revelem idades riacianas ou orosirianas, reforçarão a interpretação de bacia molássica sin-orogênica paleoproterozoica; se indicarem idades estaterianas compatíveis com o Espinhaço, a correlação deverá ser revista; e, se apresentarem assinaturas semelhantes às do Grupo Itacolomi, poderá ser considerada integração estratigráfica alternativa.

Assim, a formalização da Formação Pedra Pintada deve ser compreendida como hipótese estratigráfica, fundamentada em evidências estruturais consistentes e em revisão crítica do histórico classificatório regional. Trata-se de uma proposta que busca resolver inconsistências herdadas de uma problemática estabelecida sob paradigma tectônico obsoleto, propondo uma leitura compatível com a evolução policíclica do QFe. Sua consolidação, entretanto, dependerá da integração entre dados estruturais, sedimentológicos e isotópicos, em consonância com as melhores práticas da estratigrafia moderna.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDÇÕES

8.1. Conclusões

Foi elaborado um novo mapa geológico em escala 1:25.000, integrando dados inéditos de campo, revisão crítica da cartografia preexistente e reinterpretação estrutural regional. O produto cartográfico resultante permitiu a redefinição dos limites de ocorrência do Grupo Tamanduá e da Formação Pedra Pintada, com melhor individualização de seus contatos tectônicos e estratigráficos. Destaca-se, nesse contexto, a cartografia da Falha Montalvão, cuja caracterização com dinâmica normal constitui elemento inovador do presente trabalho. A Falha das Cambotas, caracterizada por outros autores como reversa de rampa oblíqua, foi inferida na porção meridional da serra homônima, no contato entre unidades do Grupo Nova Lima e a Formação Cambotas.

Os dados obtidos indicam que as formações Pedra Pintada e Morro Grande constituem uma unidade metassedimentar posicionada tectonicamente sob o Supergrupo Minas, não integrando a Bacia Tamanduá. As evidências cartográficas e estruturais sustentam sua individualização em relação ao Grupo Tamanduá. Contudo, a consolidação definitiva desse posicionamento requer controle geocronológico adicional, especialmente por meio de análises isotópicas em zircão detríticos.

O Membro Córrego do Garimpo, com base em critérios sedimentológicos e geocronológicos, não deve ser incluído no Grupo Tamanduá. Os resultados aqui apresentados reforçam e refinam o modelo proposto por Dutra *et al.* (2020), contribuindo para melhor delimitação espacial do Grupo e maior clareza na definição de seus contatos tectônicos.

O Grupo Tamanduá apresenta ocorrência restrita na área estudada e registra baixa intensidade deformacional. As estruturas internas são marcadas por lineações minerais associadas ao estiramento mineral (tipo a) e por xistosidade desenvolvida sob condições compatíveis com fácies xisto verde inferior. Não se observam evidências de deformação em regime dúctil associado ao encurtamento NNE-SSW Transamazônico.

A Bacia Tamanduá não apresenta características compatíveis com regimes extensionais de grande magnitude. As estruturas distensivas de primeira ordem, associadas à abertura da Bacia Espinhaço, promoveram fragmentação crustal de baixa amplitude na borda leste do QFe, sem evolução efetiva do rifte para o interior desse domínio.

A Falha Tamanduá revelou cinemática de cavalgamento, com transporte tectônico para SSW durante a Orogênese Transamazônica, tendo sido posteriormente reativada em durante o Neoproterozoico.

As falhas Córrego do Garimpo e Fazenda do Garimpo, interpretadas como estruturas originalmente normais associadas à gênese do rifte Espinhaço, registram inversão tectônica durante a Orogênese Brasileira, passando a atuar como falhas de empurrão com transporte para oeste. Durante essa fase, a Falha Pedra da Tartaruga articula-se com a reativação da Falha Tamanduá por meio de bandas de deformação milonítica com topo dirigido para oeste.

A caracterização estrutural da área de estudo, associada à caracterização da região da Mina de Fábrica Nova (Rossi, 2014), permite reconhecer que as estruturas atribuídas à Orogênese Brasileira na porção oriental do QFe, ao longo do meridiano da Serra das Cambotas, evidenciam encurtamento aproximadamente E–W, com desenvolvimento de tectônica *thin-skinned* em regime dúctil a dúctil-rúptil nas coberturas metassedimentares, associada a reativações *thick-skinned* no embasamento cristalino.

Por fim, uma análise estrutural prévia na região setentrional da área de estudo — incluindo os municípios de São Gonçalo do Rio Preto e Santo Antônio do Itambé — aponta para fortes indícios de uma tectônica com vergência para sul. Embora essa interpretação ainda demande ampliação do controle regional, os elementos apresentados constituem base consistente para sua consideração em modelos evolutivos futuros.

8.2. Recomendações

A complexidade estrutural reconhecida na área de estudo evidencia diversas questões que permanecem em aberto, demandando investigações complementares capazes de consolidar e testar o modelo evolutivo aqui proposto.

Recomenda-se, prioritariamente, o mapeamento estrutural de detalhe da Falha Montalvão, com especial atenção à sua caracterização no embasamento cristalino e à sua eventual propagação para o interior da Sinclinal Gandarela. Sugere-se, ainda, a investigação sistemática de estruturas análogas no interior do QFe, com o objetivo de avaliar se a Falha Montalvão integra um sistema estrutural de maior escala. Nesse contexto, recomenda-se levantamento bibliográfico específico acerca de possíveis associações com neotectônica e reativações tardias, considerando-se, inclusive, a potencial relevância dessas estruturas para a estabilidade de infraestruturas de grande porte implantadas na região.

Propõe-se igualmente que sejam revisitadas as ocorrências descritas por Moore (1969) nas folhas Gongo Soco e Conceição do Rio Acima, particularmente aquelas atribuídas ao Grupo Nova Lima e consideradas litofácies análogas aos quartzitos e clorita xistos da denominada Formação “Sem Nome” de Simmons e Maxwell (1961). Um mapeamento de detalhe, acompanhado de análise estrutural e cinemática da Falha das Cambotas nesse setor, poderá contribuir para reavaliar a possível continuidade lateral das Formações Pedra Pintada e Morro Grande.

Recomenda-se, ademais, o desenvolvimento de novos estudos nas unidades metassedimentares do Complexo Guanhães e na borda oriental do Supergrupo Espinhaço. A integração crítica dos dados disponíveis na literatura — estratigráficos, estruturais, metamórficos e geocronológicos — poderá permitir a melhor delimitação das bacias sin- e pós-orogênicas associadas à evolução paleoproterozoica e mesoproterozoica da região, contribuindo para uma compreensão mais abrangente da articulação entre o Espinhaço e o QFe.

Por fim, considera-se oportuno que as ocorrências de estruturas de direção E–W na Serra do Espinhaço e no Complexo Guanhães sejam objeto futuras investigações.

9. REFERÊNCIAS

- Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. *Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero*, *Precambrian Research*.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A., 2006. *Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana*. *Precambrian Research* 149, 43–64. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2006.06.007>
- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Cruz S.C.P., 2007. Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos* 15(1): 25-43.
- Almeida Abreu, P.A., 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rifte, a Bacia e o Orógeno. *Geonomos*. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v3i1.211>
- Almeida, F. DE, Brito Neves, B. DE, Fuck, R., 1981. *Brazilian Structural Provinces: An Introduction*. *Earth-Science Reviews* 17 (1–2), 1–29. [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, L.G., Castro, P. de T.A., Endo, I., Fonseca, M.A., 2005. O Grupo Sabará no Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero: uma revisão estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 177–186.
- Angeli, G., 2015. Arcabouço estrutural e contribuição à estratigrafia do Grupo Maquiné, Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais: Idade e controle da mineralização aurífera. 2015. 102p. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais) . Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto - Minas Gerais.
- Araújo, J.C.S., Ribeiro, J.H., Tuller, M.P., Signorelli, N., 2020. Carta geológica e de recursos minerais - Escala 1:25.000 - Folha Gongo Soco - SE.23-Z-C-VI-4-SE. Brasília - Distrito Federal.
- Babinski, M., Chemale, F., Van Schmus, W.R., 1995. *The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil*. *Precambrian Research* 72, 235–245.
- Baltazar, O.F., Zucchetti, M., 2007. *Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits*. *Ore Geology Reviews* 32, 471–499. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2005.03.021>

- Barbosa, L.H. do C., 2018. Serra do Itacolomi revisitada: estratigrafia, arcabouço estrutural e aplicação de métodos geofísicos, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 2018. 121p. Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso. n° 298. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto - Minas Gerais.
- Brandalise, L.A., 1999. Geologia. In: Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Belo Horizonte. Folha SE.23-Z-C-VI. Estado de Minas Gerais. Brasília - Distrito Federal.
- Brito Neves, B.B., Sá, J.M., Nilson, A.A., Botelho, N.F., 1995. A tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozoicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos* 3, 1 e 21.
- Carvalho, M.G.de , 2014. Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Capelinha, MG. Trabalho de Conclusão de Curso. n. 102. Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia.
- Campos Neto, M. da C., 2000. *Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 335–365.
- Chaves, A. de O., Ernst, R.E., Söderlund, U., Wang, X., Naeraa, T., 2019. *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* 329, 124–137. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.08.023>
- Chaves, A. de O., Pires, A.C. da C., Brasil, M.F.A., 2021. *New Knowledge Update on Mafic Dyke Swarms of Minas Gerais (Brazil): Fragments of Ancient Large Igneous Provinces Highlighted by Aeromagnetometry*. *Revista Brasileira de Geofísica* 39, 227–235. <https://doi.org/10.22564/RBGF.V39I3.2096>
- Chaves, A.D.O., Menezes, C.B., De Paula, S.C., 2014. Litoquímica dos diques máficos de Formiga/Pedro Lessa (Brasil) e Kinga-Comba/Sembé-Ouessou (África): Marcadores da tafrogênese toniana no craton São Francisco-Congo. *Brazilian Journal of Geology* 44, 5–11. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400010002>
- Chemale, F., Antônio Dussin, I., Martins, M., Nascimento dos Santos, M., 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG), *Geonomos*.
- Chemale, F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N., 2012. *Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon*

- geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Gondwana Research* 22, 200–206. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.08.016>
- Compton, R.R., 1962. *Manual of Field Geology*. John Wiley & Sons, Inc, Stanford, California.
- Cordani, U.G., Kawashita Koji, Mueller, G., Quade, H., Reimer, V., Roeser, H., 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero/MG (1980). *Anais Da Academia Brasileira de Ciências* 52, 785–799.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. *Atlas of Zircon Textures*.
- Crocco Rodrigues, F.A., 1991. Sistemas de cavalgamento e geologia estrutural da Serra das Cambotas, Quadrilátero Ferrífero (MG). 1991. 172 p. Dissertação de Mestrado (Curso de Pós-Graduação em Geologia). Instituto de Geociências - Universidade de Brasília, Brasília - Distrito Federal.
- D'Agrella-Filho, M.S., Teixeira, W., da Trindade, R.I.F., Patroni, O.A.L., Prieto, R.F., 2020. *Paleomagnetism of 1.79 Ga Pará de Minas mafic dykes: Testing a São Francisco/Congo-North China-Rio de la Plata connection in Columbia. Precambrian Research* 338, 105584. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.105584>
- Daher, A.C., C Daher, A.P., F Costa, M.A., Novo, T.A., 2020. A Serra das Cambotas: terminação Meridional do Supergrupo Espinhaço no Quadrilátero Ferrífero, MG. *Geonomos* 28, 15–24. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v28i1.29651>
- de Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349–364.
- de Carvalho, R.P., Rosière, C.A., Rolim, V.K., De Carvalho Lana, C., Santos, J.O.S., 2014. A sequência orosiriana-estateriana e geometria transpressiva na região de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais. *Geologia USP. Série Científica* 14, 111–120. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400020006>
- Derby, O.A., 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *The Journal of Geology* 14, 374–401. <https://doi.org/https://dx.doi.org/10.1086/621316>
- Díaz-Azpiroz, M., Fernández, C., Czeck, D.M., 2019. *Are we studying deformed rocks in the right sections? Best practices in the kinematic analysis of 3D deformation zones. Journal of Structural Geology* 125, 218–225. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.03.005>
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009. *Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. Earth and Planetary Science Letters* 288, 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>

- Dorr J. V. N., Gair J. E., Pomerene J. B., Rynearson G. A., 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Brasil.
- Dorr, J.V.N., 1969. *Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.*
<https://doi.org/https://doi.org/10.3133/pp641A>
- Dorr, J.V.N., 1963. Mapa Geológico e Seções do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil.
- Dossin, I.A., Dossin, T.M., Chaves, M.L. de S.C., 1990. Compartimentação Estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - Os Grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Brasileira de Geociências* 20(1-4), 178-186.
- Duque, T.R.F., Alkmim, F.F., Lana, C.D.C., 2020. Grãos detríticos de zircão do Grupo Itacolomi em sua área tipo, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: idades, proveniência e significado tectônico. *Geologia USP. Série Científica* 20, 101-123.
<https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v20-151397>
- Dussin, I.A., Chaves, M.L.S.C., Dussin, T.M., Rossi, P., Charvet, J., 2025. *The Borrachudos Granitic Suite: Paleo- to Mesoproterozoic A-type Magmatism in the Southeastern São Francisco Craton (SE Brazil).* *Anais Da Academia Brasileira de Ciências* 97, e20231254.
<https://doi.org/10.1590/0001-3765202520231254>
- Dussin, I.A., Dussin, T.M., 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. GEONOMOS.
- Dutra, L.F., Dias, S.P., Martins, M., Lana, C., Batista, A.C., Tavares, T.D., 2020. *Detrital zircon records of the Paleo-Mesoproterozoic rift-sag Tamanduá Group in its type-section, Northern Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* *Brazilian Journal of Geology* 50.
<https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190069>
- Endo I., Delgado C. E. R., Oliveira M. M. F. de, Zapparoli A. de C., Carlos D. U., Galbiatti H. F., Castro P. de T. A., Suita M. T. de F., Barbosa M. S. C., Lana C. E., Moura L. G. B. de., 2020. Estratigrafia e Arcabouço Estrutural do Quadrilátero Ferrífero: Nota Explicativa do Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000. Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: www.qfe2050.ufop.br.
- Endo, I., Fonseca, M.A., 1992. Sistema de cisalhamento Fundão-Cambotas no Quadrilátero Ferrífero, MG: geometria e cinemática. *Revista Escola de Minas - Ouro Preto* 45, 28-31.
- Endo I., Galbiatti H. F., Delgado C. E. R., Oliveira M. M. F. de, Zapparoli A. de C., Moura L. G. B. de, Peres G. G., Oliveira A. H. de, Zavaglia G., Danderfer Fo A., Gomes C. J. S., Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A., Castro P de T. A., Suita M. T. de F., Tazava E., Lana C.

- de C., Martins-Neto M. A., Martins M. de S., Ferreira Fo F. A., Franco A. P., Almeida L. G., Rossi D. Q., Angeli G., Madeira T. J. A., Piassa L. R. A., Mariano D. F., Carlos D. U., 2019. Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000: Uma celebração do cinquentenário da obra de Dorr (1969). Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: www.qfe2050.ufop.br, Departamento de Geologia, Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: www.qfe2050.ufop.br.
- Endo, I., Gonçalves, L., Barbosa, M.S.C., Melo, G.H.C., Oliveira, L.A.S., Mariano, D., Delgado, C.E.R., Queiroz, A.G., Santos, S.E.P., 2024. Arquitetura da Litosfera do Quadrilátero Ferrífero e Regiões Adjacentes: Implicações ao Sistema Mineral. Ouro Preto - Minas Gerais.
- Endo, I., Silva, L.G., Zavaglia, G., Rocha, F.O.G., Guimarães, M.L. V., Rosas, C.F., Lagoeiro, L.E., Santos, G.J.I., 2004. Arcabouço Estrutural e Modelo Evolutivo do Sinclinal Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG. XLII Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá/MG.
- Faria, Í.C.G., 2016. Cartografia de detalhe 1:10.000 do segmento nordeste do Sinclinal Gandarela: implicações geológicas para sua geometria. 2016. 64p. Monografia do Trabalho Final de Graduação. n° 190. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto - Minas Gerais.
- Farina, F., Albert, C., Lana, C., 2015. *The Neoproterozoic transition between medium- and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil)*. Precambrian Research 266, 375–394. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.038>
- Felipe, M.P.L., 2004. A aliança não escrita. Revista Brasileira de Política Internacional 47, 227–229. <https://doi.org/10.1590/S0034-73292004000200009>
- Ferreira, R.C.R., Sotero, M.P., 2023. Carta Geológica da Folha Florália. Projeto: Estratigrafia, Arquitetura Crustal e Recursos Minerais do Quadrilátero Ferrífero. Mapa colorido. Escala 1:25.000. Belo Horizonte-MG. Serviço Geológico do Brasil. SGB-CPRM.
- Ferreira, R.C.R., Sotero, M.P., Magalhães, J.R., Pinheiro, M.A.P., Bastos, C.F., Lana C., 2024. New U-Pb Geochronological Insights for the Santa Bárbara and Guanhões Complexes, Eastern Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Serviço Geológico do Brasil. Resumo 51° Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte/MG.

- Ferreira, R.C.R.F., Ribeiro, J.H., Tuller, M.P., Signorelli, N., 2020. Carta geológica e de recursos minerais - Escala 1:25.000 - Folha Santa Bárbara - SE.23-Z-D-IV-3-SO. Brasília - Distrito Federal.
- Fischer, G., 2014. Minério de ferro, geologia econômica e redes de *experts* entre Wisconsin e Minas Gerais, 1881-1914. *História, Ciências, Saúde-Manguinhos* 21, 247–262. <https://doi.org/10.1590/S0104-59702014005000003>
- Fossen H., 2013. *Geologia Estrutural* – tradução de Andrade. 2 Edição. Oficina de Textos.
- Freitas, F.M., 2019. Geocronologia U-Pb em zircão detríticos e caracterização litoestratigráfica das rochas metassedimentares da unidade Catarina Mendes: implicações quanto à evolução geotectônica do Quadrilátero Ferrífero. 2019. 83p. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Geologia). Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte - Minas Gerais.
- Gair, J.E., 1962. *Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles Minas Gerais, Brazil*. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM. Professional Paper 341A. <https://doi.org/10.3133/pp341A>
- Gandini, A.L., 2019. Uma pequena revisão dos estudos do topázio imperial da região de Ouro Preto, MG. O Quadrilátero Ferrífero: Avanços Do Conhecimento Nos Últimos 50 Anos. Ouro Preto - MG, 362–379.
- Gomes, A.C.B., 2017. Arcabouço estratigráfico e estrutural do Grupo Tamanduá na Serra das Cambotas, município de Barão de Cocais e Caeté, MG. 2017. 52p. Monografia do Trabalho Final de Graduação. n° 202 . Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto - Minas Gerais.
- Gomes, A.C.B., 2017a. Mapa geológico na escala 1:10.000 da Serra das Cambotas, Minas Gerais. Anexo da monografia do Trabalho Final de Graduação. n° 202 . Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto.
- Gonçalves, L.E. da S., Costa, J.C.M. de O., Endo, I., Roeser, H.M.P., 2011. Geometria, petrografia e deformação de corpos ultramáficos metamorfisados da região de Santa Rita de Ouro Preto, MG, Brasil. *Geonomos* 19, 10–17.
- Guardia M., Griera A., Kaus B.J.P., Piccolo A., Caldera N., Teixell A., 2025. *Thrust vs. fold nappes: Mechanical and geometrical controls from 2D numerical simulations and applications to a recumbent fold of the Pyrenees*. *Journal of Structural Geology* 191.

- Guild, P.W., 1957. *Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil*. Washington. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM. Professional Paper 290. <https://doi.org/10.3133/pp290>
- Harder, E.C., Chamberlin, R.T., 1915a. *The Geology of Central Minas Gerais, Brazil - Part I*. *The Journal of Geology* 23, 341–378.
- Harder, E.C., Chamberlin, R.T., 1915b. *The Geology of Central Minas Gerais, Brazil - Part II*. *The Journal of Geology* 23, 385–424. <https://doi.org/10.1086/622256>
- Harley, S.L., Kelly, N.M., 2007. *Zircon Tiny but Timely*.
- Hartmann, L.A., Endo, I., Suita, M.T.F., Santos, J.O.S., Frantz, J.C., Carneiro, M.A., McNaughton, N.J., Barley, M.E., 2006. *Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes*. *Journal of South American Earth Sciences* 20, 273–285. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.07.015>
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A., 2013. *Geologia do Brasil*, 1a Edição. ed. Editora Beca, São Paulo.
- Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F., 2017. *São Francisco Craton, Eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent Regional*. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>
- Herz, N., 1978a. *Map of Metamorphic Zones and Plagioclase Variations, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Plate 1. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM.
- Herz, N., 1978b. *Metamorphic Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM. Professional Paper 641-C. <https://doi.org/10.3133/pp641C>
- Herz, N., 1970. *Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM. Professional Paper 641-B. <https://doi.org/10.3133/pp641B>
- Hoefs J., Müller G. and Schuster A.K., 1982. *Polymetamorphic Relations in Iron Ores from the Iron Quadrangle, Brazil: The Correlation of Oxygen Isotope Variations with Deformation History*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 79 - pp. 241-251.
- Hoffbauer, D., 2023. *Orville Adelbert Derby - Biografia [WWW Document]*, Arquivo Nacional - Ministério da Gestão e da Inovação em Serviços Públicos.
- Jordt-Evangelista H., Alkmim F.F., Marshak S., 1992. *Metamorfismo progressivo e a ocorrência dos três polimorfos de Al₂SiO₅ (cianita, andaluzita e silimanita) na Formação*

- Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Escola de Minas*. Vol. 45(1/2) pp. 157-160
- Katahira, D.F., 2013. Mapeamento geológico em escala 1:25.000, na junção entre o Sinclinal do Gandarela e a Serra dos Cambotas, Barão de Cocais-MG. Belo Horizonte/MG.
- Ladeira, E.A., 1985. Alguns Temas Polêmicos da Geologia Precambriana de Minas Gerais e Sugestões de Investigações para Resolvê-los. *Anais Do 30 Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. 1985, Belo Horizonte\Minas Gerais, 354–361.
- Lana, C., Alkmim, F.F., Armstrong, R., Scholz, R., Romano, R., Nalini, H.A., 2013. *The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil*. *Precambrian Research* 231, 157–173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.03.008>
- Leandro, R.U., 2021. Geologia da porção extremo norte do Bloco Guanhães, Orógeno Araçuaí (Minas Gerais). Dissertação. Universidade Federal de Minas Gerais – Instituto de Geociências. Belo Horizonte, MG.
- Li, Z.X., Bogdanova, S. V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. *Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis*. *Precambrian Research* 160, 179–210. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2007.04.021>
- Lobato, L.M., Baltazar, O.F., Reis, L.B., Achtschin, A.B., Baars, F.J., Timbó, M.A., Berni, G.V., Mendonça, B.R.V., Ferreira, D.V., 2005a. Mapa geológico Santa Bárbara na escala 1:50.000.
- Lobato, L.M., Baltazar, O.F., Reis, L.B., Achtschin, A.B., Baars, F.J., Berni, G.V., Mendonça, B.R.V. de, Ferreira, D.V., 2005b. Mapa geológico Caeté na escala 1:50.000. Belo Horizonte - Minas Gerais. CODEMIG - Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais.
- Machado, N., Ladelra, E.A., Belo, J.O., Oliveira, D.E., 1992. *U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil*, *Geological Society of America Bulletin*.
- Machado, N., Schrank, A., Note ', C.M., Gauthier, G., 1996. *Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilitero Ferrifero, southeast Brazil*. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 259–276.

- Marent, B.R., Salgado, A.A.R., 2010. Mapeamento das unidades do relevo da porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero - MG. *Revista Geografias* 6, 118–139. <https://doi.org/https://doi.org/10.35699/2237-549X.13287>
- Martínez-Dopico, C.I., Lana, C., Moreira, H.S., Cassino, L.F., Alkmim, F.F., 2017. U-Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic-Paleoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research*, 291, 143-161.
- Martins Neto, M.A., 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma Bacia Ríftica-Sag do Palo/Mesoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências* 28(2), 151–168.
- Moore, S.L., 1969. *Geology and Ore Deposits of the Antônio dos Santos, Congo Sôco and Conceição do Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM. Professional Paper 341-I.* <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/pp341I>
- Moore, S.L., 1957a. *Geologic map of the Gongo Sôco quadrangle, Minas Gerais, Brazil. Washington, D.C. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM.*
- Moore, S.L., 1957b. *Geologic map of the south half of the Antônio dos Santos quadrangle, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM.*
- Moore, S.L., 1957c. *Geologic Map of the Conceição do Rio Acima Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral.*
- Nalini Jr., H.A., Sampaio, G.M.S., Nogueira, L.B., Leão, L.P., Abreu, Adriana Trópia, 2019. Geoquímica no Quadrilátero Ferrífero: um relato histórico. *Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos. Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: www.qfe2050.ufop.br.*
- Nunes, F.S., 2016. Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircão detríticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 77 p.
- Oliveira, N.V. de, Endo, I., Oliveira, L.G.S. de, 2005. Geometria do Sinclinal Gandarela baseada na deconvolução Euler 2D e 3D: quadrilátero ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Geofísica* 23. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2005000300002>

- Olivo G.R., Gauthier M., Gariépy C., Carignan J., 1996. *Transamazonian tectonism and Au-Pd mineralization at the Cauê Mine, Itabira District, Brazil: Pb isotopic evidence. Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 9. Nos ¾, pp. 273-279.
- O'Rourke, J.E., 1957. *The stratigraphy of metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. The University of Wisconsin*.
- Padilha, A.V., Vieira, V.S., 2000. Geologia. In: Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Itabira. Folha SE.23-Z-D-IV. Estado de Minas Gerais. Brasília - Distrito Federal.
- Padilha, A.V., Vieira, V.S., Bruno, E.M., 2000. Carta geológica. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Itabira. Folha SE.23-Z-D-IV. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000.
- Padilha, N.L., Bertolini, G., Marques, J.C., Góes, A.M., Nogueira, A.C.R., Medeiros, R.S.P. de, Andrade, L.S. de, Sodré, A. de A.N., Canarim, D.M., Souza, P.A., Scomazzon, A.K., Oliveira, E.J., Santos, J.M.M., 2022. Zircão, o guardião do tempo: Datação U-Pb aplicada à proveniência sedimentar - Revisão metodológica e utilidade no Projeto Biocronorte. *Revista Da Academia de Ciências Do Piauí* 3. <https://doi.org/10.29327/261865.3.3-11>
- Paiva-Silva, P.A., Queiroga, G., Moraes, R., Lana, C., Martins, M., Alkmim, F., 2024. Influência da Orogenia Brasileira/Araçuaí no Sudeste do Quadrilátero Ferrífero: Uma abordagem Petrocronológica. 51º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Micro-tectonics*, 2a. ed. Springer.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva, L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C., 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. Universidade Federal de Minas Gerais. *Geonomos* 15(1): 1 – 16.
- Queiroz, A.G., Endo, I., Gonçalves, L., 2025. Reativação de Lineamentos de Azimute 120° no Quadrilátero Ferrífero: Deformação Rúptil-Dúctil por Cisalhamento Tipo Riedel, Relação com Diques Máfico-Ultramáficos de Idade 1,7 Ga e Influência no Sistema Mineral. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2025, Campinas - SP. XIX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2025.
- Queiroz, A. G. (2026, em preparação). Sistema de Lineamentos Azimute 120° no Quadrilátero Ferrífero (MG): Estrutura, Reativações Multitemporais e Implicações Metalogenéticas. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill Book Co.

- Raposo, F.O., 1991. Estratigrafia, petrografia e petrologia. In: Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Rio Espera. Folha SF.23-X-B-IV. Estado de Minas Gerais. Brasília - Distrito Federal.
- Renger F.E., Noce C.M., Romano A.W., Machado N.. 1995. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos* 2 (1), 1-11;
- Romano, R., Lana, C., Alkmim, F.F., Stevens, G., Armstrong, R., 2013. *Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. Precambrian Research* 224, 143–159. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.09.002>
- Rossi, D.Q., 2014. Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Fábrica Nova, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado n° 317. Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas – Departamento de Geologia.
- Rubatto, D., 2018. *Zircon: The Metamorphic Mineral. Petrochronology: Methods and Applications.* Walter de Gruyter GmbH, 261–295. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.09>
- Santos, S.E.P., 2026. Caracterização Estrutural do Lineamento Caeté no Quadrilátero Ferrífero. Trabalho Conclusão de Curso. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto/MG.
- Sampaio, G.M.S., Pufahl, P.K., Raye, U., Kyser, K.T., Abreu, A.T., Alkmim, A.R., Nalini, H.A., 2018. *Influence of weathering and hydrothermal alteration on the REE and $\delta^{56}\text{Fe}$ composition of iron formation, Cauê Formation, Iron Quadrangle, Brazil. Chemical Geology* 497, 27–40. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.08.014>
- Sibson, R.H., 1977. *Fault rocks and fault mechanisms.* London. <https://doi.org/10.144/gsjgs.133.30191>
- Silva, A.M., Chemale Jr, F., Kuyumjian, R.M., Heaman, L., 1995. *Mafic Dikes Swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil.* *Revista Brasileira de Geociências* 25(2), 124–137.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C. & Teixeira, L.R. 2007. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuáí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research* 13 527–537.
- Silva, M.A. da, Pinto, C.P., Pinheiro, M.A.P., Marinho, M. de S., Lombello, J.C., Pinho, J.M.M.P., Goulart, L.E.A., Magalhães, J.R., 2020. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000.

- Silveira, L.M., Santos, S.E.P., Endo, I., 2024. Arcabouço lito-estrutural da Serra das Cambotas e região da Pedra Pintada, Quadrilátero Ferrífero - Barão de Cocais e Caeté, Minas Gerais: revisitado. Belo Horizonte - MG. 51º Congresso Brasileiro de Geologia – 2024. Belo Horizonte - MG
- Silveira Braga, F.C., Rosière, C.A., Queiroga, G.N., Rolim, V.K., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2015. *The Statherian itabirite-bearing sequence from the Morro Escuro Ridge, Santa Maria de Itabira, Minas Gerais, Brazil. Journal of South American Earth Sciences* 58, 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.12.004>
- Simmons, G.C., 1968. *Geology and Mineral Resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM. Professional Paper 341-H.* <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/pp341H>
- Simmons, G.C., 1960a. *Geologic map and sections of the south half of Cocais quadrangle, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM.*
- Simmons, G.C., 1960b. *Geologic map and sections of the Santa Bárbara quadrangle, Minas Gerais, Brazil. United States Geological Survey – Departamento Nacional de Produção Mineral. USGS-DNPM.*
- Simmons, G.C., Maxwell, C.H., 1961. Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas - Boletim No 211., Departamento Nacional de Produção Mineral - Divisão de Geologia e Mineralogia 1–28.
- Souza, M.E., Martins, M., Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I., Castro, M.P.de, Serrano, P., 2022. *Time and isotopic constraints for Early Tonian basaltic magmatism in a large igneous province of the São Francisco – Congo paleocontinent (Macaúbas basin, Southeast Brazil). Precambrian Research* 373.
- Souza, M.E., Martins, M., Queiroga, G.N., Leite, M., Oliveira, R.G., Dussin, I., Pedrosa-Soares, A.C., 2019. *Paleoenvironment, sediment provenance and tectonic setting of Tonian basal deposits of the Macaúbas basin system, Araçuaí orogen, southeast Brazil. Journal of South American Earth Sciences* 96. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2019.102393>
- Strong, T.R., Driscoll, R.L., 2016. *A Process for Reducing Rocks and Concentrating Heavy Minerals. USGS - Open-File Report.*
- Suíta, M.T.F., Endo, I., Assumpção, C.S., Alcântara, R.M., Menezes, I.P., 2007a. Metacumulados ultramáficos de Santa Rita de Ouro Preto (Ouro Preto): Esteatitos,

intrusões acamadadas (máfico?) ultramáficas Paleoproterozoicas (?) e suas implicações., Simpósio de Geologia do Sudeste - Sociedade Brasileira de Geologia.

Suíta, M.T.F., Endo, I., Miranda, C.A., Miranda, L.F., Morales, L.F.G., 2007b. Caracterização preliminar dos cumalados ultramáficos iniciais e considerações sobre o magmatismo formador do metaperidotito Paleoproterozoico Jeceaba., Simpósio de Geologia do Sudeste - Sociedade Brasileira de Geologia.

Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. *Atlas of Mylonites - and related microstructures*, 1a. ed. Springer.

Uhlein, A., 1991. Transição Cráton-Faixa Dobrada: Exemplo do São Francisco da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos Estratigráficos e Estruturais.

Winter, D.J., 2010. *An Introduction on Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd ed. Pearson Highered.

Whitney, D.L & Evans B.W., 2010. *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. *American Mineralogist*. Volume 95, p. 185-187.

Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Raposo, F.O., 1998. Estratigrafia. In: M. Zucchetti & O. F. Baltazar (Org.). Projeto Rio das Velhas: Texto explicativo do mapa geológico integrado. Escala 1:100.000. Convênio DNPM/CPRM. Belo Horizonte - Minas Gerais.

10. APÊNDICES

10.1. Mapa Geológico da Serra da Cambotas e região de Pedra Pintada, Quadrilátero Ferrífero, Barão de Cocais e Caeté/MG

11. ANEXOS

11.1. Declaração de Uso de IAGen

Durante a preparação deste documento, eu Lucas Medeiros da Silveira, estudante de graduação do curso Engenharia Geológica, declaro o uso de IAGen ChatGPT-5.2 e Gemini 3 Flash para revisar a escrita científica de partes da monografia. Após o uso desta ferramenta, eu revisei e editei todo conteúdo em conformidade com os princípios éticos para uso de IAGen (Resolução CONPEP 144) e com os acordos estabelecidos com a pessoa orientadora da pesquisa. Dessa forma, assumo total responsabilidade pelo conteúdo da publicação.

Os recursos de revisão com suporte de IAGen foram usados na fase final de redação da monografia, entre os meses de janeiro e fevereiro de 2026, utilizando o seguinte prompt: "Proceder a revisão com foco em fluidez, correção gramatical, encadeamento lógico e padronização técnica, mantendo integralmente as informações e sem antecipar interpretação além do que já está implícito no texto original."