



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**A NATUREZA DO CONTATO ENTRE O COMPLEXO DO BAÇÃO E AS SEQUÊNCIAS
SUPRACRUSTAIS ADJACENTES, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

WAGNER FERNANDES GONÇALVES

MONOGRAFIA nº 342

Ouro Preto, Novembro de 2019

**A NATUREZA DO CONTATO ENTRE O COMPLEXO DO
BAÇÃO E AS SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS ADJACENTES,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
Reitora

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

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Nº 342

**A NATUREZA DO CONTATO ENTRE O COMPLEXO DO
BAÇÃO E AS SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS ADJACENTES,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS**

Wagner Fernandes Gonçalves

Orientador

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

Co-orientador

Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca

Monografia apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial na avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2019/2.

OURO PRETO

2019

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

Direitos de tradução e reprodução reservados.

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

Revisão geral: Wagner Fernandes Gonçalves
Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves
Marco Antônio Fonseca

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

G635n Gonçalves, Wagner Fernandes .

A natureza do contato entre o Complexo do Bação e as sequências
supracrustais adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais . [manuscrito] /
Wagner Fernandes Gonçalves. - 2020.

71 f.: il.: color., gráf., tab., mapa..

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves.

Coorientador: Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de
Minas.

2. Geologia estrutural. 3. Cisalhamento. 4. Rochas metamórficas - Milonitos. 5.
Quadrilátero Ferrífero. I. Gonçalves, Wagner Fernandes . II. Fonseca, Marco
Antônio. III. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. IV. Universidade Federal de
Ouro Preto. V. Título.

CDU 551.243:552.4

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

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: A natureza do contato entre o Complexo do Bação e as sequências supracrustais adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais

AUTOR: WAGNER FERNANDES GONÇALVES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Marco Antônio Fonseca

Aprovada em: 05 de novembro de 2019

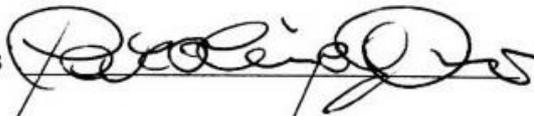
BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Leonardo Gonçalves



DEGEO/UFOP

Prof. Dra. Caroline Souza Gomes



DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Issamu Endo



DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 05/11/2019

Agradecimentos

Qualquer caminho começa com a oportunidade de se poder caminhar. O rochoso caminho da Geologia só foi possível para mim porque tive ao meu lado pessoas que acreditam na função libertadora do conhecimento. Aos meus pais, agradeço pela compreensão e apoio incondicional em todo o trajeto desse novo roteiro que decidi traçar. Aos Governos Lula e Dilma, agradeço por me proporcionarem mais uma graduação em uma instituição de elevado nível de excelência de maneira gratuita, em um curso de alto investimento e padrão que se faz acessível a todas as classes somente quando a Educação é encarada com respeito, igualdade e responsabilidade.

Agradeço ao DEGEO-UFOP pelo auxílio com todas as ferramentas e equipamentos necessários para a realização deste trabalho. Aos Profs. Drs. Leonardo Gonçalves e Marco Antônio Fonseca, orientador e co-orientador, pelo suporte aos trabalhos de campo, ensinamentos e cooperação no desenvolvimento do estudo.

Agradeço ao Thiago, companheiro de casa, de campos, discussões e ideias, que caminhou comigo pelos contornos do Bação e pelos desafios do TCC. Ao Gregório, estimado amigo e colega de curso que esteve comigo desde o primeiro até este último trabalho da graduação sem medir esforços para ajudar, obrigado por dividir comigo a sua competência. À amiga Isabela, pela ajuda tanto no campo quanto no laboratório. À amiga Carolina, pelo auxílio com dúvidas técnicas. Ao amigo Guilherme e à Viviane pela ajuda em obter as cartas topográficas essenciais para o trabalho.

Também agradeço aos companheiros da disciplina de TCC2, que superaram comigo os cascalhos, blocos e matações dessa estrada, sempre com apoio mútuo e ombro amigo: Wendy, Tite, Hakuna, Tatiany, Cedam, Maromba, Smigol, Out e Pixinguinha.

Este trabalho só foi possível porque cada um de vocês estava ao meu lado e a oportunidade de caminhar com vocês é o verdadeiro motivo do meu agradecimento. Muito obrigado.

SUMÁRIO

<u>1 INTRODUÇÃO</u>	1
<u>1.1 APRESENTAÇÃO</u>	1
<u>1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO</u>	2
<u>1.3 OBJETIVO</u>	3
<u>1.4 METODOLOGIA</u>	3
<u>1.4.1 Revisão bibliográfica</u>	3
<u>1.4.2 Fase pré-campo</u>	3
<u>1.4.3 Trabalhos de campo (Cartografia de detalhe)</u>	4
<u>1.4.4 Tratamento dos dados</u>	4
<u>1.4.5 Caracterização petrográfica microscópica</u>	4
<u>1.4.6 Redação da monografia</u>	4
<u>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</u>	5
<u>2.1 INTRODUÇÃO</u>	5
<u>2.2 LITOESTRATIGRAFIA</u>	5
<u>2.2.1 Embasamento Cristalino</u>	6
<u>2.2.1.1 Suítes Magmáticas do CMB</u>	8
<u>2.2.1.1.1 Granodiorito Engenheiro Correa</u>	8
<u>2.2.1.1.2 Gnaisses-granítico potássico</u>	9
<u>2.2.1.1.3 Intrusivas</u>	9
<u>2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas</u>	10
<u>2.2.3 Supergrupo Minas</u>	10
<u>2.2.4 Grupo Itacolomi</u>	10
<u>2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL</u>	11
<u>2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA</u>	12
<u>3 ZONAS DE CISALHAMENTO</u>	15
<u>3.1 ESTRUTURAS DE ZONA DE CISALHAMENTO</u>	16
<u>3.2 MILONITOS: ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL</u>	18
<u>4 GEOLOGIA LOCAL</u>	27
<u>4.1 TRABALHOS ANTERIORES</u>	28

4.1.1 Foliação.....	22
4.1.2 Lineação.....	23
4.1.3 Dobras.....	24
4.1.4 Milonitos e zonas de cisalhamento dúcteis	25
4.2 TRABALHO DE CAMPO: ANÁLISE LITOESTRUTURAL AO LONGO DO CONTATO CMB /SUPRACRUTAIS.....	25
4.2.1 Descrição petrográfica dos principais litotipos estudados.....	27
4.2.1.1 Gnaiss bandado	27
4.2.1.2 Gnaiss foliado.....	28
4.2.1.3 Ortognaiss com foliação incipiente	28
4.2.1.4 Gnaiss milonitizado.....	29
4.2.1.5 Xisto grauvaquiano	30
4.2.2 Descrição das seções geológicas estudadas.....	30
4.2.2.1 Perfil borda NW.....	31
4.2.2.2 Perfil borda WSW.....	36
4.2.2.3 Perfil borda SSW	39
4.2.2.4 Perfil borda S	46
4.2.2.5 Perfil borda SSE.....	49
4.2.2.6 Perfil borda NE	52
4.2.3 Características do compartimento interno.....	55
5 DISCUSSÃO.....	63
6 CONCLUSÕES.....	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
APÊNDICES.....	72

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da área de estudo	2
Figura 1.2 - Mapa esquemático da estrutura do CMB sendo cortado pela BR-356	2
Figura 2.1 - Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero	6
Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero.....	7
Figura 2.3 - Mapa petrográfico e estrutural simplificado do CMB	8
Figura 2.4 - Mapa das principais feições estruturais do Quadrilátero Ferrífero.....	11
Figura 3.1 - Ilustração de fraturas de tração en-echélon	17
Figura 3.2 - Ilustração de eixos de tensão e fraturas Riedel e anti-Riedel	17
Figura 3.3 - Ilustração de estruturas cisalhantes com indicadores cinemáticos	17
Figura 4.1 - Mapa estrutural do CMB e de suas imediações (Gomes 1985).....	21
Figura 4.2 - Diagrama de contorno das foliações na borda do CMB (Gomes 1985)	22
Figura 4.3 - Diagrama de contorno das foliações no núcleo do CMB (Gomes 1985).....	22
Figura 4.4 - Estruturas do fluxo diapírico helicoidal proposto por Hippertt (1994).....	23
Figura 4.5 - Estereograma das lineações na borda do CMB (Gomes 1985)	23
Figura 4.6 - Estereograma das lineações no núcleo do CMB (Gomes 1985)	23
Figura 4.7 - Lineações e foliações das subcélulas sugeridas por Hippertt (1994).....	24
Figura 4.8 - CMB contendo as localidades, domínios, seções e pontos estudados	26
Figura 4.9 - Imagem de satélite do CMB com as estações de trabalho visitadas	27
Figura 4.10 - Minerais essenciais e acessórios de gnaiss bandado visto em microscópio	28
Figura 4.11 - Minerais essenciais e acessórios de gnaiss foliado visto em microscópio	28
Figura 4.12 - Minerais essenciais e foliação incipiente em ortognaiss visto em microscópio	29
Figura 4.13 - Foliação S-C e porfiroclasto feldspático sigmoidal em gnaiss milonitizado visto em microscópio	29
Figura 4.14 - Granada rotacionada e fragmento lítico deformado em xisto grauvaquiano visto em microscópio	30
Figura 4.15 - Mapa geológico da região estudada.....	31
Figura 4.16 - Afloramento das fácies do embasamento na borda NW	32
Figura 4.17 - Protomilonito com pórfiros quartzo-feldspáticos do CMB (NW).....	32
Figura 4.18 - Contato entre o CMB e o Grupo Nova Lima (NW).....	33
Figura 4.19 - Estereograma dos polos das foliações do embasamento (NW).....	33
Figura 4.20 - Estereograma dos polos das foliações do SGRV (NW).....	33

Figura 4.21 - Estereograma das lineações minerais (NW).....	34
Figura 4.22 - Zona de cisalhamento ceptando a foliação gnáissica (NW).....	34
Figura 4.23 - Grão de feldspato rotacionado em milonito (NW).....	35
Figura 4.24 - Perfil geológico da região da borda NW do CMB (seção A-A').....	35
Figura 4.25 - Afloramento das fácies do embasamento na borda WSW.....	36
Figura 4.26 - Intrusão vulcânica máfica ceptando o quartzito da Fm. Moeda.....	37
Figura 4.27 - Estereograma dos polos das foliações do embasamento (WNW).....	37
Figura 4.28 - Estereograma dos polos das foliações nas rochas supracrustais (WNW).....	37
Figura 4.29 - Dobra no metarenito da Fm. Moeda (WNW).....	38
Figura 4.30 - Estereograma das lineações nas rochas supracrustais (WNW).....	38
Figura 4.31 - Perfil geológico da região da borda WNW do CMB (seção B-B').....	39
Figura 4.32 - Afloramentos das fácies do embasamento na borda SSW.....	40
Figura 4.33 - Estereograma dos polos das foliações do embasamento (SSW).....	41
Figura 4.34 - Estereograma dos polos das foliações do SGRV (SSW).....	41
Figura 4.35 - Dique anfibolítico e veio de quartzo intrudindo o Xisto do GNL (SSW).....	41
Figura 4.36 - Diagrama de polos das foliações do SGM (SSW).....	42
Figura 4.37 - Dobras internas no Filito Barreiro (SSW).....	43
Figura 4.38 - Microdobras e dobras parasíticas no Itabirito da Fm. Cauê (SSW).....	43
Figura 4.39 - Estereograma das lineações nas unidades da borda SSW.....	44
Figura 4.40 - Dobras sigmoidais no bandamento gnaissico do CMB (SSW).....	44
Figura 4.41 - Estruturas com indicadores cinemáticos no gnaisse do CMB (SSW).....	45
Figura 4.42 - Veios dobrados com indicadores cinemáticos no Filito Barreiro (SSW).....	45
Figura 4.43 - Perfil geológico da região da borda SSW do CMB (seção C-C').....	46
Figura 4.44 - Afloramento de gnaisse bandado do CMB contendo veio de quartzo (S).....	47
Figura 4.45 - Xisto-grauvaquiano do GNL (S).....	47
Figura 4.46 - Estereograma dos polos dos bandamentos do embasamento (S).....	48
Figura 4.47 - Estereograma dos polos das foliações do SGRV (S).....	48
Figura 4.48 - Estereograma dos polos das foliações do SGM (S).....	48
Figura 4.49 - Perfil geológico da região da borda S do CMB (seção D-D').....	49
Figura 4.50 - Estereograma dos polos dos bandamentos do embasamento (SSE).....	49
Figura 4.51 - Estereograma dos polos das foliações nas rochas do SGRV (SSE).....	49
Figura 4.52 - Xisto do GNL com foliação S-C (SSE).....	50
Figura 4.53 - Estereograma dos polos das foliações do SGM (SSE).....	51
Figura 4.54 - Estereograma das lineações nas rochas do SGRV (SSE).....	51

Figura 4.55 - Metarenito da Fm. Moeda com steps de falha (SSE).....	51
Figura 4.56 - Perfil geológico da região da borda SSE do CMB (seção E-E').....	52
Figura 4.57 - Estereograma dos polos das foliações do embasamento (NE)	53
Figura 4.58 - Estereograma dos polos das foliações do SGRV (NE)	53
Figura 4.59 - Estereograma das lineações nas rochas do SGRV (NE)	53
Figura 4.60 - Xisto do GNL com steps de falha (NE)	54
Figura 4.61 - Perfil geológico da região da borda NE do CMB (seção F-F').....	54
Figura 4.62 - Estereograma dos polos das foliações do milonito próximo à borda W	55
Figura 4.63 - Estereograma dos polos do bandamento gnaissico da porção Centro-W	55
Figura 4.64 - Gnaisse bandado com porfiroclasto feldspático e dobra em Z (Centro-W).....	56
Figura 4.65 - Gnaisse bandado com fraturas de tração en-echélon (Centro-W)	56
Figura 4.66 - Milonito com porfiroclasto feldspático sigmoidal sintectônico (W)	57
Figura 4.67 - Milonito com foliação S-C (W).....	57
Figura 4.68 - Milonito com porfiroclasto sigmoidal dobrando a foliação (W)	57
Figura 4.69 - Gnaisse com veios de quartzo e pegmatitos turmaliníticos (Centro-SW).....	58
Figura 4.70 - Pegmatito com feldspato peritítico e turmalina simplectítica (Centro-SW)	58
Figura 4.71 - Estereograma dos polos das foliações do gnaisse (Centro-SW).....	58
Figura 4.72 - Estereograma dos polos dos pegmatitos intrusivos (Centro-SW)	58
Figura 4.73 - Estereograma das lineações nos gnaisses (Centro-SW).....	59
Figura 4.74 - Imagem de satélite com as estações visitadas no Domínio 9 (Centro-SE)	59
Figura 4.75 - Gnaisse foliado observado na estação de trabalho W18	60
Figura 4.76 - Gnaisse bandado observado na estação de trabalho W14	60
Figura 4.77 - Gnaisse migmatítico observado na estação de trabalho W15	60
Figura 4.78 - Pegmatito leucocrático observado na estação de trabalho W18.....	60
Figura 4.79 - Biotita-gnaisse foliado observado na estação de trabalho W14	61
Figura 4.80 - Granitoide isotrópico observado na estação de trabalho W14	61
Figura 4.81 - Matacão de granitoide com Calcita visto na estação de trabalho W15.....	61
Figura 4.82 - Estereograma dos polos das foliações das estações W14 e W15	62
Figura 4.83 - Estereograma dos polos das foliações da estação W18	62
Figura 4.84 - Estereograma da lineação mineral da estação de trabalho W18.....	62
Figura 5.1 - Diagrama de polos das estruturas planares da porção ocidental do CMB	64
Figura 5.2 - Diagrama de polos das estruturas planares da porção oriental do CMB	64
Figura 5.3 - Estereograma da lineação mineral em toda a borda do CMB	64
Figura 5.4 - Mapa de contorno com a cinemática dos movimentos na borda do CMB.....	66

Figura 6.1 - Imagem de lâmina delgada de gnaiss bandado visto em microscópio (Apêndice 1).....	73
Figura 6.2 - Imagem de lâmina delgada de gnaiss foliado visto em microscópio (Apêndice 2)	75
Figura 6.3 - Imagem de lâmina delgada de ortognaiss com foliação incipiente visto em microscópio (Apêndice 3).....	77
Figura 6.4 - Imagem de lâmina delgada de gnaiss milonitizado visto em microscópio (Apêndice 4).....	79
Figura 6.5 - Imagem de lâmina delgada de xisto grauvaquiano visto em microscópio (Apêndice 5).....	81

Resumo

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma região polideformada de complexo arcabouço estrutural, que envolve terrenos metamórficos Arqueanos, sequências *greenstone belt* Neoarqueanas e rochas supracrustais Paleoproterozoicas caracterizadas por sedimentação plataformar. O Complexo Metamórfico do Bação (CMB), situado na porção central do QF, faz parte do embasamento cristalino e possui relações de contato tectônicas com as rochas supracrustais cujo caráter ainda não está claramente estabelecido. Sem consenso na literatura sobre a sua natureza, o mesmo pode se apresentar com indicadores cinemáticos transcorrentes ora dextrais, ora sinistrais, e portanto sugestivos de deslocamentos direcionais. Isso problematiza a interpretação existente da ascensão do corpo dômico durante o colapso Transamazônico defendida por diversos autores, dentre eles Gomes (1985) e Marshak & Alkmim (1989), uma vez que, neste último caso, relações de contatos normais seriam mais plausíveis. De outro lado, porém, podem corroborar a concepção de um modelo direcional não-coaxial com planos de fluxo verticalizados, proposto por Endo et al (1996). Esta problemática justifica a presente abordagem, que busca investigar os contatos entre o CMB e as rochas supracrustais do QF, no intuito de melhor configurar a natureza entre ambos. Para isso, foram feitas seções nas bordas da estrutura dômica, gerando mapas litoestruturais de detalhe, com dados petrográficos e estruturais descritivos e cinemáticos na zona de interface. Com base nas análises realizadas, propõe-se que a colocação do CMB se deu durante o evento Rio das Velhas II (Farina et al. 2015) gerando a zona de cisalhamento no contato com as rochas supracrustais de domínio transcorrente oblíquo com regime dúctil. Entretanto, esta zona passou por fases de reativação com movimentos não-coaxiais em eventos posteriores, sendo o Brasileiro o mais penetrativo, confirmando o cavalgamento do Anticlinal de Mariana sobre o CMB e deste sobre o Sinclinal Moeda.

Palavras chave: Complexo do Bação, geologia estrutural, zonas de cisalhamento, milonitos, Quadrilátero Ferrífero.

Abstract

The Quadrilátero Ferrífero (QF) is a polydeformed terrain which displays complex structural evolutionary process. It involves Archaean metamorphic nuclei of basement rocks, Neoproterozoic greenstone belt sequences and Plataformal Paleoproterozoic supracrustal rocks. One of the basement complex is the Complexo Metamórfico do Bação (CMB), which is located in the central portion of the QF. The contacts of the CMB with the supracrustal rocks are supposed to be made by reverse faults. However, the nature of this contact is still disputed for it also may be made through dextral or sometimes sinistral transcurrent faults, thus indicating lateral displacements as proposed by Endo et al. (1996). Another problem arises if one considers the most accepted model of dome emplacement. Some authors suggest a model which encompasses the uprising of the basement domes during the Paleoproterozoic, with the resulting collapse of the supracrustal through normal faults (Gomes, 1985 and Marshak & Alkmim (1989). As a result, the present investigation arises. In order to unravel the materials and structures along the contact of the CMB and the supracrustal rocks we have made 6 detailed geological sections. These sections contain the description of the materials, the set of structures, their geometric analyses with a special focus on their kinematics. Based on the analyzes made, it is proposed that the emplacement of the CMB occurred during the Rio das Velhas II event (Farina et al., 2015) generating the shear zone in the contact with the supracrustal rocks of oblique transcurrent domain with ductile regime. However, this zone underwent phases of reactivation with non-coaxial movements in later events, with the Brasiliano being the most penetrative, confirming the upward movement of Mariana Anticline on the CMB and on the Moeda Syncline.

Key words: Bação Complex, structural geology, shear zones, mylonites, Quadrilátero Ferrífero.

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma região polideformada de complexo arcabouço estrutural que envolve terrenos metamórficos arqueanos, sequências *greenstone belt* meso a neoarqueanas e rochas supracrustais neoarqueanas a paleoproterozoicas de sedimentação plataformal. Desde o início do século XIX, quando se iniciaram os estudos geológicos sistemáticos, o QF tem se tornado foco central de debate acerca de seus modelos evolutivos, algumas vezes conflituosos (e.g. Dorr, 1969, Chemale *et al.* 1994, Endo 1997, Alkmim & Marshak 1998, Hippert & Davis 2000). Devido às divergências de interpretação e ampla complexidade do arcabouço estrutural e dos modelos decorrentes propostos para o QF, o mapeamento de zonas geologicamente relevantes tem sido ainda necessário com vistas a auxiliar no entendimento do arcabouço geológico e da evolução estrutural e tectônica dessa região.

Um dos principais problemas ainda pendentes no trato da evolução geológica regional diz respeito à questão da relação entre as sequencias supracrustais e os blocos do embasamento. Afora o caso dos complexos periféricos ao QF, cuja abordagem foge do escopo do presente trabalho, focaliza-se neste caso o chamado Complexo Metamórfico de Bação (CMB). Situado na porção central do QF, o CMB é uma estrutura dômica do embasamento cristalino que possui contato tectônico algumas vezes discordante com as rochas supracrustais, que ocorrem por meio de falhas (Gomes 1985). No entanto, a natureza deste contato não é totalmente compreendida, pois o mesmo mostra, por vezes, cinemáticas incompatíveis com o modelo geológico mais consensuado para a instalação do domo. Este modelo, proposto por Alkmim & Marshak (1998), segue a teoria de domos e quilhas, que opera por meio da ascensão do domo e colapso das supracrustais por meio de falhas normais. Certo é que, alguns estudos têm mostrado a presença de movimentos transcorrentes e reversos durante sua colocação (Gomes & Eisele 1993, Gomes 1994, Endo *et al.* 1996, Hippertt 1992), dando margem para outras interpretações.

Nesse sentido, o presente estudo pretende contribuir para a elucidação da colocação do CMB. Deve-se ressaltar que, este domo possui, na sua borda, milonitos, tendo como protólitos tanto rochas do embasamento em si, quanto das supracrustais, além de feições estruturais de pequeno porte a eles associados gerando notáveis zonas de cisalhamento de caráter dúctil. Estes elementos são potencialmente favoráveis à uma investigação geológica de detalhe que busque, por meio de novos dados, trazer mais luz ao problema citado. Ou seja, o mapeamento de detalhe de tais estruturas é fundamental para a melhor compreensão da evolução tectônica do CMB, suas relações com as supracrustais e, por fim, dos modelos propostos para a região do QF.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na porção central do Quadrilátero Ferrífero, região central do Estado de Minas Gerais (Fig. 1.1), e está compreendida entre os municípios de Itabirito e Ouro Preto, limitando-se pelos pontos em latitude/longitude (20°23'00"S/43°54'30"W), (20°15'00"S/43°54'30"W), (20°10'00"S/43°50'00"W), (20°15'00"S/43°43'00"W), (20°13'51"S/43°38'27"W), (20°15'00"S/43°36'09"W), (20°23'00"S/43°36'09"W) e totalizando cerca de 407 Km². A principal via de acesso se dá pela BR-356 (Rodovia dos Inconfidentes), partindo de Ouro Preto em direção à Belo Horizonte, que corta a megaestrutura dômica do CMB em direção NW-SE (Fig. 1.2).

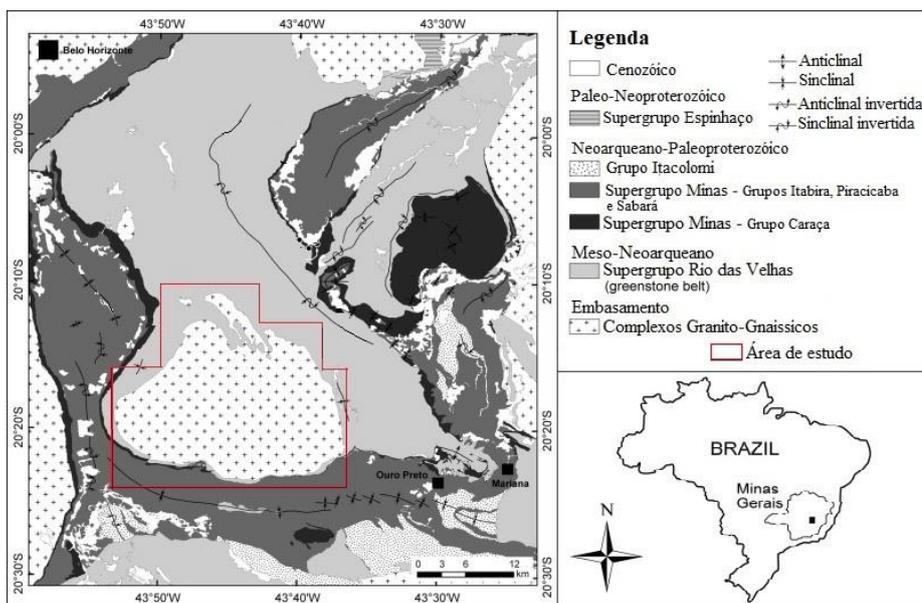


Figura 1.1 – Mapa geológico simplificado do QF, destacando-se a localização da área de estudo contendo sua posição geográfica e geológica. (modificado de Koglin *et al.* 2014).

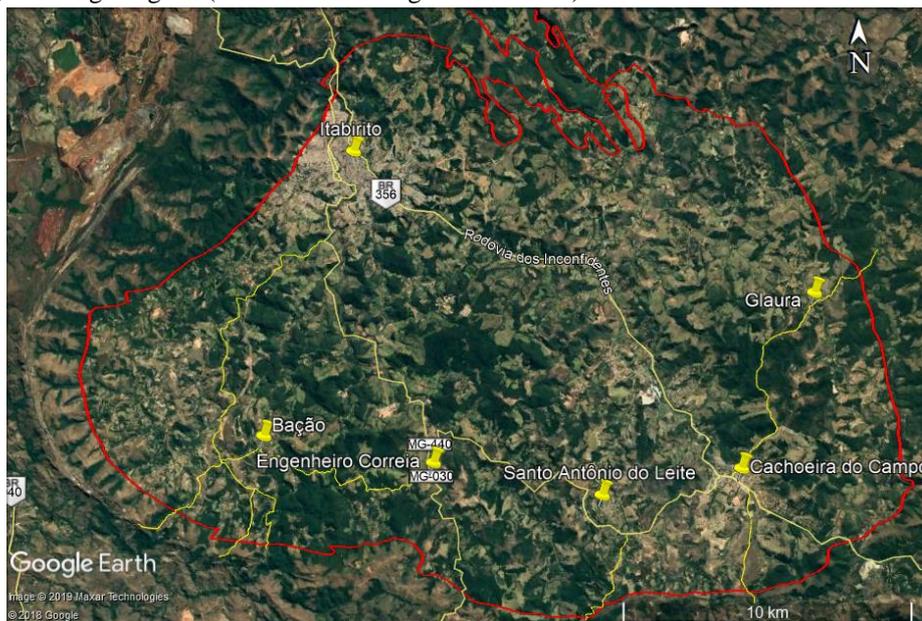


Figura 1.2 – Imagem de satélite do contorno do CMB, sendo cortado pela BR-356 e contendo as vias secundárias utilizadas em campo. **Fonte:** Google Earth Pro 2019.

1.3 OBJETIVO

O presente estudo tem como objetivo central investigar e efetuar a caracterização da natureza do contato entre o Complexo Metamórfico de Bação e as rochas supracrustais adjacentes a ele. Esta caracterização é importante, pois busca trazer novos elementos para subsidiar os modelos geológicos regionais existentes e assim contribuir com as discussões relacionadas a uma melhor validação dos mesmos.

1.4 METODOLOGIA

Este trabalho se utilizou do levantamento geológico de detalhe para discriminar os principais litotitos presentes no CMB, bem como caracterizar as estruturas geológicas e sua cinemática. Para isso, foram selecionados sítios na zona de interface ao redor da borda do CMB e confeccionadas 6 (seis) seções de detalhe, descritas a seguir.

1.4.1 Revisão bibliográfica

Levantamento e revisão de boa parte das contribuições acerca da temática tectônica do embasamento (Carneiro 1992, Carneiro *et al.* 1997, Fonseca & Evangelista 2013); tectônica do CMB (Gomes 1985, Gomes & Eisele 1993, Hippertt 1994, Farina *et al.* 2015) além de estudos geológicos em geral realizados nas zonas de interface entre embasamentos e supracrustais do QF (Dorr 1969, Alkmim & Marshak 1998, Chemale Jr. *et al.* 1991, 1992, 1994, Endo 1997, Endo *et al.* 1996, 1998, Lana *et al.* 2013, Romano *et al.* 2013).

1.4.2. Fase pré-Campo

No sentido de melhor planejar as atividades de campo e tendo por base os estudos bibliográficos e de sensoriamento remoto através de imagens de satélite disponíveis pelo Google Earth 2018, foram definidos nove domínios microrregionais do domo do CMB para análise, sendo três domínios internos e seis domínios ao redor da sua borda. Dentro destes domínios, foram visitados 41 pontos de estações de trabalho.

1.4.3 Trabalhos de campo (Cartografia de detalhe)

Foi realizado o mapeamento geológico por meio da caracterização petrográfica dos principais litotipos presentes na região do contato e dos principais elementos estruturais encontrados nestes sítios, sob o ponto de vista geológico e cinemático. Com base nos dados obtidos, foi desenvolvida a cartografia de detalhe nas bordas do CMB gerando seis seções estruturais a partir dos seguintes perfis e respectivas escalas:

- 1) Perfil NW (1:12.500);
- 2) Perfil WSW (1:15.000);
- 3) Perfil SSW (1:10.000);
- 4) Perfil S (1:5.000);
- 5) Perfil SE (1:5.000);
- 6) Perfil NE (1:15.000).

Nesta fase, foram coletadas amostras de rochas representativas para estudos de microscopia.

1.4.4 Tratamento dos dados

Os dados recolhidos em campo foram compilados em uma tabela de atributos (Anexo 6). As medidas de estruturas planares e lineares penetrativas tais como foliação e lineação foram tratadas em estereogramas, gerando diagramas polares de cada domínio. Como base de comparação, foram levantadas as medidas obtidas por Gomes (1985) na microrregião de cada domínio e também tratadas em estereogramas. Ambos os tratamentos foram realizados por meio do programa *Stereonet* versão 9.2.3.

Os perfis, assim como todas as figuras ilustrativas deste trabalho, foram tratados no programa *Corel Draw X7*. O mapa geológico foi confeccionado utilizando *Arcgis 10*.

1.4.5 Caracterização petrográfica microscópica

As amostras coletadas em 5 estações de trabalho foram utilizadas para estudo de caracterização petrográfica e cinemática, sendo elas:

- Ortognaisse com foliação incipiente - estação de trabalho W1;
- Gnaisse milonitizado - estação de trabalho W5;
- Gnaisse foliado - estação de trabalho W11;
- Xisto grauvaquiano - estação de trabalho W24;
- Gnaisse bandado - estação de trabalho W40.

A partir das amostras, foram confeccionadas lâminas delgadas de 30 µm com corte perpendicular às estruturas planares (foliação/bandamento) das rochas. As lâminas foram analisadas em microscópio óptico de luz transmitida e suas imagens foram fotografadas através do programa *Zen lite 2012*, no Laboratório de Microscopia Óptica do DEGEO - UFOP.

1.4.6 Redação da monografia

Após a integração de todos os dados, foi então iniciado o processo de redação final da presente monografia.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma importante província geológica localizada na borda sudeste do Cráton São Francisco (Machado *et al.* 1992, Alkmim & Marshak 1998, Endo 1997). Contém rochas predominantemente arqueanas e paleoproterozoicas, e um arcabouço estrutural marcado por processos polideformacionais e metamórficos.

O QF ocupa uma área de aproximadamente 7.200 km² na região central de Minas Gerais e possui enorme relevância econômica para a região devido aos seus vastos depósitos de minério de ferro, responsáveis pela maior parte da extração desse produto no país. Além do ferro, desde o século XVII o QF é um importante polo da extração de ouro e pedras preciosas, e atualmente também é destaque na lavra de manganês (Roeser & Roeser 2010).

Devido ao potencial econômico da região, também berço da primeira Escola de engenharia de Minas do Brasil, muitos estudos têm sido realizados sobre sua litoestratigrafia e evolução tectônica a fim de compreender a origem de seus recursos minerais. Os primeiros trabalhos sobre o QF foram desenvolvidos por Eschwege (1833), Gorceix (1881, 1883) e Derby (1906). Já os trabalhos modernos, que propuseram importantes modelos de evolução tectônica para a área, são encabeçados por Dorr (1969), Ladeira & Viveiros (1984), Gomes (1985), Carneiro (1992), Endo (1996), Alkmim & Marshak (1998), Endo & Rocha Filho (2003), dentre outros.

2.2 LITOESTRATIGRAFIA

O QF tem como rochas mais antigas, compondo o seu embasamento cristalino, complexos graníticos e migmatíticos, de idade meso-arqueana entre 3220 e 2770 Ma (Lana *et al.* 2013, dentre outros). Sobrejacentes a estes, estão rochas metassedimentares e metavulcânicas do tipo *greenstone belt* do Supergrupo Rio das Velhas, de idade meso a neoarqueana. Estas são seguidas de rochas metassedimentares clásticas e químicas do Supergrupo Minas e de rochas metassedimentares clásticas do Grupo Itacolomi, ambas de idade paleoproterozoica (Dorr 1969, Alkmim & Marshak 1998, Farina *et al.* 2016) (Figura 2.1).

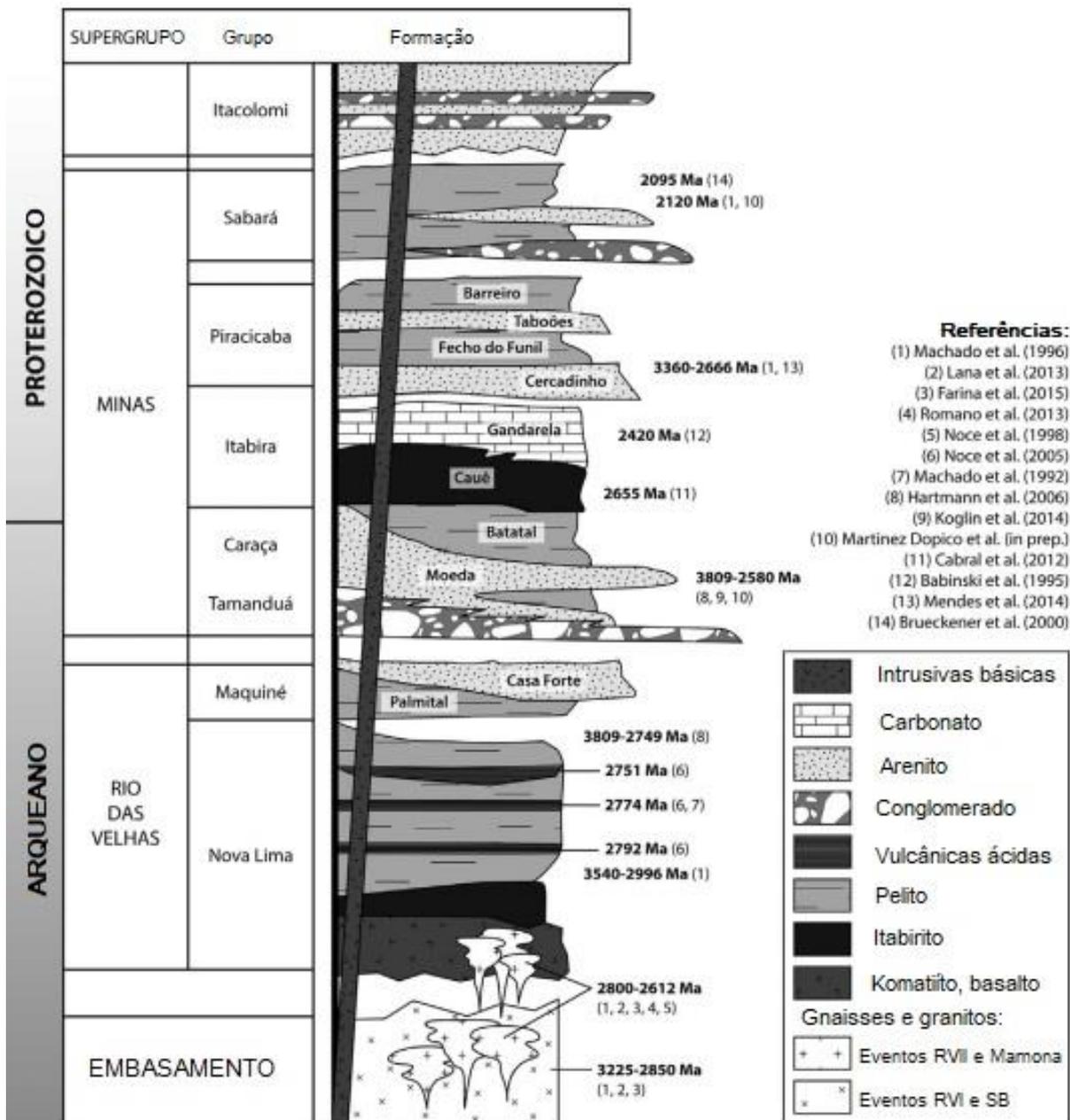


Figura 2.1 - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Farina *et al.* 2016). Siglas: RVI e RVII, Rio das Velhas I e II, respectivamente; SB = Santa Bárbara.

2.2.1 Embasamento Cristalino

O embasamento cristalino é formado por complexos metamórficos caracterizados por granitoides, gnaisses e migmatitos de origem arqueana, que são as rochas mais abundantes em toda a porção extremo sul do Cráton São Francisco (Alkmim & Marshak 1998). No QF, esses complexos recebem os nomes das localidades onde afloram, sendo eles: Bação (interior do QF), Bonfim (oeste), Belo Horizonte (norte e noroeste), Caeté (extremo nordeste), Santa Bárbara (leste) e Congonhas (sul e sudeste), como mostrado na Figura 2.2.

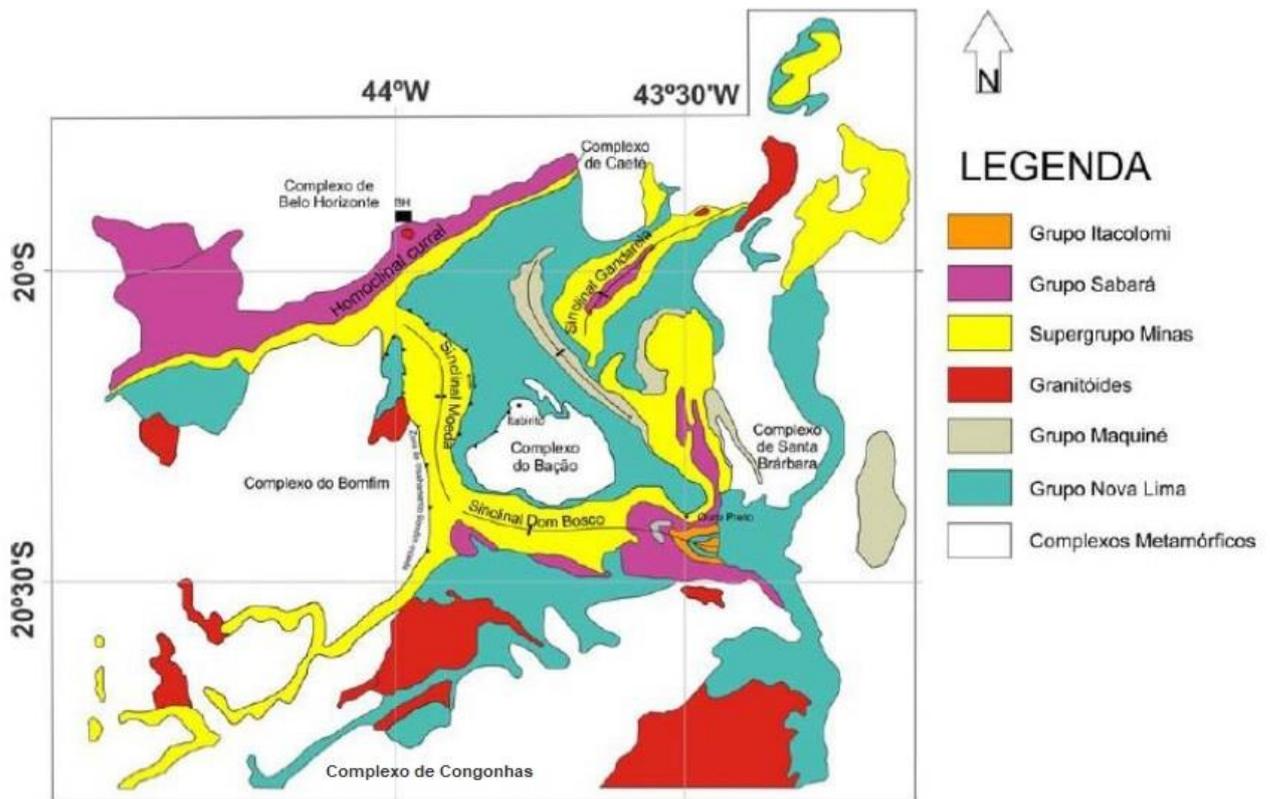


Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (retirado de Brito 2016).

As rochas do embasamento afloram formando estruturas dômicas que guardam o registro de vários eventos deformacionais (Teixeira 2000, Gomes 1985, Gomes & Eisele 1993, Machado & Carneiro 1992, Carneiro *et al.* 1995), indicando um metamorfismo regional de fácies anfibolito médio a alto e, posteriormente, retrometamorfismo em fácies xisto-verde (Coelho 2015).

O foco deste trabalho se dá exatamente em um destes complexos: o Complexo Metamórfico do Bação (CMB), que aflora na parte Centro-Sul do Quadrilátero Ferrífero. O CMB possui cerca de 20 km de diâmetro e é composto basicamente por rochas arqueanas de características tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG). Desde os primeiros trabalhos específicos sobre a área, foram identificadas duas importantes unidades litodêmicas que delineiam o CMB: uma de característica granítica potássica e outra de composição granodiorítica, além de uma série de intrusões com composições e idades variadas. De acordo com Farina *et al.* (2015, p. 382), “os gnaisses bandados representam o tipo de rocha mais abundante e difundido, seguido por granitos ricos em Kfs. [...] Leucogranitos, aplitos e pegmatitos são onipresentes no complexo enquanto migmatitos e gnaisses portadores de Kfs são raros”.

2.2.1.1 Suítes magmáticas do CMB

Guimarães (1951) foi o pioneiro em correlacionar as rochas do Bação com as suítes graníticas de outros complexos do QF e atribuiu uma idade Pré-Algomaniana ou Arqueana Inferior para o que chamou de “gnaisses-cinzas” do embasamento (Herz 1970). Johnson (1962) chegou a classificar o complexo como “batólito Itabirito”, considerando um ortogneisse e um paragneisse em seu arranjo. Mas diversos estudos (Guild 1957, Wallace 1965, J. E. O’Rourke 1954, Herz 1970 e 1978, Marshak *et al.* 1992, Lana *et al.* 2013, Farina *et al.* 2015) convencionaram a divisão das unidades litodêmicas do CMB entre as rochas do Granodiorito Engenheiro Correa e os gnaisses-granítico potássico ao seu redor. Hippertt (1994, p. 171) defende que o CMB “apresenta uma composição de zoneamento normal, com um núcleo de composição tonalítica-granodiorítica e um domínio periférico de composição granítica” e salienta que estruturas miloníticas são presentes ao longo de todo o contato do domo com as rochas supracrustais (Fig. 2.3).

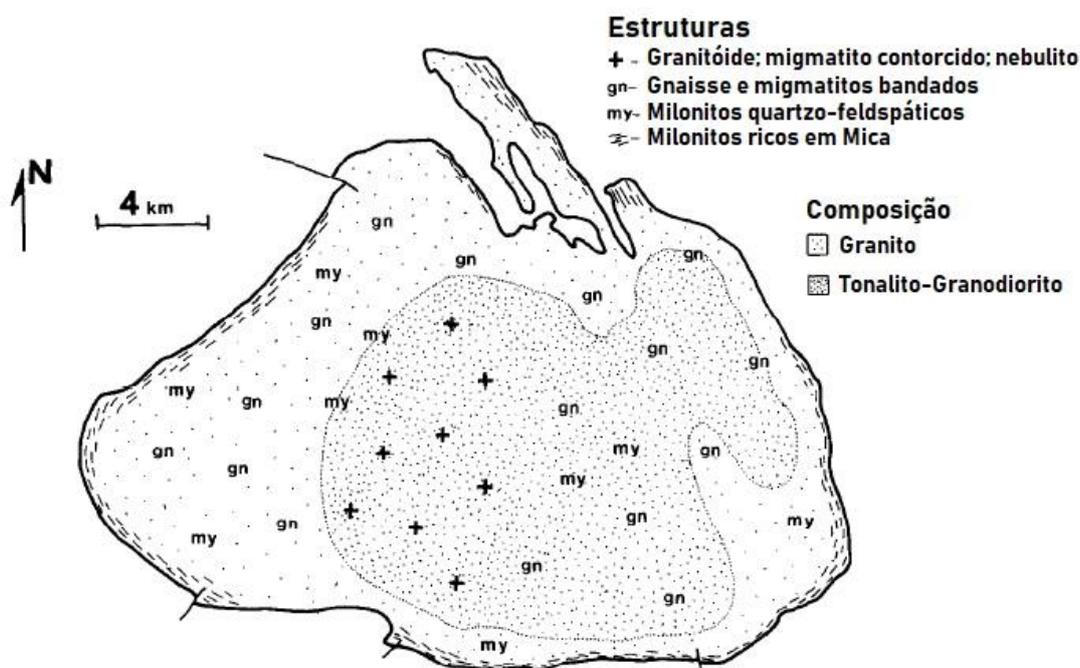


Figura 2.3 - Mapa petrográfico e estrutural simplificado do Complexo Metamórfico do Bação (modificado de Hippertt 1994).

2.2.1.1.1 Granodiorito Engenheiro Correa

As rochas dessa unidade são muito ricas em plagioclásio sódico, que indicam uma região de baixa pressão para sua petrogênese (Herz 1970). De acordo com Herz (1970) o granodiorito é acamadado e fracamente foliado, de matriz equigranular fina a média contendo fenocristais de microclina. Os minerais mais abundantes são, em ordem decrescente, plagioclásio An₂₁, quartzo, microclina pertítica e biotita. Os minerais acessórios se resumem em muscovita, magnetita, apatita, zircão e clinzoisita. Hippertt (1994) ressalta a presença de nebulitos e migmatitos contorcidos nesta suíte, indicando zonas de alta temperatura e retrabalhamento crustal.

2.2.1.1.2 Gnaisses-granítico potássicos

Herz (1970) denomina este litotipo como Gnaisse Granítico Itabirito e o descreve como bem foliado e composicionalmente acamadado por minerais félsicos e máficos. A textura é de matriz média a grossa contendo fenocristais de microclina e sua composição mineralógica é estruturada por feldspato, quartzo e biotita. Os minerais acessórios mais comuns são apatita, zircão e titanita. Segundo o autor, “esses gnaisses graníticos bandados apresentam uma alta proporção de minerais escuros (especialmente biotita), muitos dos quais rutilados” (Herz 1970, p. 28). Lana *et al.* (2013) classificam essas bandas de trondhjemíticas e tonalíticas. Herz (1970, p. 27) ainda salienta que o gnaisse “grada para granodiorito em alguns lugares e para migmatitos e rochas sedimentares granitizadas em outros”. Ao longo da margem sul do CMB, existe uma zona migmatítica com até 30m de largura gradando, sentido núcleo para a borda, de granodiorito félsico para gnaisse bandado e este para biotita-xisto, provavelmente advindo de uma porção granitizada do Grupo Nova Lima na auréola metamórfica de contato com o complexo. Esta ideia é defendida por Hippertt (1994, p. 171), quando descreve que “milonitos quartzo-feldspáticos ocorrem em diversos pontos ao longo dos domínios periféricos e milonitos e filonitos ricos em mica predominam ao longo de todo o contato com as rochas encaixantes”.

2.2.1.1.3 Intrusivas

Tanto o Granodiorito Engenheiro Correa quanto os gnaisses-graníticos apresentam intrusões félsicas pegmatíticas, aplíticas e leucograníticas; e máficas. Apesar de a ocorrência ser bem disseminada por todo o CMB, as intrusões são mais frequentes na borda do domo, principalmente ao longo da margem sul. Farina *et al.* (2015, p. 382) associam as intrusões félsicas em “composição modal semelhantes, consistindo em quartzo (30–50 vol.%), K-feldspato (20–40 vol.%), plagioclásio (10–20 vol.%) e biotita (<5 vol.%). Nos pegmatitos, a modalidade abundante de K-feldspato pode exceder 50%, a turmalina é comum e a muscovita também é observada”. De acordo com Herz (1970), este litotipo é pobre em terras raras, as intrusões são limitadas às juntas e possuem contato agudo com os granodioritos, indicando idades petrogenéticas diferentes.

As intrusões máficas foram classificadas por Herz (1970) como diques de anfibolito, com textura diabásica e compostas basicamente de hornblenda e plagioclásio An30-40. Os minerais acessórios incluem titanita, leucoxeno, pirita, quartzo, apatita, magnetita e clinozoisita. J. E. O’Rourke (1957) e Johnson (1962) mapearam estes diques dentro e próximo ao CMB e observaram que muitos são discordantes com todas as estruturas, cortando não apenas o embasamento como também as rochas metassedimentares adjacentes.

2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas

Esta unidade é composta por uma sequência metavulcano-sedimentar, típica de terrenos *greenstone*, de idade arqueana. Foi introduzida por Dorr *et al.* (1957), que a dividiram entre os Grupos Nova Lima (sequência vulcano-sedimentar, meso-neoarqueana) e Maquiné (sequência sedimentar siliciclástica, neoarqueana). O Grupo Quebra Osso (sequência ultramáfica com formação ferrífera, mesoarqueana), com ocorrência restrita ao extremo nordeste do QF foi acrescentado ao supergrupo por Schorscher (1979).

As rochas do Supergrupo Rio das Velhas foram deformadas no Evento Rio das Velhas (2,78 e 2,7 Ga) (Carneiro *et al.* 1998; Teixeira *et al.* 2000) e no Evento Transamazônico (2,1 Ga) (Alkmim & Marshak 1998) alcançando grau metamórfico de fácies xisto-verde (Dorr 1969, Ladeira 1980, Endo 1997).

2.2.3 Supergrupo Minas

Esta unidade registra o estabelecimento e evolução de um ambiente de margem passiva (Alkmim & Marshak 1998), com sedimentação máxima neoarqueana (2,65 Ga) e topo paleoproterozoico (2,0 Ga). As rochas do Supergrupo Minas indicam uma gradação de deposição continental caracterizada por ambiente fluvio-deltaico (Rosière & Chemale 2000) dos grupos Tamanduá (conglomerado, neoarqueano) e Caraça (Formação Moeda - arenito, neoarqueano; Formação Batatal - pelito, neoarqueano), para um ambiente marinho plataformar registrado nos sedimentos químicos do Grupo Itabira - Formação Cauê (itabirito) e Formação Gandarela (carbonato), e siliciclásticos do Grupo Piracicaba - Formação Cercadinho (arenito), Formação Fecho do Funil (pelito), Formação Taboões (arenito) e Formação Barreiro (pelito), ambos do Sideriano.

Já o Grupo Sabará está separado do Piracicaba por uma discordância e possui uma sedimentação do tipo *flysh* de ambiente marinho imaturo em bacia de antepaís com proveniência do Orógeno Transamazônico (Reis *et al.* 2002). Trata-se de um grupo indiviso de sequência metavulcano-sedimentar do Riáciano, com idade máxima estimada em 2125 Ma (Machado *et al.* 1992), dessa forma é considerada sin-tectônica em relação ao Evento Transamazônico (Alkmim & Marshak 1998). As rochas do Supergrupo Minas registram metamorfismo de fácies xisto-verde, alcançando fácies anfíbolito na porção leste do QF (Endo & Machado 1998).

2.2.4 Grupo Itacolomi

Representa o topo da coluna estratigráfica do QF, com idade de sedimentação datada do Orosiriano (2,0 Ga), na fase pós-tectônica do Evento Transamazônico (Alkmim & Marshak 1998). É um grupo indiviso de sequência metassedimentar (conglomerado e arenito) de fácies xisto-verde deformada pelo Evento Brasileiro, que possui discordância angular com o Grupo Sabará e apresenta ocorrência restrita à porção sudeste do QF (Fig. 2.2).

Quatro suítes de rochas máficas intrusivas são descritas na estratigrafia. As mais antigas são penetrativas somente nas rochas do embasamento, já as mais recentes interceptam todas as unidades

supracrustais (Silva *et al.* 1992). O QF também apresenta áreas com coberturas cenozoicas caracterizadas principalmente por cangas e lateritas, além de material coluvionar e aluvionar (Lipski 2002).

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O arcabouço estrutural do QF é delimitado por estruturas principais geradas pelo Arqueamento Rio das Velhas: Homoclinal do Curral, Sinclinais Moeda, Dom Bosco, Gandarela, Santa Rita e Ouro Fino, Sistema de Falha do Engenho e o Sinclinório de Itabira (Endo, 1988) (Fig. 2.4). As estruturas do Curral, Dom Bosco, Gandarela e Itabira possuem direção preferencial para WSW-ENE, o que evidencia uma compressão NNW-SSE. Já o Sinclinal Moeda e a porção leste apresentam estruturas com direção N-S dominantes, retratando o contexto de outro movimento compressivo em E-W.

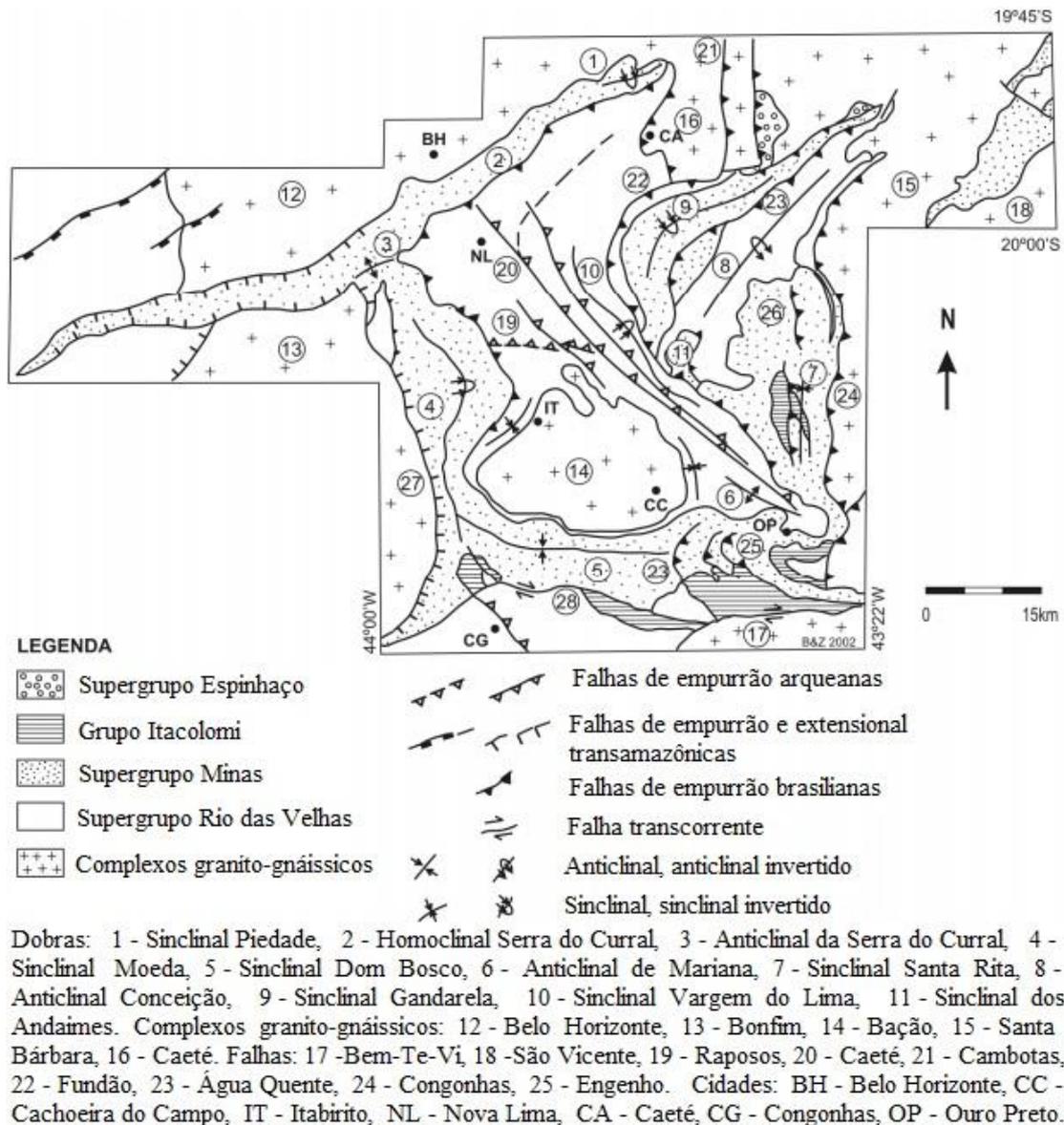


Figura 2.4 - Mapa das principais feições estruturais do Quadrilátero Ferrífero. (modificado de Baltazar & Zuchetti 2005).

Os complexos metamórficos do QF são assinalados por um soerguimento sobre as sequências supracrustais, com esta interface caracterizada por zonas de cisalhamento de domínio dúctil ou dúctil-rúptil (Alkmim & Marshak 1998).

Além das megaestruturas, diversas estruturas de 2ª ordem são descritas no arcabouço do QF. Dobras parasíticas alojadas em dobras regionais, xistosidade de direção SW-NE com mergulho para SE e lineação mineral com caimento para SE registram um movimento compressivo com sentido para NW. Já em fase posterior à colocação dos domos dos complexos metamórficos, observam-se dobras da xistosidade com mergulho contrário aos domos, clivagem espaçada, dobras e falhas reversas com direção E-W, além do surgimento de foliações miloníticas no contato entre os complexos e as rochas supracrustais (Alkmim & Marshak 1998).

Um sistema de cavalgamento com sentido tectônico para W é bem visível na porção oriental do QF e registra um movimento compressivo mais novo, pois deforma as rochas do Grupo Itacolomi, última unidade estratigráfica do QF. Esse sistema gerou estruturas com direção N-S, megadobras assimétricas com sentido para W, mesodobras, foliações e lineações (Alkmim & Marshak 1998).

Diversos autores ainda não chegaram a um consenso sobre quantos eventos de deformação envolvem a sua história geológica.

2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Lana *et al.* (2013) sugerem quatro períodos principais de magmatismo para a formação das rochas do embasamento cristalino do QF com idades entre 3220 e 2758 Ma. O Complexo do Bação foi datado pelos autores com idade de cristalização máxima em 2920 Ma e metamorfismo em 2770 Ma, idades concordantes com o segundo e o terceiro pulsos classificados para a região, nomeados respectivamente Rio das Velhas I e Rio das Velhas II. Farina *et al.* (2015) propõem que os granodioritos do CMB foram formados pela mistura entre um material tipo TTG produzido pela fusão parcial da crosta oceânica basáltica e um material derivado do retrabalhamento da crosta continental durante a transição tardia Arqueana. Inferem ainda que isso reflita o surgimento de bacias sedimentares clásticas, marcando o início do ciclo sedimentar de tipo moderno na Terra.

Acerca dos processos envolvendo as rochas supracrustais, destaca-se o trabalho de Dorr (1969) que introduziu a estruturação tectônica do QF com base em três eventos deformacionais. O primeiro teria idade arqueana, afetando apenas o Supergrupo Rio das Velhas. O segundo evento é do final do Paleoproterozoico, antes da sedimentação do Grupo Itacolomi, inferindo em arqueamentos e soerguimentos do Supergrupo Minas. O último evento seria o de maior grandeza, afetando todas as sequências da coluna estratigráfica e gerando as dobras antiformes e sinformes que individualizam o relevo da área. Além dos dobramentos, com eixos N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, este evento também

teria sido responsável pelo soerguimento do Complexo do Bação e pelos cavalgamentos causadores da inversão dos flancos E e SE das grandes dobras.

Chemale *et al.* (1992 e 1994), sintetizaram a estruturação do QF em dois eventos compressionais. O primeiro no contexto da Orogênese Transamazônica e o segundo arrolado à Orogênese Brasileira, este último separado em três fases de deformação. O evento Transamazônico teria sido responsável pela geração dos sinclinais da Serra do Curral (NE-SW), Moeda (N-S), Dom Bosco (E-W) e Santa Rita (N-S) e, provavelmente, os sinclinais Gandarela (NE-SW), João Monlevade (NE-SW) e Itabira (NE-SW). Também teria originado o soerguimento dos complexos metamórficos e abatimento das seqüências supracrustais, formando as cadeias de anticlinais e sinclinais regionais. As zonas de cisalhamento associadas, com sentido do transporte tectônico para E-SE, sugerem o vetor de compressão com direção WNW-ESE. O evento de idade Brasileira é dividido em três fases pelos autores: D1, D2 e D3. A primeira (D1) é marcada por falhas de empurrão e zonas de transcorrência conjugadas. A segunda (D2) é registrada por falhas transcorrentes e dobras de médio porte, com crenulação direcionada em E-W. A última fase (D3) dá origem a dobras mesoscópicas com direção N-S, associadas com formação de clivagem espaçada e falhas inversas.

Para Alkmim & Marshak (1998), a tectônica do QF segue um modelo de domos e quilhas, no qual as rochas do embasamento sobressaem em presença das rochas supracrustais. Esses conjuntos dão origem a uma série de sinclinais e homoclinais, além das zonas de cisalhamento entre o embasamento e as supracrustais, formando também uma cadeia de dobras regionais em disposições anticlinais e sinclinais. Segundo os autores, a estruturação do QF foi formada a partir de quatro eventos tectônicos, tendo início com a orogênese Transamazônica. A compressão teria sido responsável pelas estruturas com eixo NE-SW e vergência para NW, como o Sinclinal Gandarela, uma porção do Sinclinal Ouro Fino e o Anticlinal de Conceição. O segundo evento também apresenta caráter compressional e teria gerado dobras normais com estrutura N-S e falhas inversas associadas, assim como a acomodação dos sinclinais Moeda e Dom Bosco confinantes ao Complexo do Bação. O terceiro evento está associado ao colapso Transamazônico e por isso possui natureza extensional, marcado por seqüências de falhas normais e instalação de diques máficos. O quarto evento obedece à orogênese Brasileira e é o mais penetrativo na região. De natureza compressional com vergência para W, deu origem às megaestruturas com eixo N-S do QF e à estruturação do cinturão de dobramentos do Espinhaço e falhamentos N-S na Serra do Caraça. Nessa fase, acredita-se que os domos dos complexos metamórficos ascendidos tenham atuado como obstáculos para a propagação de falhas, notados pelas curvas em seus lineamentos. A compressão também teria ocasionado no cavalgamento do Complexo do Bação sobre o flanco leste do Sinclinal Moeda.

Endo (1997) e Endo & Machado (1998) ponderam três grandes ciclos de deformação para a estruturação do QF. O primeiro é o Ciclo Jequié (2780-2560 Ma), o segundo corresponde à Orogênese Transamazônica (2250-1900 Ma) e o terceiro relaciona-se à Orogênese Brasileira (650-500 Ma).

O Ciclo Jequié possui três fases de evolução tectônica, com início em 2780 Ma na Orogenia Rio das Velhas, de caráter transpressional dextral N-S e responsável pela intensa deformação nos Grupos Quebra Osso e Nova Lima, na base do Supergrupo Rio das Velhas, além de impulsionar forte magmatismo e a locação de plútons calcialcalinos na região. A segunda fase do Ciclo Jequié inverte a transpressão para um modelo de transtração sinistral com direção NE-SW, gerando bacias e as intrusões básicas do Grupo Maquiné. A terceira fase retorna para um regime transpressional dextral e provoca a Orogênese Maquiné, gerando a ascensão de corpos graníticos sintectônicos.

O Ciclo Transamazônico compreende quatro fases de deformação, alternando duas fases compressivas e duas fases extensionais. Na primeira fase a transpressão dextral possui esforço com vergência de NE para SW e foi responsável pela inversão da Bacia Minas, apresentando falhas de empurrão e cavalgamento das sequências estratigráficas. Na segunda fase o esforço extensional é dirigido de NW para SE e deu origem aos megassinclinais e aos domos metamórficos. A terceira fase possui caráter transpressivo sinistral, com esforço no sentido de SE para NW. A quarta fase, já no contexto de colapso da Orogênese Transamazônica, retorna a um domínio extensional para SE e, juntamente com a fase anterior, promovem a inversão da Bacia Itacolomi e intrusão de diques máficos em toda a coluna estratigráfica do QF.

O Ciclo Brasileiro afetou a região com duas fases compressivas de regime transpressivo. A primeira fase possui cinemática dextral, produzindo dobramentos e cavalgamentos com sentido para NW. A segunda fase apresenta transpressão sinistral, gerando dobras suaves e clivagens com direção E-W.

CAPÍTULO 3

ZONAS DE CISALHAMENTO

Visto que o presente trabalho aborda, dentre outros fatores, a caracterização, a natureza e a cinemática dos elementos estruturais presentes nos milonitos que ocorrem na região de contato entre o CMB e as sequencias supracrustais adjacentes, apresenta-se neste capítulo uma breve explanação sobre as características gerais de zonas de cisalhamento.

Zonas de cisalhamento (ZC) são regiões instáveis de acúmulo de energia nas quais as tensões envolvidas resultam em deformação no material, demarcadas pela reorientação estrutural e/ou pelo rearranjo textural da rocha. De acordo com Fossen & Cavalcante (2017, p. 434) são “zonas que mostram grandes variações na orientação, comprimento, espessura, deslocamento, geometria de tensão, coaxialidade e mecanismos de deformação. Tais zonas envolvem tipicamente um componente significativo de cisalhamento simples, e por isso são chamadas assim”.

As ZC são estudadas desde o século XIX e ocorrem por toda a crosta terrestre desde escalas microscópicas até milhares de quilômetros, mas em geral estão associadas a uma acomodação de energia acumulada nesta região, podendo ela ser contínua ou descontínua. Este estudo segue a definição proposta por White (1980, p. 175), que conceitua uma zona de cisalhamento como uma "zona planar de deformação concentrada, predominantemente simples, de cisalhamento e que por si só ou com zonas associadas ajuda a acomodar, ou acomoda totalmente, uma taxa de deformação regional ou local imposta que a rocha encaixante não pode acomodar por deformação em massa”. O autor ressalta também que “zonas de cisalhamento podem ainda ser classificadas de acordo com seu mecanismo de deformação em microescala, em que zonas de cisalhamento plásticas (ou cristal-plástica), também conhecidas como zonas de cisalhamento dúctil, são dominadas por mecanismos plasticocristalinos (deslocamento e geminação) e difusão, enquanto as zonas de cisalhamento friccionais ou rúpteis são dominadas por mecanismos de deformação frágil (fratura de grãos, deslizamento por fricção e rotação mecânica de grãos)”.

Os fatores que influenciam o domínio reológico da ZC são basicamente temperatura, pressão, mineralogia, tamanho dos grãos, presença de fluidos e a taxa de deformação imposta. Nesse sentido, entende-se que a transição entre zonas dúctil e rúptil em rochas quartzofeldspáticas ocorra em ambientes com temperatura entre 300 e 450° C, influenciada pela temperatura de fusão dos minerais. Em tais regiões os regimes coexistem, dando origem a rochas com tramas dúctil-rúptil e rúptil-dúctil, de acordo com o maior domínio dos respectivos mecanismos de deformação (Fossen & Cavalcante 2017).

O regime reológico da ZC influencia completamente a estrutura da rocha, o que torna possível classificá-las de acordo com o domínio cisalhante. Em zonas rúpteis as rochas são incoesas: Farinha de falha (<1mm) e Brecha de falha (>1mm). Ambientes de transição rúptil-dúctil geram rochas coesas não foliadas: Cataclasitos (com matriz) e Pseudo-taquilitos (sem matriz). Enquanto regiões com domínio dúctil formam rochas coesas e foliadas: milonitos (McClay 1987).

3.1 ESTRUTURAS DE ZONA DE CISALHAMENTO

Os elementos estruturais (re)trabalhados em zonas de cisalhamento se comportam como indicadores cinemáticos e registram informações valiosas sobre a sua deformação. Segue uma breve descrição sobre tais feições deformacionais:

Foliação: São estruturas planares contínuas que se iniciam a 45° do plano de cisalhamento e se desenvolvem paralelamente ao plano, sob tensão crescente (McClay 1987).

Lineação: São estruturas lineares penetrativas que se desenvolvem sobre o plano de cisalhamento. Nos domínios dúcteis as estruturas mais comuns são as de estiramento mineral, em que o eixo alongado do grão denota seu estiramento durante a deformação. Enquanto nos domínios rúpteis prevalecem as estrias de falhas. De acordo com McClay (1987) lineações preexistentes são giradas em direção ao paralelismo com a direção de cisalhamento (por exemplo, eixos de dobra gerando dobras em bainha).

Dobras de arrasto: Ocorrem associadas a falhas, por isso sempre em regiões de domínio transicional. Fossen & Cavalcante (2017) classificam que o arrasto associado com falha cria uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil, mesmo se os mecanismos de deformação envolvidos são puramente friccionais.

Fraturas de tração en-echelon: Estruturas de domínio dúctil-rúptil. Se iniciam a 45° do plano de cisalhamento e se desenvolvem na direção do eixo de tensão σ_1 , sob tensão crescente (McClay 1987) (Fig. 3.1).

Juntas de cisalhamento: São as estruturas mais comuns. Ocorrem em sistemas compressivos de cisalhamento puro e em regimes de cisalhamento simples, gerando conjugado de falhas em domínios coaxiais e estruturas Riedel (R_1) e anti-Riedel (R_2) (Fig. 3.2) em domínios não-coaxiais.

Foliação S-C: É formada pela interação entre a superfície de cisalhamento e a foliação preexistente na rocha. De acordo com McClay (1987) a orientação das superfícies S que ocorrem entre as superfícies de cisalhamento é antitético ao sentido de cisalhamento, ou seja, contra ele (Fig. 3.3-a).

Grãos com recristalização de porfiroclastos: São formados pela recristalização marginal a porfiroclastos, resultando em caudas de recristalização dinâmica paralelas ao plano de cisalhamento. Estas caudas são muitas vezes assimétricas e atuam como indicador cinemático assumindo formato sigmoidal (White *et. al.* 1980) (Fig. 3.3-b).

Grãos rotacionados: Porfiroblastos formados durante o metamorfismo podem ser rotacionados devido à tensão cisalhante atuante na rocha (White *et. al.* 1980). O sentido do movimento pode ser determinado observando o formato sigmoide das inclusões no porfiroblasto em relação à foliação externa (Fig. 3.3-c).

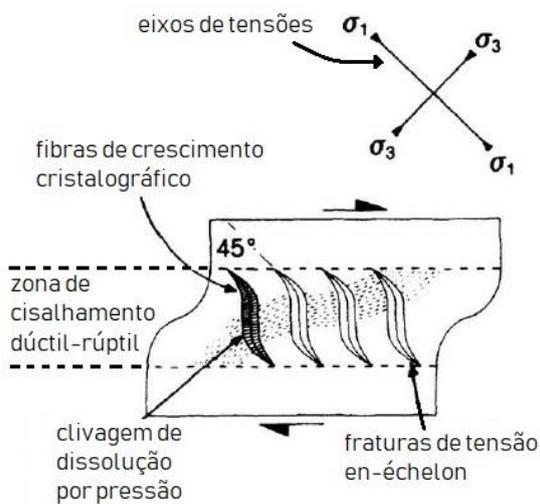


Figura 3.1 - Zona de cisalhamento dúctil-rúptil mostrando desenvolvimento de fraturas de tração *en-échelon*. As orientações das fraturas refletem à orientação do eixo de tensão σ_3 de acordo com o crescimento da tensão. Dentro da zona de cisalhamento, uma clivagem de dissolução por pressão pode ser localmente desenvolvida. As orientações dos eixos de tensões também são mostradas (modificado de White *et. al.* 1980).

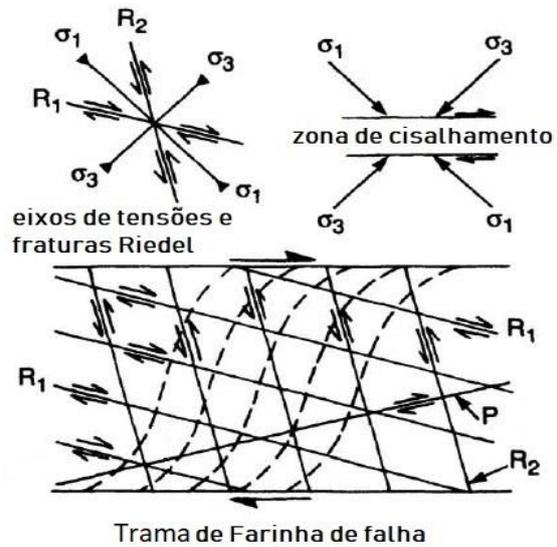


Figura 3.2 - Zona de cisalhamento rúptil mostrando o desenvolvimento de um tecido de Farinha de falha, fraturas Riedel (R_1) e anti-Riedel (R_2), e um cisalhamento (P) de baixo ângulo. As tensões para o sistema de cisalhamento Riedel também são mostradas, de acordo com a zona de cisalhamento (modificado de White *et. al.* 1980).

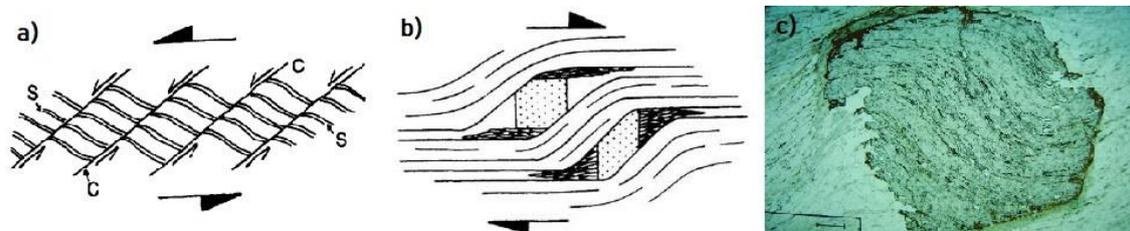


Figura 3.3 - Estruturas de zonas de cisalhamento com indicadores cinemáticos: a) Foliação S-C. b) Grãos com recristalização de porfiroclastos. c) Grão rotacionado sintectônico (modificado de White *et. al.* 1980).

3.2 MILONITOS: ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL

Dado o contexto geológico do estudo proposto, faz-se nesta seção uma descrição de milonitos e elementos a eles associados. Zonas de cisalhamento dúcteis são aquelas que possuem domínio plástico. Nestas regiões as estruturas mais observáveis na trama da rocha são as foliações miloníticas. O termo milonito foi usado pela primeira vez por Lapworth (1885) para descrever a rocha de grão fino, cuja redução do tamanho de grão tenha sido gerada por processos frágeis. No caso dos milonitos, o refinamento do grão ocorre por recristalização ou neomineralização sintectônica com posterior deformação em processos dúcteis, como reportado por White *et al.* 1980.

A microestrutura milonítica se desenvolve tanto em rochas monominerálicas quanto nas poliminerálicas. Para as poliminerálicas, o importante é quantificar os grãos recristalizados da matriz e os mecanismos de recristalização vigentes, pois através disso é possível classificar a rocha e inferir seu grau de deformação e metamorfismo, uma vez que a abundância de grãos recristalizados aumenta de acordo com a taxa de deformação imposta. À medida que a porcentagem de recristalização aumenta, o grão grosso do mineral é convertido em grãos menores, aumentando a quantidade de matriz e dando origem a um protomilonito (10-50% de matriz), posteriormente forma-se um milonito (50-90% de matriz) e finalmente um ultramilonito (> 90% de matriz) (White *et al.* 1980). Segundo os autores, o volume de milonitos gerado em uma zona de cisalhamento é governado por sua resistência em relação à rocha encaixante e pela taxa de deformação imposta a ser acomodada. A geração de milonito continuará até que a acomodação possa ser alcançada. Fossen & Cavalcante (2017) chamam atenção para a interferência de fluidos hidrotermais na geração de ultramilonitos por meio do enriquecimento do sistema em si, fomentando a recristalização de quartzo e feldspatos na matriz, no caso de milonitos quartzo-feldspáticos que são os mais abundantes e amplamente estudados em rochas crustais.

A temperatura é um fator essencial na geração de milonitos, uma vez que aqueles formados em temperaturas mais baixas tendem a ser mais finos do que os de ambientes mais quentes. White *et al.* (1980) salientam que, para milonitos instalados em rochas quartzo-feldspáticas, os grãos de feldspato normalmente exibem ductilidade limitada em rochas de baixa temperatura (fácies xisto-verde), que refletem alta resistência ao deslizamento, como resultado disso densidades de deslocamento se acumulam rapidamente e os grãos recristalizam ou fraturam antes de exibirem qualquer alongamento acentuado. Plasticidade intracristalina marcada de plagioclásios e especialmente de feldspato alcalino em milonitos graníticos é vista apenas em rochas de alto grau (fácies anfíbolito - granulito).

Se apenas uma foliação é formada, esta pode ser usada como indicador cinemático da ZC. Entretanto, White *et al.* (1980) explanam que uma vez formados os milonitos e com deformação contínua na rocha, é gerada uma foliação penetrativa tardia em um ângulo baixo (cerca de 35°) para a foliação milonítica. Isso é comum ocorrer nos milonitos pelíticos (filonitos) e em quartzo de milonitos

quartzo-feldspáticos. Morfologicamente, a foliação se assemelha a bandas de cisalhamento que se formam na fase final de deformação dúctil, à medida que a temperatura diminui e entra para um domínio mais rúptil.

É importante ressaltar que uma mesma ZC pode apresentar domínios dúctil e rúptil. De acordo com Fossen & Cavalcante (2017) muitas zonas de cisalhamento de alto grau mostram evidência de reativação por milonitização de baixo grau e, eventualmente, falha enquanto durante sua exumação. Isso se dá, pois grandes zonas de cisalhamento ou zona de sistemas de cisalhamento podem penetrar toda a crosta e, em alguns casos, até a totalidade da litosfera. Elas podem, em profundidades diferentes, mostrar toda a gama de dados microestruturais ou regimes reológicos ou “fácies”. Segundo White *et al.* (1980), essas zonas descontínuas são susceptíveis a formar um volume muito mais elevado de milonito.

Gonçalves, W. F. 2019, A natureza do contato entre o Complexo do Bação e as sequências supracrustais adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA LOCAL

4.1 TRABALHOS ANTERIORES

Nesta seção apresentam-se os principais elementos estruturais observados no CMB, bem como nas rochas supracrustais a ele adjacentes. Tem-se assim um reprocessamento dos dados pré-existent, principalmente daqueles adquiridos por Gomes (1985) e Hippertt (1994), combinados com dados adquiridos no presente trabalho.

O CMB é permeado por estruturas em diversas escalas, sendo as mais penetrativas: foliação, lineação de estiramento mineral, dobras, falhas e foliação milonítica. A autora supracitada apresentou, neste sentido, a primeira cartografia regional, com a representação destes principais elementos estruturais (Fig. 4.1)

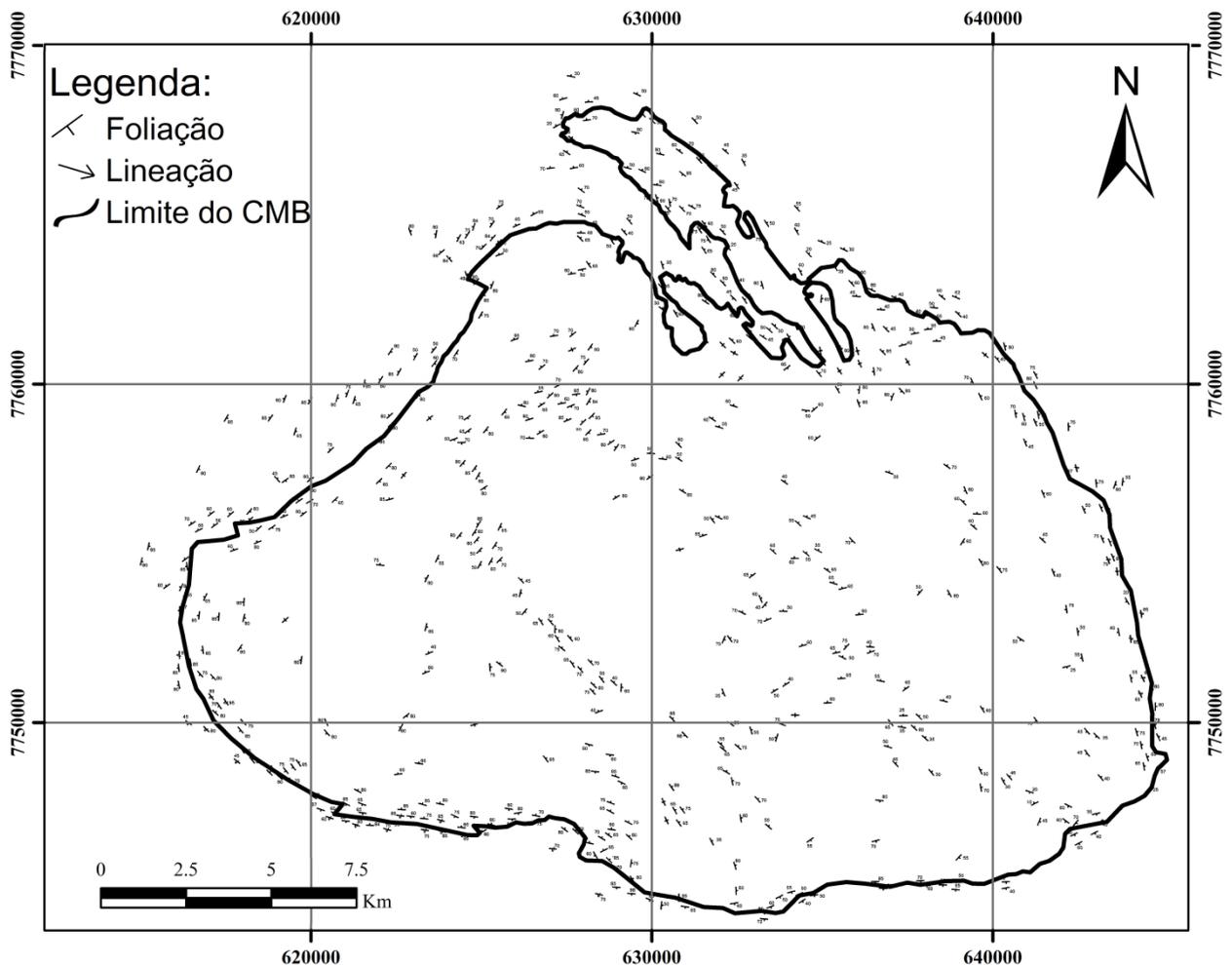


Figura 4.1 - Mapa estrutural do CMB e de suas imediações (modificado de Gomes 1985).

4.1.1 Foliação: bandamento gnáissico

De acordo com Hippertt (1994), o bandamento gnáissico é a estrutura mais penetrativa nas rochas do CMB. Suas faixas possuem em média 1 cm de espessura, variando localmente de 1mm a 15cm. As bandas são mais bem definidas nas margens do domo, enquanto no núcleo predominam os nebulitos. Gomes & Eisele (1993) ressaltam que em toda extensão da borda do CMB ocorre uma foliação proto a blastomilonítica paralela ao contato entre os gnaisses e as supracrustais. Em geral, o mergulho das foliações é bem variado, mas possui ângulo mais elevado nas regiões periféricas, o que define uma geometria dômica para o corpo. Os diagramas de contorno a seguir mostram atitudes das foliações nos diferentes sítios posteriormente detalhados neste estudo. Utilizando-se como base os dados obtidos pelo mapa estrutural (Fig. 4.1) elaborado por Gomes (1985), tem-se as atitudes da borda (Fig. 4.2) e do núcleo (Fig. 4.3) do CMB.

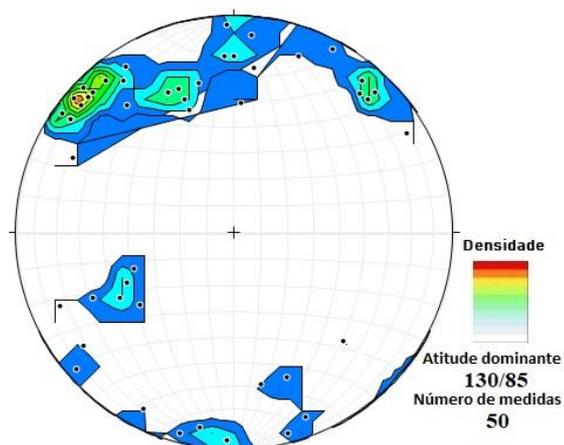


Figura 4.2 - Diagrama polar de igual área, hemisfério inferior, exibindo o contorno das foliações nos domínios da borda do CMB, apresentando direções diversas e concentração de elevados ângulos de mergulhos.

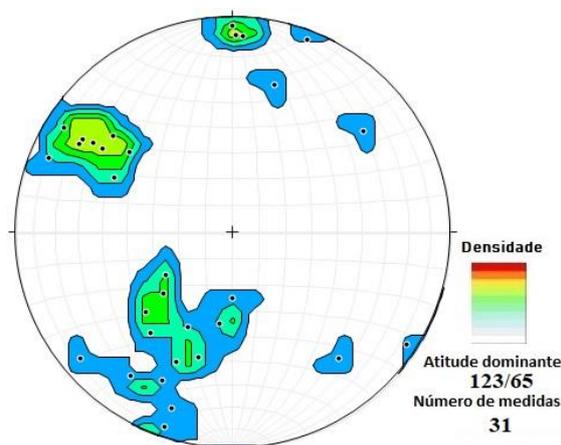


Figura 4.3 - Diagrama polar de igual área, hemisfério inferior, exibindo o contorno das foliações nos domínios internos do CMB, apresentando direções diversas e ângulos de mergulhos mais suaves do que na borda.

Por meio da orientação dominante das foliações, Hippertt (1994) dividiu a megaestrutura do Bação em dois grandes domínios (central e periférico) e os subdividiu em cinco compartimentos menores (subcélulas A, B, C, D e E) que fecham contornos circulares ou elípticos independentes na parte interna do domo, como mostrado na figura 4.4. O autor salienta que existe alguma correspondência entre os limites de células e das unidades litodêmicas descritas.

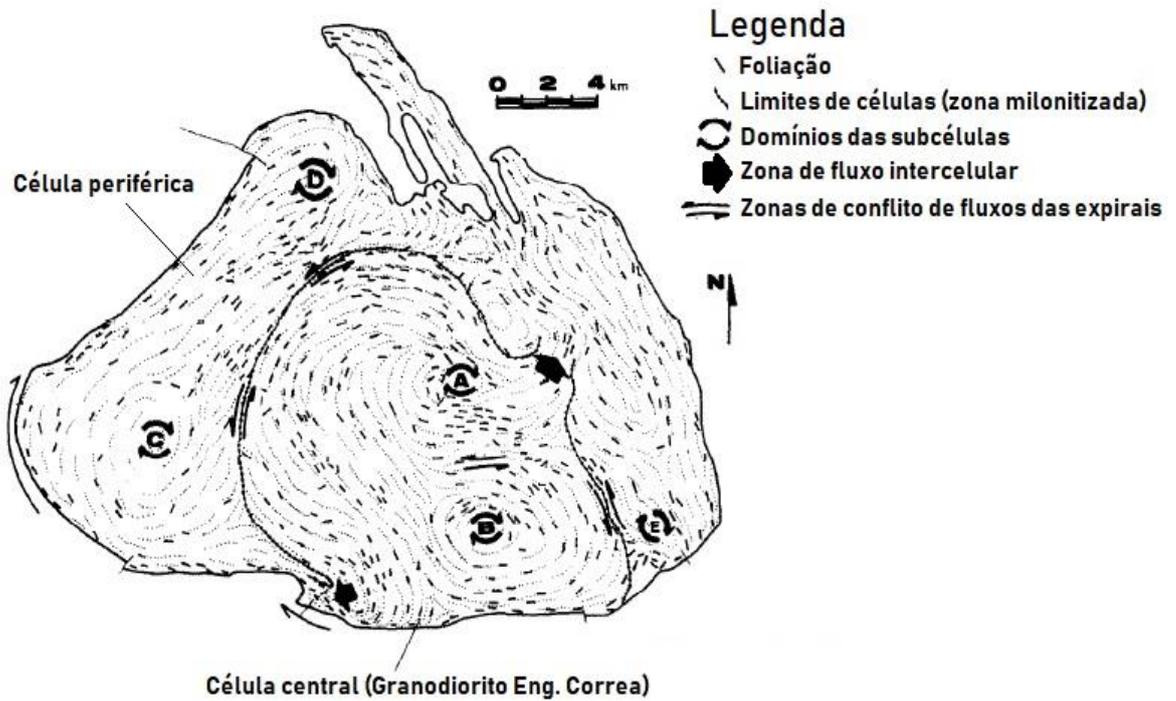
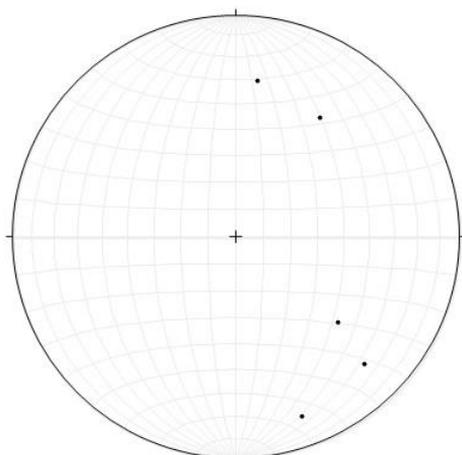


Figura 4.4 - Estrutura de fluxo interno sugerida para o CMB através da orientação dominante de suas foliações (modificado de Hippertt 1994).

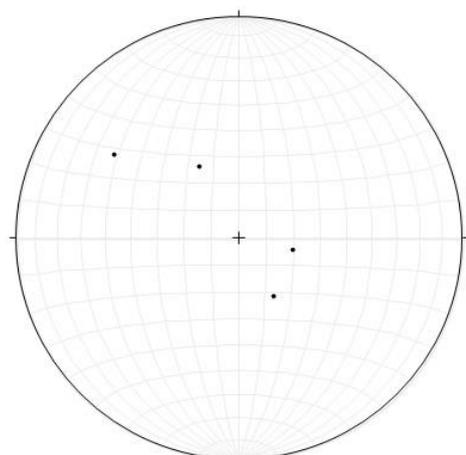
4.1.2 Lineação

A lineação mineral é bem observada e dada pela orientação preferencial de biotitas nos planos de foliação e, geralmente, aumenta o ângulo de caimento em sentido ao domínio interno (ao contrário da foliação). De acordo com o mapa litoestrutural (Fig. 4.1) de Gomes (1985), são poucas as lineações encontradas, como podemos observar nos estereogramas a seguir, sendo eles da borda (Fig. 4.5) e do interior (Fig. 4.6) do CMB.



Número de medidas: 5

Figura 4.5 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as lineações observadas nos domínios da borda do CMB, apresentando baixos ângulos de caimento.



Número de medidas: 4

Figura 4.6 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as lineações observadas nos domínios internos do CMB, apresentando ângulos de caimento mais altos do que na borda.

Hippertt (1994, p. 177) utiliza das atitudes dominantes da lineação mineral para apoiar sua divisão em subcélulas com propriedades espirais individuais (Fig. 4.7). Gomes & Eisele (1993, 127-128) descrevem que “as lineações de estiramento de quartzo e feldspato sobre a foliação milonítica dos augen-gnaisses, sub-horizontais, demonstram que a borda oeste e noroeste do CMB constituem uma zona de cisalhamento transcorrente com movimento sinistral levemente oblíquo”.

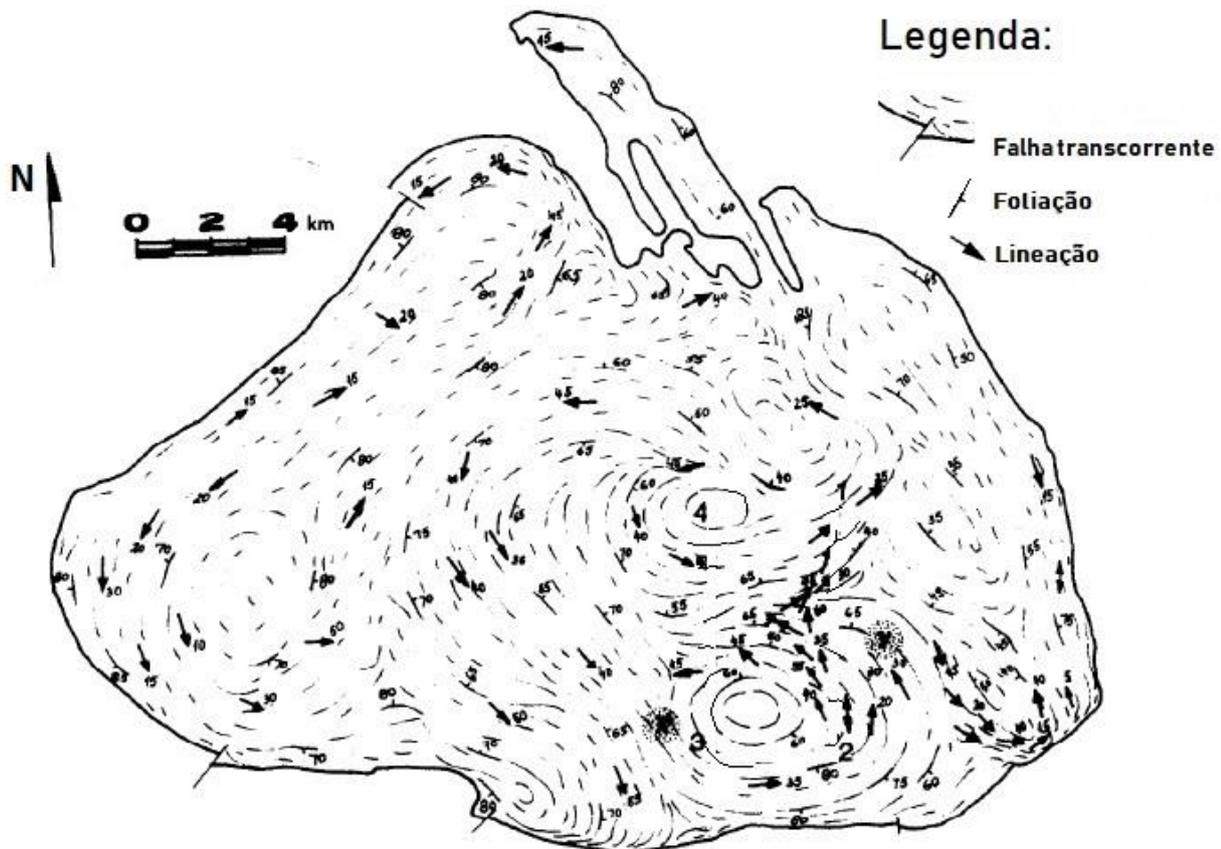


Figura 4.7 - Lineações e foliações principais, enfatizando as subcélulas sugeridas para o Complexo do Bação (modificado de Hippertt 1994).

4.1.3 Dobras

Dobras de pequeno porte (5mm a 20cm de comprimento) são visíveis ao longo de todo o CMB. Hippert (1994) descreve que essas estruturas estão mais presentes nas bandas leucocráticas dos gnaisses e seus eixos geralmente são perpendiculares ou em ângulos altos ($>60^\circ$) em relação à lineação de estiramento mineral. Gomes & Eisele (1993) apontam que as dobras de arrasto da foliação milonítica na borda W-SW do complexo refletem essencialmente movimento sinistral.

4.1.4 Milonitos e zonas de cisalhamento dúcteis

A presença destas rochas é citada por Hippertt (1994, p. 177), que descreve: “Milonitos com estruturas S-C bem desenvolvidas são muito comuns nos domínios periféricos. No entanto, ocorrem apenas localmente no núcleo do diápiro, visivelmente ao longo das zonas de contato entre as células principais e as subcélulas. Esses milonitos são essencialmente quartzo-feldspáticos, exceto ao longo do contato com as rochas encaixantes, onde predominam as variedades ricas em mica. Os planos C são sempre paralelos ao bandamento composicional, enquanto os planos S estão normalmente a 45° deste”.

O autor ressalta ainda, que existe uma superposição de deformação em estado sólido em microestruturas magmáticas previamente formadas. A recristalização é comum nos milonitos quartzo-feldspáticos, enquanto microfraturas ocorrem exclusivamente nos milonitos micáceos da auréola de contato. Tal arranjo sugere uma transição reológica na deformação do domo, gradando de regime dúctil para rúptil em direção às margens.

Gomes & Eisele (1993), analisando a borda W-SW do CMB, classificaram outras estruturas originadas em regimes dúcteis e rúpteis, dentre elas fraturas hidráulicas, fraturas do tipo Y e P, fraturas do tipo *en-échelon* e deslocamento dos veios de quartzo. Através da análise cinemática destas, concluíram que a zona de cisalhamento do contato é transcorrente com movimento levemente oblíquo e que movimentos conflitantes ocorrem durante todas as etapas de deformação, sendo o sentido de movimento predominantemente sinistral, acompanhado por um movimento dextral secundário.

Endo *et al.* (1996) também salientam a superposição cinemática observada nas faixas próximas ao CMB por meio do dobramento das estruturas dextrais, com a rotação da foliação milonítica em padrão “S”. Nesse sentido, descrevem que a história evolutiva desta deformação polifásica pode ser entendida segundo um modelo de cisalhamento não-coaxial com sucessivas reativações plano-paralelas.

4.2. TRABALHO DE CAMPO: ANÁLISE LITOSTRUTURAL AO LONGO DO CONTATO CMB /SUPRACRUSTAIS

Os trabalhos de campo foram realizados em nove domínios do CMB, sendo seis deles ao redor da borda da megaestrutura dômica e os três restantes em porções internas do corpo (Fig. 4.8). O estudo nas seis áreas da borda teve como objetivo o mapeamento litoestrutural de detalhe da região de contato entre o embasamento e as rochas supracrustais, com foco em indicadores cinemáticos que pudessem acenar o sentido tectônico da deformação imposta à região. Por meio disso, cada domínio deu origem a um perfil geológico de detalhe representativo da região, sendo eles:

1- Perfil Borda NW (Domínio 1); 2- Perfil Borda WSW (Domínio 2); 3- Perfil Borda SSW (Domínio 3); 4- Perfil Borda S (Domínio 4); 5- Perfil Borda SSE (Domínio 5); 6- Perfil Borda NE (Domínio 6).

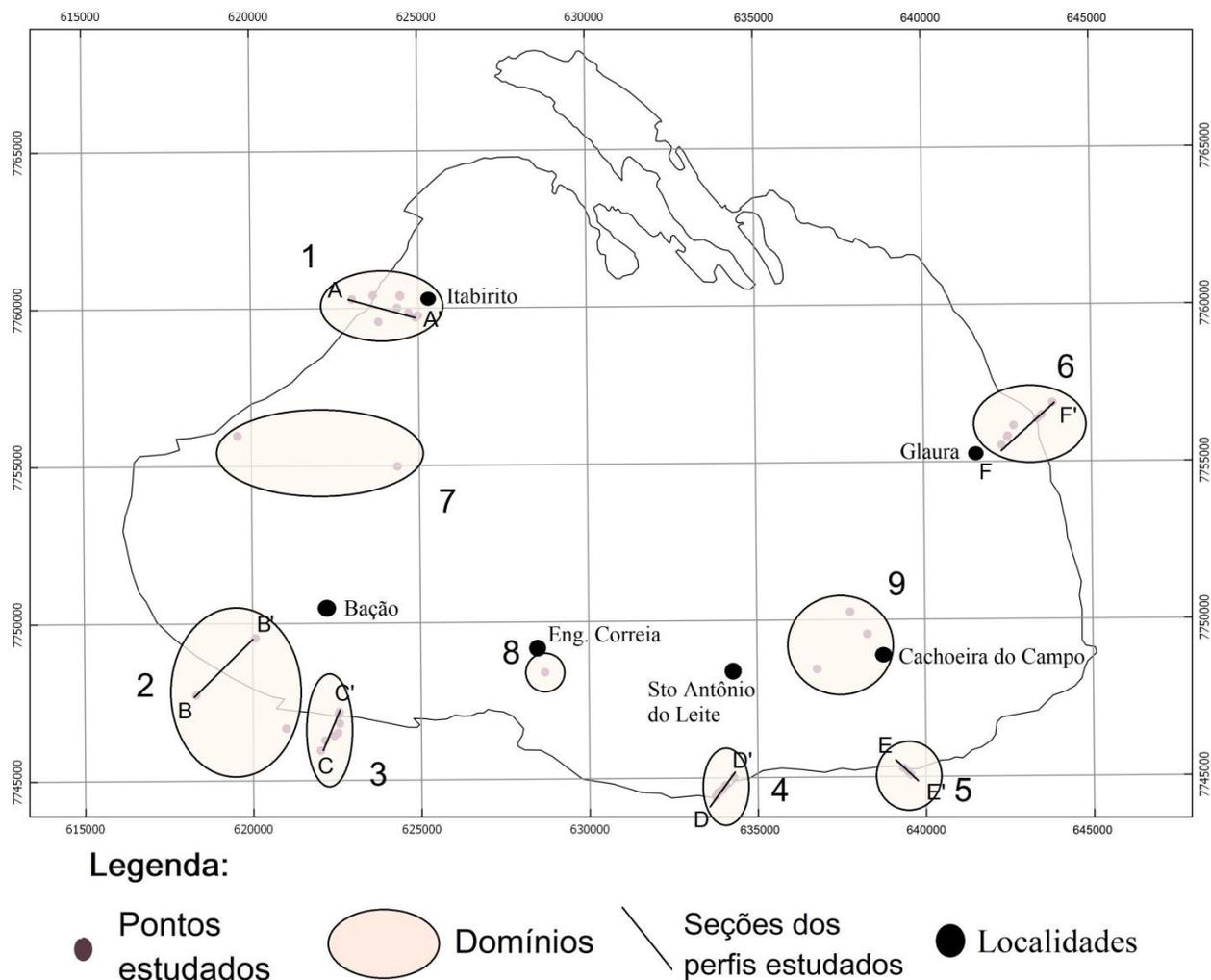


Figura 4.8 - Contorno do CMB, contendo as localidades, os pontos, os domínios e as seções estudadas.

As porções centrais tiveram como foco de análise a caracterização de suítes meta-ígneas presentes no CMB, assim como estruturas penetrativas que possibilitassem indicar domínios morfoestruturais internos, como os citados no capítulo anterior. Mesmo este não sendo o objetivo principal do trabalho, fez-se relevante para a compreensão das fácies e dos processos petrogenéticos e tectônicos que delinearão a colocação do domo.

Ao todo foram visitadas 41 estações de trabalho, como é possível observar no mapa de localização de pontos a seguir:

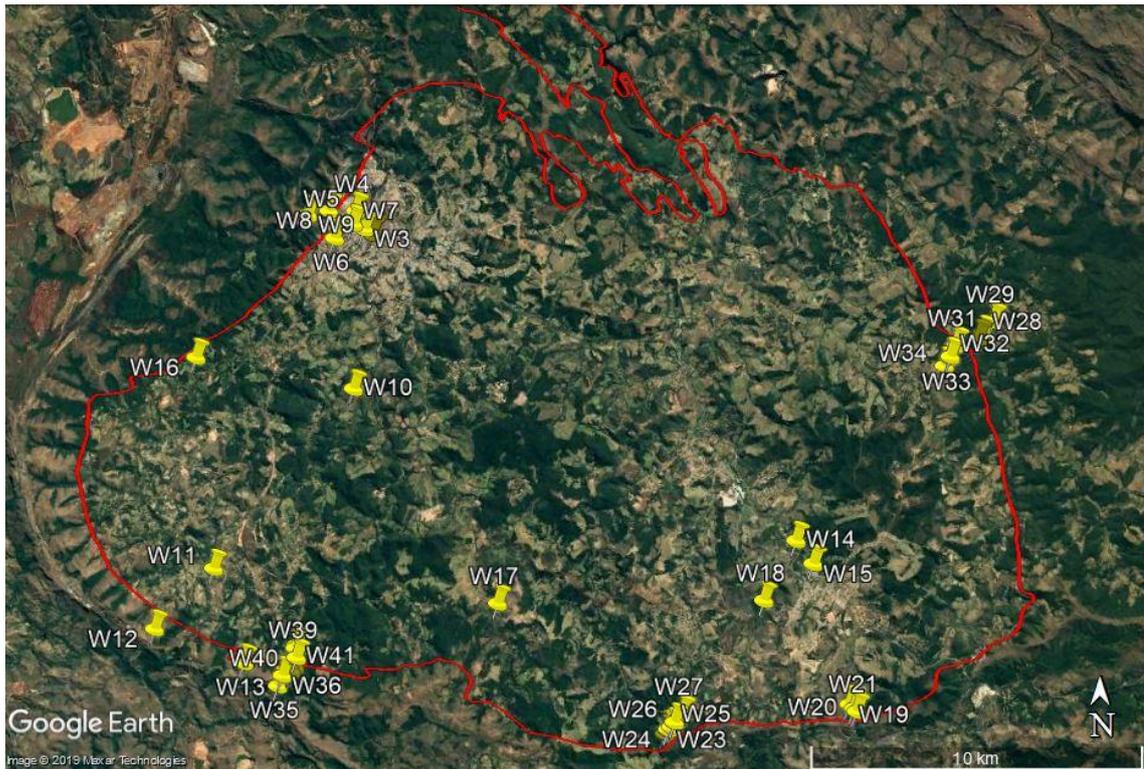


Figura 4.9 – Imagem de satélite contendo o contorno do CMB e as estações de trabalho visitadas em trabalho de campo. **Fonte:** Google Earth Pro 2019.

4.2.1 Descrição petrográfica dos principais litotipos estudados

Foram selecionados para análise petrográfica microscópica cinco litotipos representativos da região estudada, sendo quatro deles pertencentes às suítes do CMB e um proveniente da porção grauvaquiana do Grupo Nova Lima (SGRV), este com foco investigativo. Os exemplares do complexo atendem aos litodemas mais encontrados durante os trabalhos de campo nesta unidade, em ordem: gnaiss bandado, gnaiss foliado, granitoide e gnaiss milonitizado. Todavia, foi observado em lâmina que o granitoide apresentava estrutura metamórfica de foliação, ainda que fraca, sendo então classificado como um ortognaiss com foliação incipiente.

4.2.1.1 Gnaiss bandado

A amostra foi coletada na estação de trabalho W40 (Fig. 4.9) e classificada como uma rocha metamórfica bandada, inequigranular seriada e com textura lepidogranoblástica bem marcada pela orientação das biotitas. Observou-se que a presença de microclina ocorre apenas na porção félsica da rocha, que apresenta composição modal de quartzo (50%), plagioclásio (20%), biotita (15%), microclina (10%), muscovita/sericita (3%), zircão (~1%), opacos (~1%) e titanita (~0,5%), sendo os três últimos, minerais acessórios (Fig. 4.10) (ver Apêndice 1).

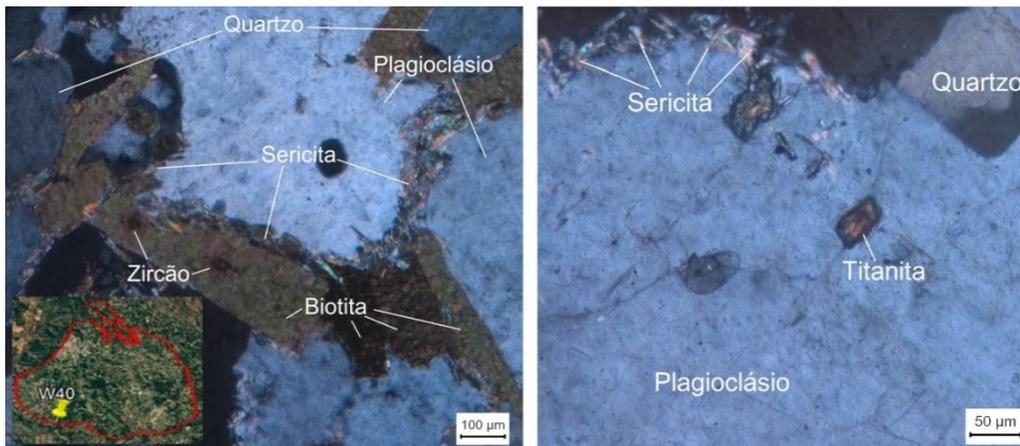


Figura 4.10 – Minerais essenciais e acessórios da rocha, em imagem com polarizador. No detalhe, a localização de coleta da amostra.

4.2.1.2 Gnaiss foliado

A amostra foi coletada na estação de trabalho W11 (Fig. 4.9) e classificada como uma rocha metamórfica foliada, de textura lepidogranoblástica marcada pela orientação das biotitas e granulação inequigranular seriada com grãos finos de minerais acessórios. Tem como minerais essenciais: quartzo (40%), biotita (23%), plagioclásio (22%) e muscovita/Sericita (12%). Já como minerais acessórios, possui apatita (~1%), titanita (~1%), zircão (~1%) e opacos (~0,5%) (Fig. 4.11) (ver Apêndice 2).

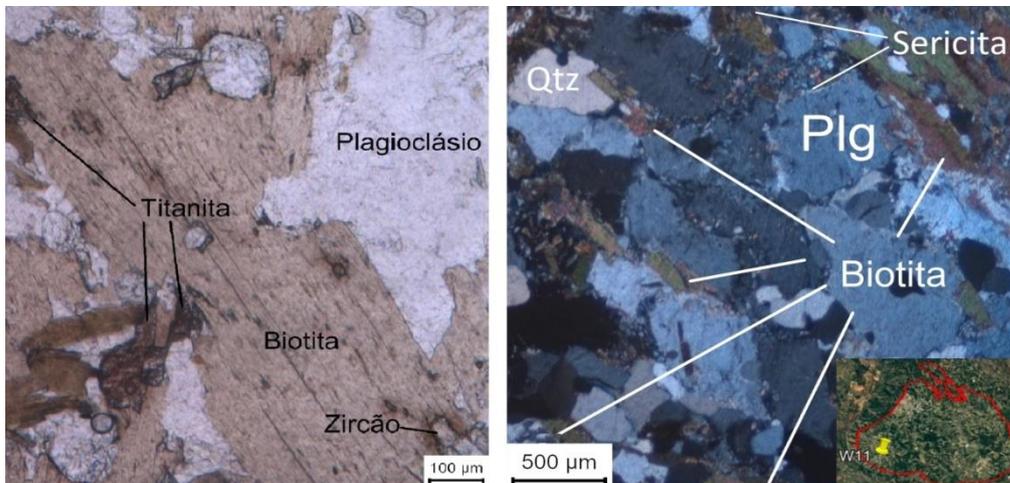


Figura 4.11 – Minerais essenciais e acessórios da rocha, em imagem sem e com polarizador. A biotita orientada marca a direção da foliação. No detalhe, a localização de coleta da amostra.

4.2.1.3 Ortognaiss com foliação incipiente

A amostra foi coletada na estação de trabalho W1 (Fig. 4.9) e classificada como uma rocha metamórfica com foliação incipiente, inequigranular seriada e de textura granolepidoblástica. Apresenta grãos finos de opacos como minerais acessórios. Sua moda é composta por plagioclásio (35%), quartzo (30%), biotita (15%), muscovita/sericita (14%), microclina (5%) e opacos (~1%) (Fig. 4.12) (ver Apêndice 3).

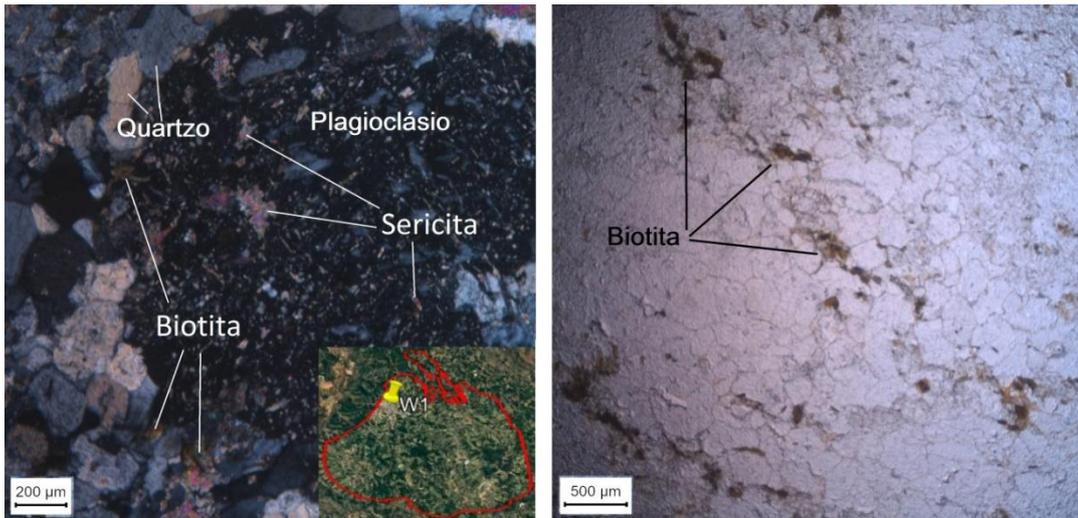


Figura 4.12 – Minerais essenciais da rocha com exceção da microclina, em imagem com polarizador. A biotita orientada marca uma foliação incipiente, em imagem sem polarizador. No detalhe, a localização de coleta da amostra.

4.2.1.4 Gnaisse milonitizado

A amostra foi coletada na estação de trabalho W5 (Fig. 4.9) e classificada como uma rocha metamórfica bandada, inequigranular seriada e com textura lepidogranoblástica. Possui grãos finos de minerais acessórios (apatita, zircão e opacos) e porfiroclastos de quartzo e plagioclásio. Apresenta foliação milonítica, cuja trama S-C denota cinemática predominantemente sinistral bem marcada por grãos de muscovita e de quartzo, e em menor quantidade pelas biotitas e feldspatos. Os pórfiros de quartzo e de plagioclásio deformados em sigmoides acompanham a foliação milonítica. Sua composição modal é formada por quartzo (33%), plagioclásio (30%), biotita (15%), muscovita/sericita (15%), microclina (5%), zircão (~1%), apatita (~1%) e opacos (~1%) (Fig. 4.13) (ver Apêndice 4).

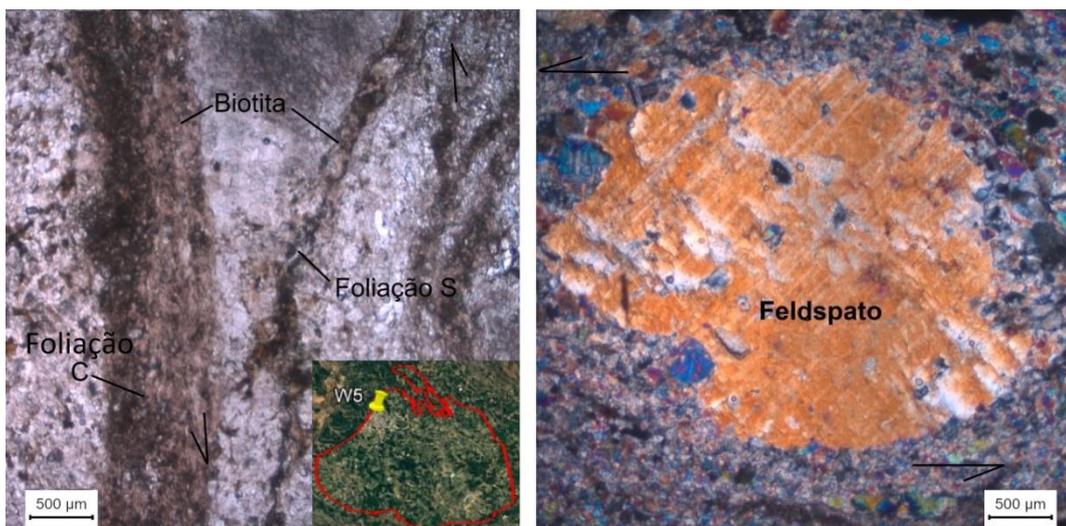


Figura 4.13 – Foliação S-C marcada pela orientação da biotita, em imagem sem polarizador. Grão de feldspato sigmoidal em processo de seritização, em imagem com polarizador. No detalhe, a localização de coleta da amostra.

4.2.1.5 Xisto grauvaquiano

A amostra foi coletada na estação de trabalho W24 (Fig. 4.9) e classificada como uma rocha metamórfica foliada, de matriz fina a média com pórfiros de granada, plagioclásio, clorita e fragmentos de rocha. Possui textura nemato-lepidoblástica marcada pela orientação dos ortoanfibólios e das cloritas. A presença de granadas potencialmente sinaliza a ocorrência de ortoanfibólio do tipo gedrita, conferindo à rocha um grau médio de deformação. Já a cloritização da gedrita para Mg-Fe²⁺ indica um retrometamorfismo de fácies xisto-verde. A ocorrência de fragmentos líticos característicos de ambiente continental e a matriz máfica rica em clorita dão fundamentos de que o protólito é provavelmente uma Grauvaca. Sua moda é composta por ortoanfibólio (38%), plagioclásio (18%), quartzo (15%), clorita (10%), granada (5%), opacos (5%), muscovita/sericita (4%), fragmento lítico (3%) e apatita (1%) (Fig. 4.14) (ver Apêndice 5).

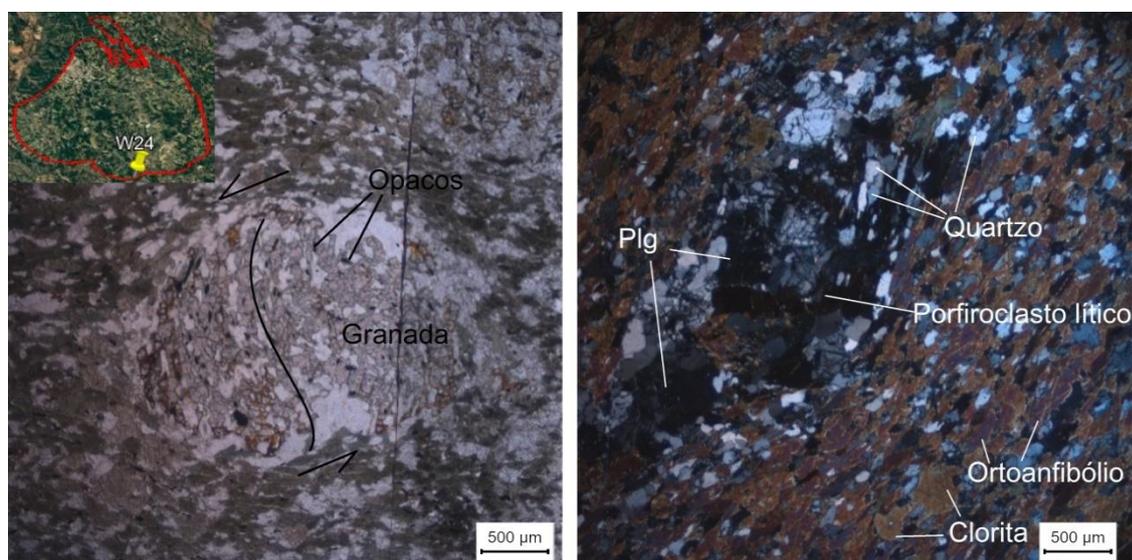


Figura 4.14 – Porfiroclasto de granada rotacionada com inclusão de opacos, em imagem sem polarizador. Fragmento lítico deformado e minerais essenciais da rocha, em imagem com polarizador. No detalhe, a localização de coleta da amostra.

4.2.2 Descrição das seções geológicas estudadas

Utilizando-se como base o mapa confeccionado por Dorr (1969), e valendo-se do mapeamento litoestrutural realizado no presente trabalho gerou-se para a região a carta geológica mostrada na figura 4.15 e respectivos perfis geológicos.

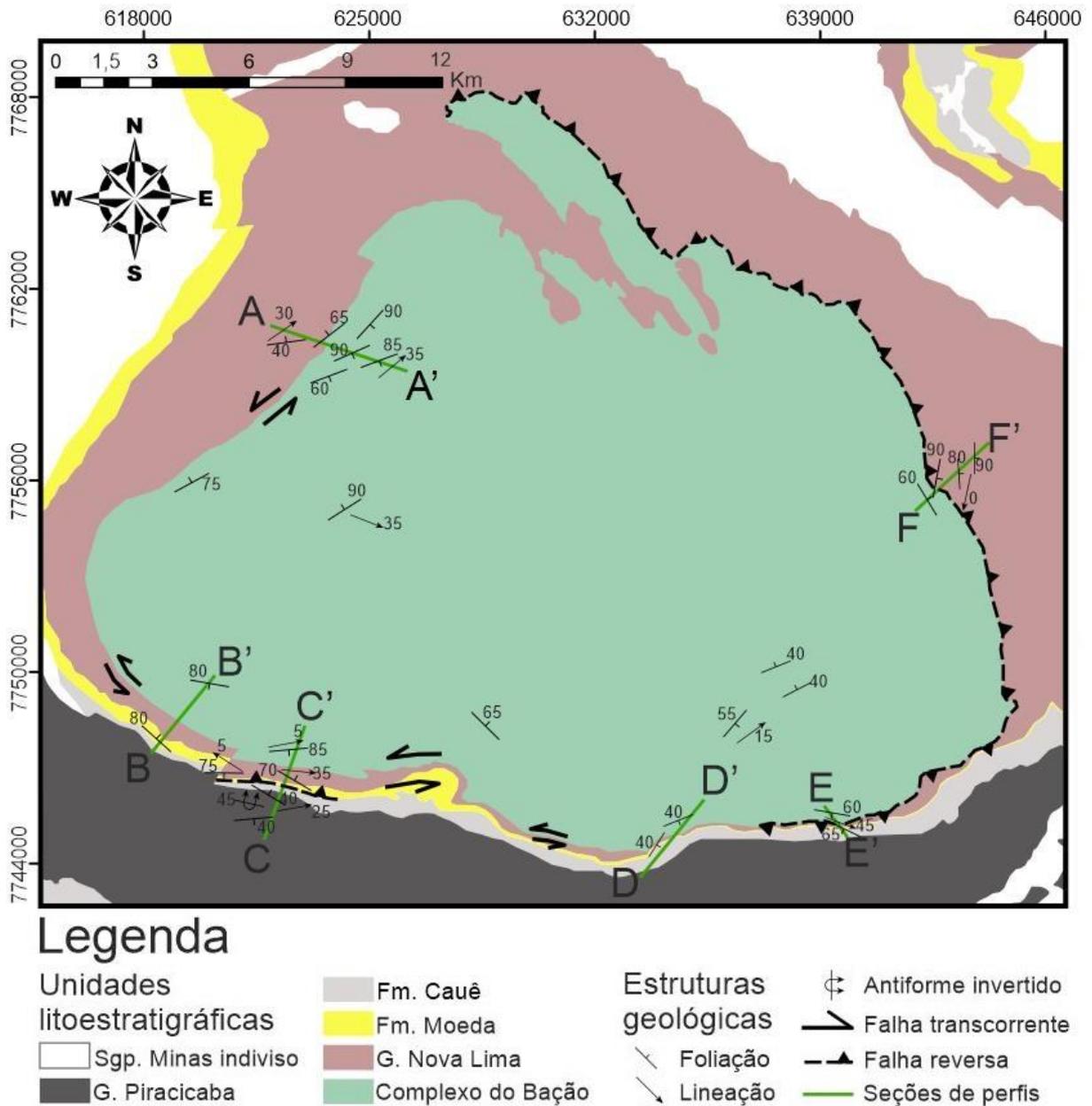


Figura 4.15 – Mapa geológico da região do CMB, contendo as seções estudadas em detalhe.

4.2.2.1 Perfil borda NW

A análise da borda NW do CMB foi realizada na cidade de Itabirito/MG, região do domínio 1 (Fig. 4.8), onde se observaram algumas fácies do embasamento e também o contato entre este e as rochas do Grupo Nova Lima (GNL) - Supergrupo Rio das Velhas (SGRV). A estratigrafia da região exibe sequencia normal e o mergulho da unidade supracrustal é gradativamente mais suave do que as rochas do embasamento, à medida que se afastam do mesmo.

Essa região é dominada por granitoide foliado e gnaisses bandados, além da comum ocorrência de intrusões leucograníticas e pegmatitos félsicos, por vezes turmaliníticos. É possível

inferir a relação cronológica dos diversos litotipos, em função de suas relações de corte, como mostra a figura 4.16. O granitoide foliado é a unidade mais antiga, com posterior colocação das intrusões leucograníticas, que preservam um metamorfismo difuso em condições de fusão parcial, e por último as intrusões pegmatíticas, sendo as turmaliníticas as mais jovens. Regiões de maior grau deformacional evidenciam o desenvolvimento de bandamento gnáissico, tendo provavelmente o granitoide como protólito. Em porções isoladas ocorrem estruturas contorcidas e grãos maiores de feldspato, indicando maior remobilização de sílica em ambiente de alta temperatura.

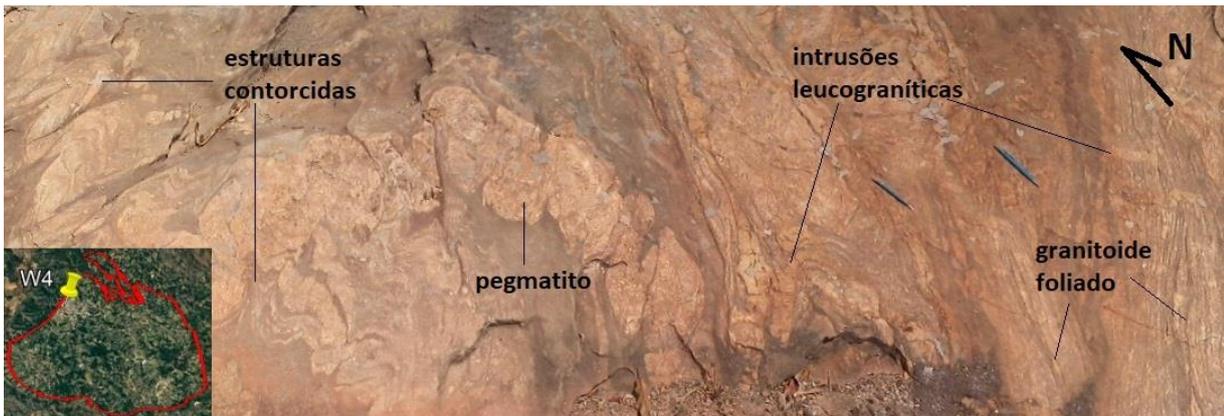


Figura 4.16 – Estação W4: Afloramento contendo três fácies do CMB, indicando sua relação temporal. O granitoide é cortado pelas intrusões leucograníticas, que por sua vez são deformadas pela intrusão pegmatítica. Regiões de maior deformação com estruturas contorcidas (dobras ptigmáticas) também são visíveis.

Na porção mais próxima ao contato com o SGRV, tem-se a ocorrência de protomilonitos quartzo-feldspáticos (Fig. 4.17), de foliação milonítica concordante à foliação dos granitoides centrais. A foliação milonítica é cortada por intrusões leucograníticas mais novas. O contato com o SGRV se dá com os xistos ferrosos do GNL (Fig. 4.18). De cor avermelhada e bastante intemperizado, portanto tratando-se de um saprolito, ainda é possível visualizar algumas estruturas, tais como foliação e lineação mineral.

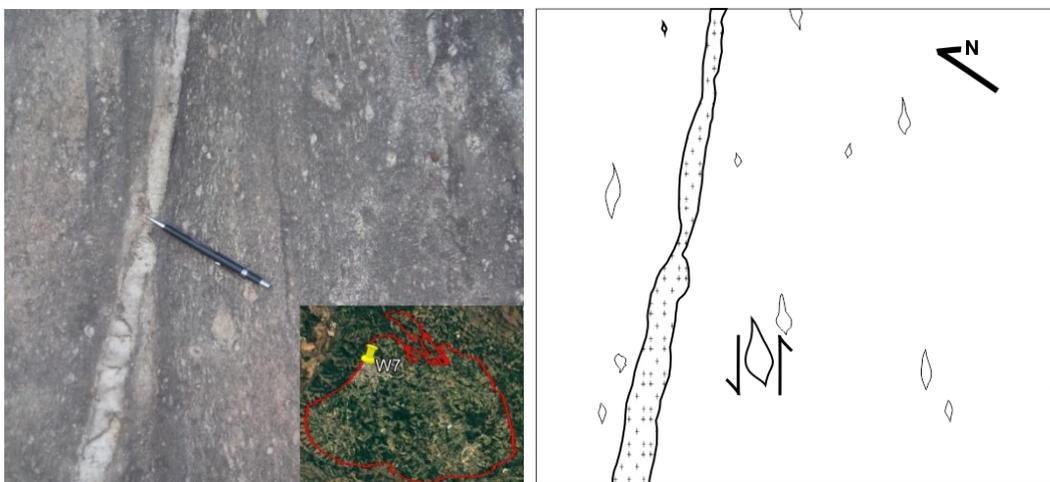
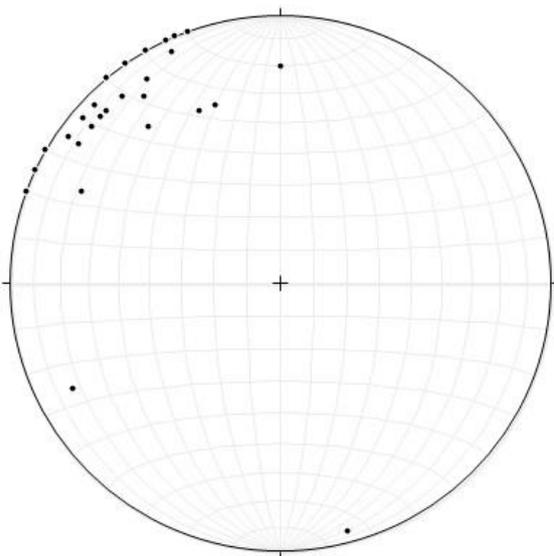


Figura 4.17 – Estação W7: Protomilonito com pórfiros quartzo-feldspáticos indicando movimento sinistral e intrusão de veio leucogranítico.



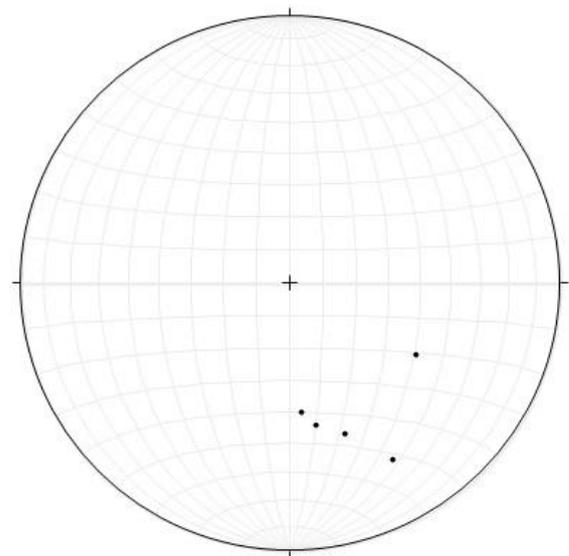
Figura 4.18 – Estação W8: Contato entre o CMB (à direita) e o xisto avermelhado do Grupo Nova Lima (à esquerda), em seção de corte W-E.

As foliações, bandamento gnáissico e foliações miloníticas, assim como as intrusões leucocráticas e planos de cisalhamento das fácies cartografadas do CMB apresentam um padrão de mergulho verticalizado com sentido para SE, como mostra o estereograma da figura 4.19. Já as rochas do SGRV possuem um mergulho mais suave, porém com sentido para NW (Fig. 4.20), e diminui gradativamente seu ângulo ao passo que se afasta do embasamento.



Número de medidas: 34

Figura 4.19 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do embasamento na borda NW do CMB, com atitude preferencial dos planos para SE.



Número de medidas: 5

Figura 4.20 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do SGRV na borda NW do CMB, com atitude preferencial dos planos para NW.

Tanto as rochas do CMB quanto as do GNL apresentam lineações minerais de baixo ângulo com direção NE-SW (Fig. 4.21), ou seja, paralelas à direção das foliações, o que indica um movimento transcorrente levemente oblíquo.

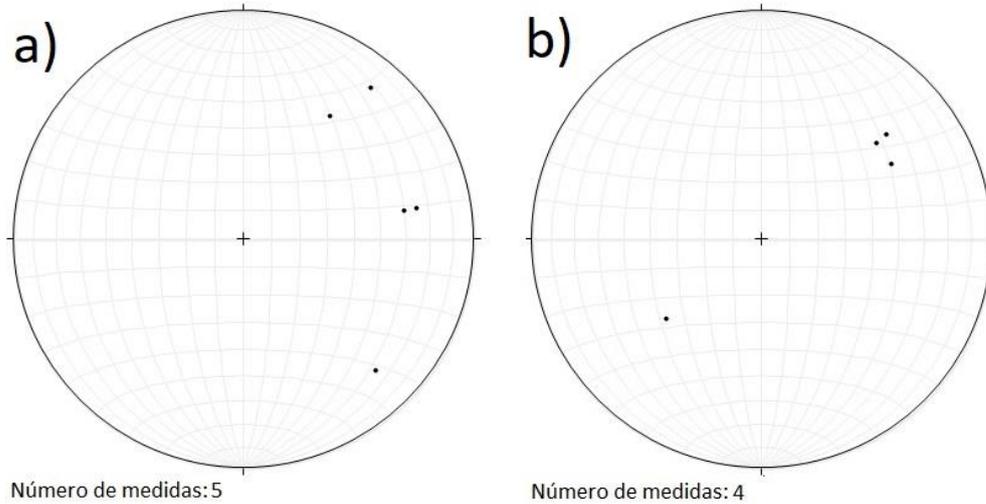


Figura 4.21 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as lineações minerais penetrativas no embasamento (a) e no SGRV (b) na borda NW do CMB, com atitudes preferenciais para NE.

Pórfiros quartzo-feldspáticos nas foliações miloníticas (Fig. 4.17) e regiões de interface entre zonas de cisalhamento centimétricas com a foliação gnáissica (Fig. 4.22) indicam movimento sinistral em ambiente de domínio dúctil. Já alguns grãos rotacionados em intrusões quartzosas previamente relacionadas como mais recentes (Fig. 4.23) por vezes indicam um movimento dextral, evidenciando uma fase posterior de deformação não-coaxial.



Figura 4.22 – Estação W5: Zona de cisalhamento cortando a foliação gnáissica, indicando movimento localmente sinistral. As duas estruturas anteriores são cortadas por um granitoide indiviso, na porção inferior da imagem. A seta da escala indica a posição do Norte.

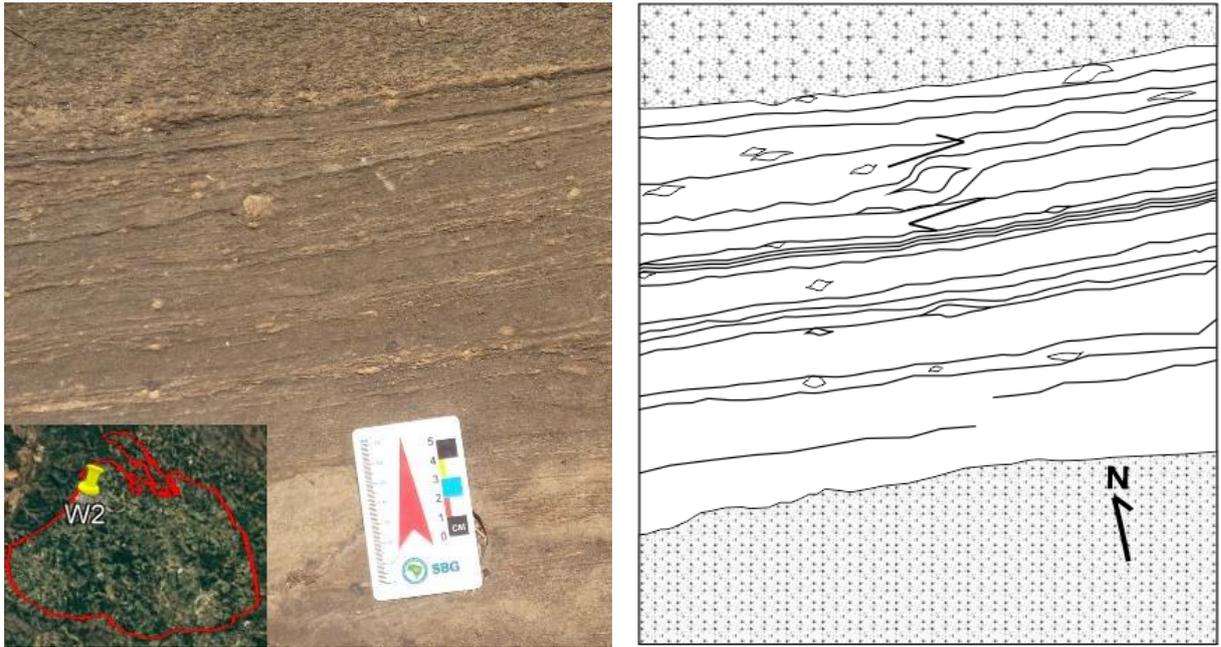


Figura 4.23 – Estação W2: Grão de feldspato rotacionado em milonito, indicando movimento dextral.

Com base nos dados coletados em campo, foi confeccionado o perfil geológico de detalhe da região, apresentado na seção A-A' (Fig. 4.24). Nele pode-se observar a foliação de mais baixo ângulo nas rochas do SGRV, se comparada àquela presente no CMB, sendo também possível a visualização de estruturas internas que exibem cinemática ora sinistral ora dextral.

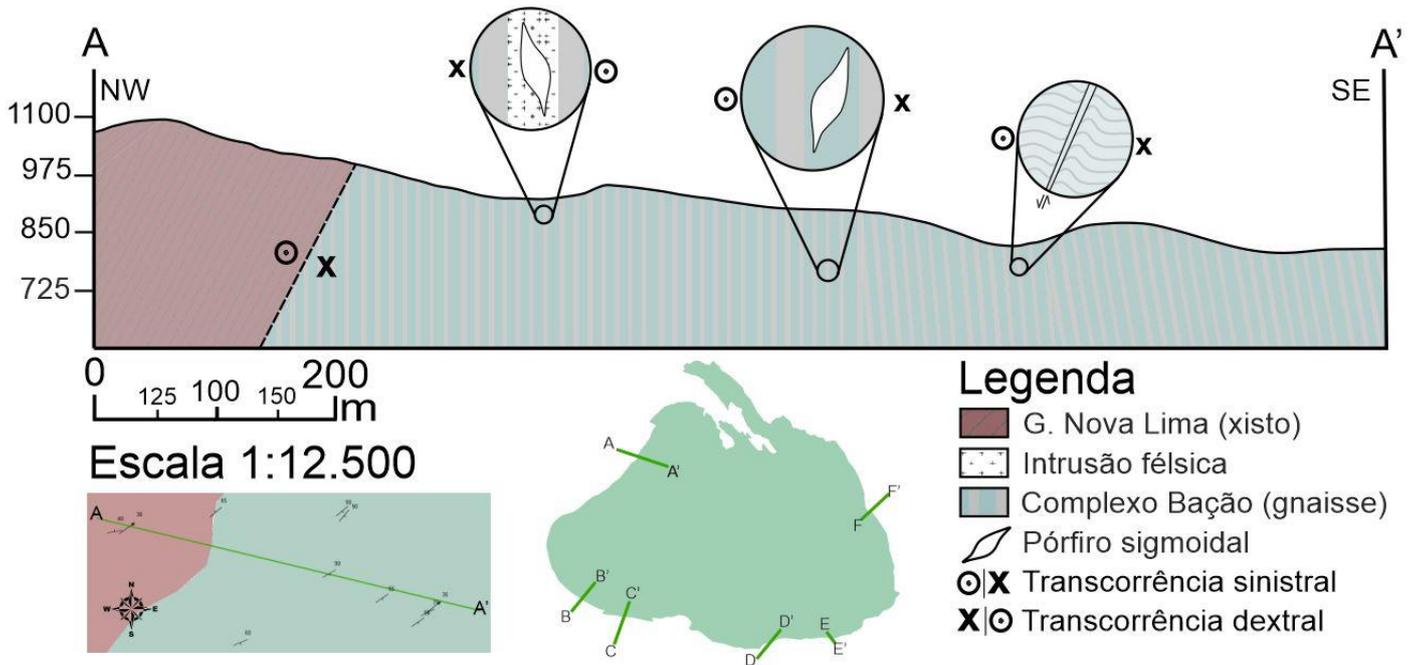


Figura 4.24 - Perfil geológico da região estudada na borda NW (Domínio 1) do CMB, representado pela seção A-A' em escala de 1:12.500.

4.2.2.2 Perfil borda WSW

Os estudos da borda WSW do CMB foram realizados a SW do distrito de Bação, pertencente ao município de Itabirito, região do domínio 2 (Fig. 4.8), onde foram analisadas rochas do embasamento e dos supergrupos Rio das Velhas e Minas. No embasamento predominam gnaisses bandados, com algumas porções de granitoide foliado e fácies pegmatíticas com turmalina, sendo os gnaisses advindos dos granitoides e os pegmatitos mais jovens, intrudindo as demais fácies (Fig. 4.25).

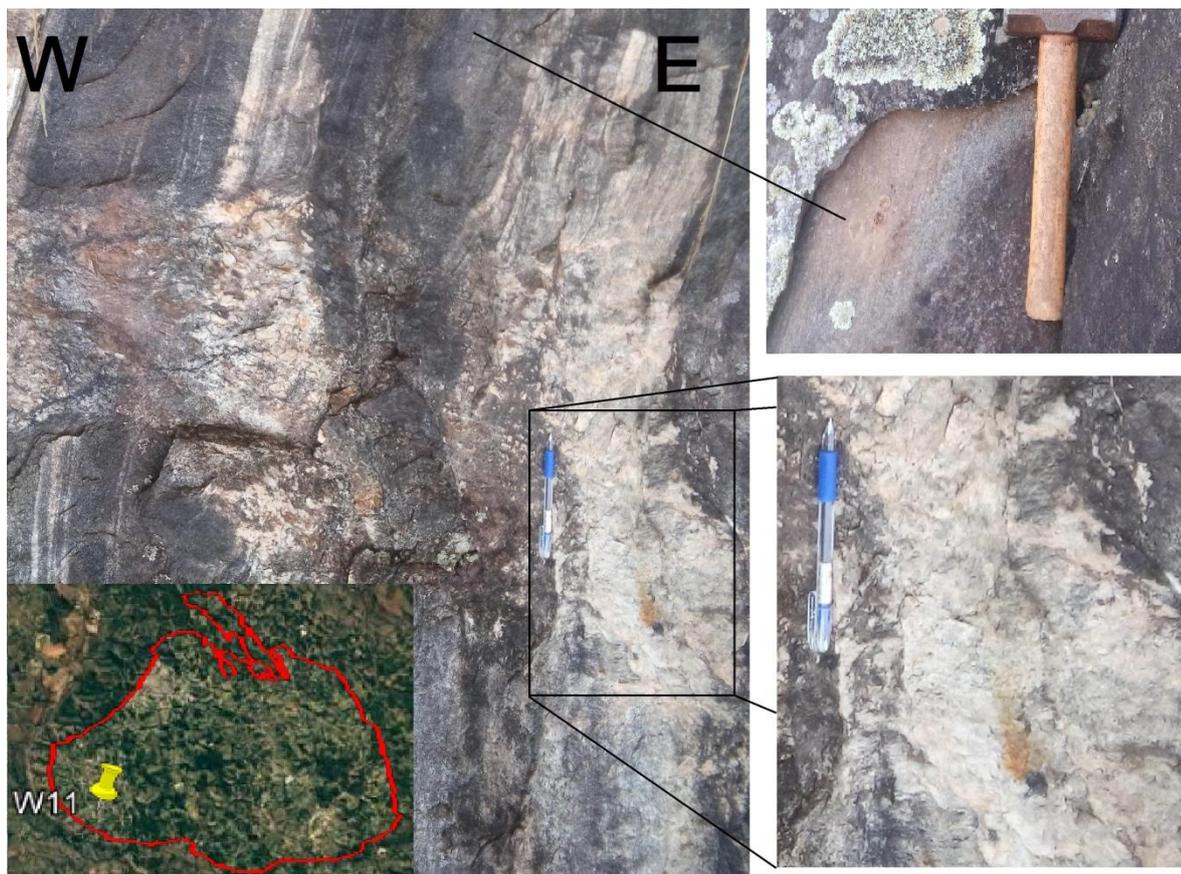


Figura 4.25 – Estação W11: Gnaisse bandado com intrusão pegmatítica com turmalina cortando o bandamento. No detalhe, a fotografia com a marreta, mostra-se o granitoide foliado que ocorre em porções isoladas.

O SGRV é representado pelo Grupo Nova Lima, onde os xistos característicos dessa unidade exibem xistosidade concordante à foliação das rochas do embasamento. Seguido pelos quartzitos da Formação Moeda (SGM), que apresentam contato angular com o SGRV. Na região de contato pode-se observar uma intrusão máfica de escala decimétrica. A rocha encontra-se bastante alterada, mas é possível observar alto nível de caulín, possivelmente de origem feldspática na sua composição (Fig. 4.26).

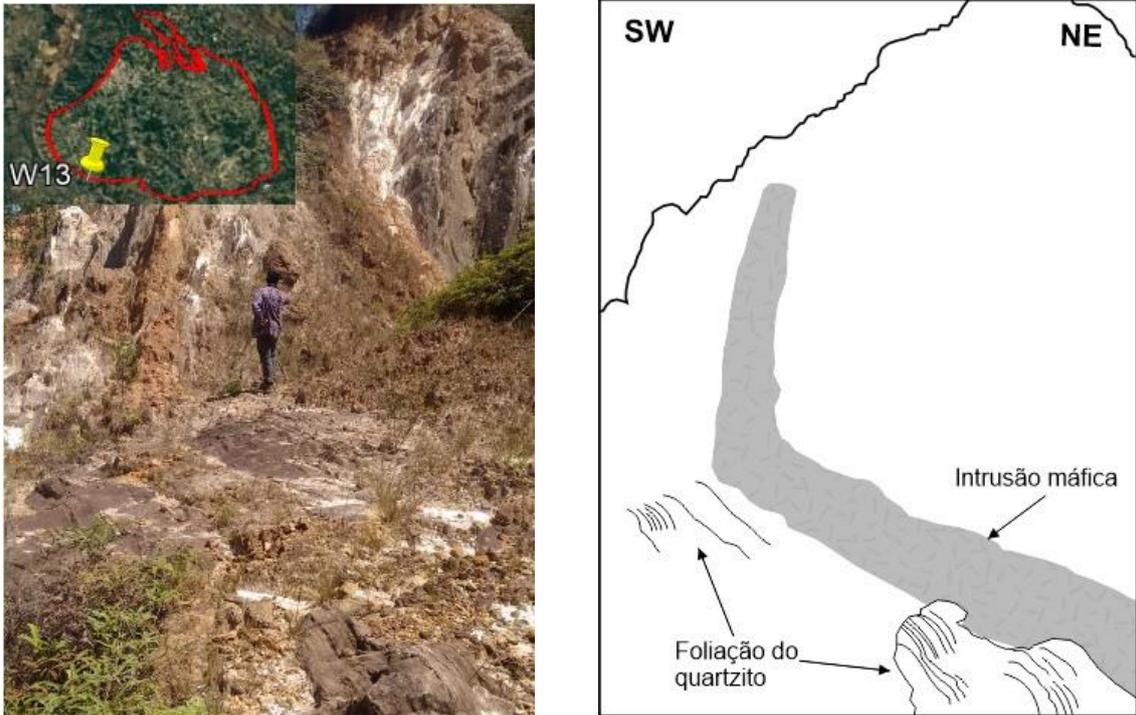
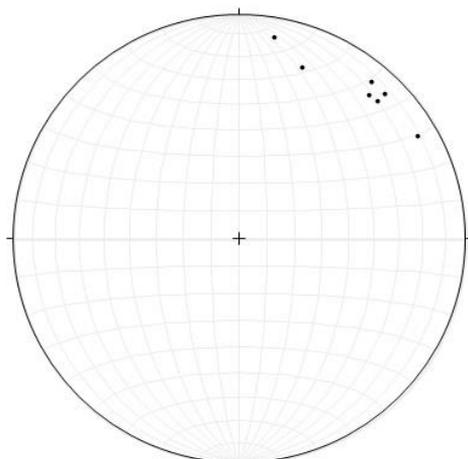


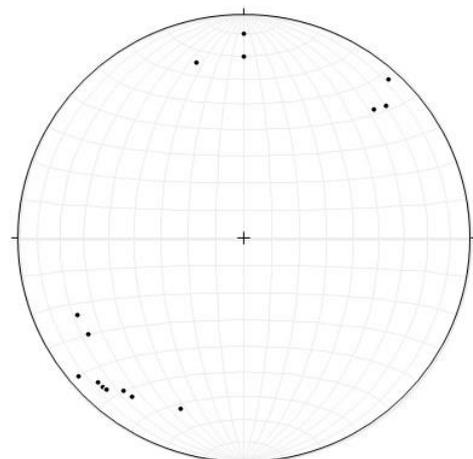
Figura 4.26 – Estação W13: Intrusão vulcânica máfica cortando o quartzito da Fm. Moeda. A rocha já está bastante alterada, com coloração avermelhada e alto nível de caulim.

Todas as unidades apresentam suas foliações verticalizadas. No entanto, as rochas do embasamento apresentam mergulho para SW (Fig. 4.27), enquanto que as rochas das unidades supracrustais apresentam sentido de caimento entre SW e NE, com máximo para NE (Fig. 4.28). O alto ângulo de mergulho e o sentido oposto das estruturas podem indicar uma deformação com sentido para SW. Essa hipótese é corroborada pela presença de dobras de segunda fase deformacional com eixo NW-SE, apontando vergência do movimento para SW (Fig. 4.29).



Número de medidas: 8

Figura 4.27 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do embasamento na borda WSW do CMB, com atitude preferencial para SW.



Número de medidas: 15

Figura 4.28 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações das rochas supracrustais da borda WSW do CMB, com atitude preferencial para NE.

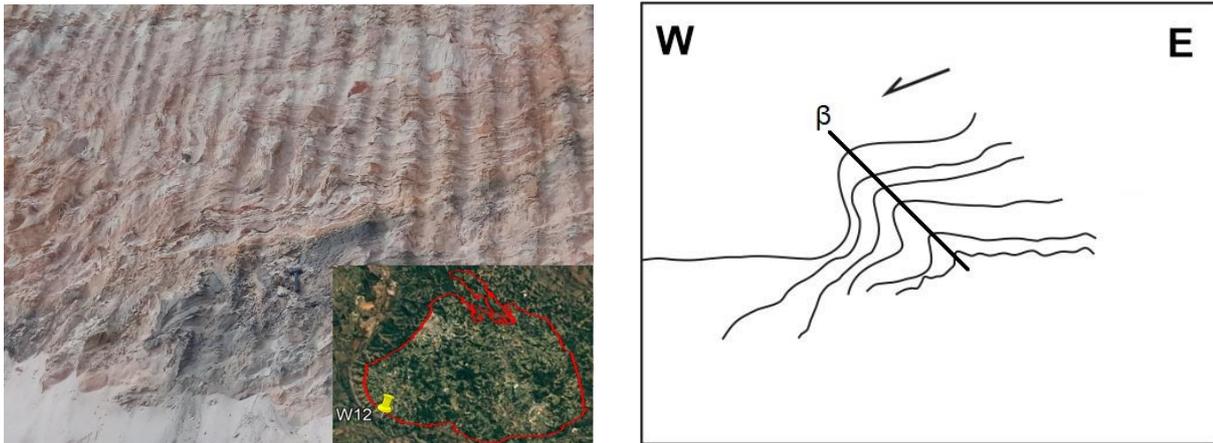


Figura 4.29 – Estação W12: Dobra no quartzito da Formação Moeda indicando sentido do transporte tectônico dirigido para SW.

A lineação mineral é uma estrutura penetrativa nos xistos do Grupo Nova Lima (SGRV), marcada principalmente por grãos de quartzo estirados, e visível em menor intensidade nos quartzitos da Fm. Moeda (SGM). Sua atitude preferencial aponta para uma direção SE-NW, paralela à direção das foliações, com caimento em torno dos 30° (Fig. 4.30), indicando um movimento transcorrente oblíquo.

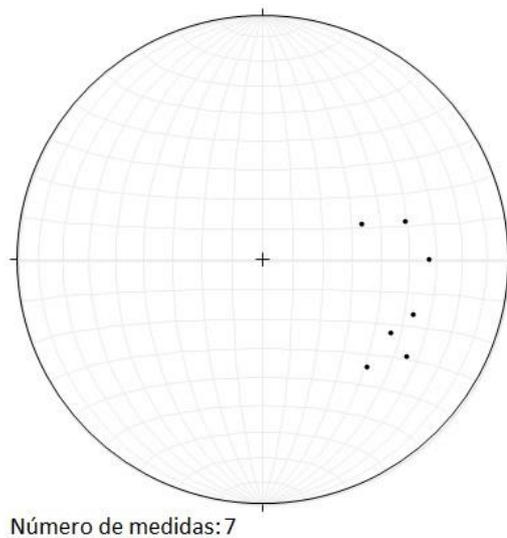


Figura 4.30 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as atitudes de lineação mineral das unidades supracrustais na borda WSW do CMB, com atitude preferencial para SE.

O acamamento (S_0) e a xistosidade (S_1) bem marcados nos quartzitos da Fm. Moeda indicam vorticidade anti-horária, sugerindo movimento predominantemente sinistral na região.

Com base nos dados expostos, foi confeccionado o perfil geológico de detalhe da região, apresentado a na seção B-B' (Fig. 4.31). Nele é possível observar a variação de sentido nos mergulhos do SGM e das unidades subjacentes, assim como dobras com sentido tectônico para SW e intrusão máfica, ambos em detalhe.

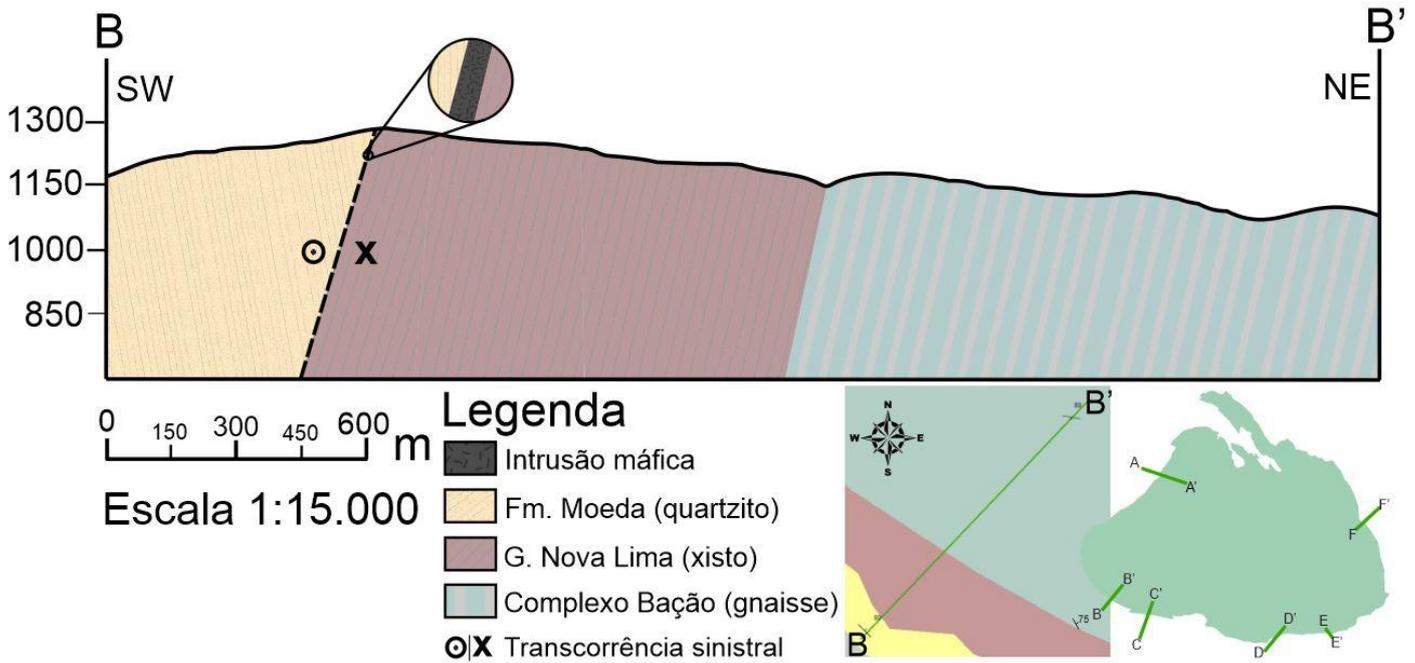


Figura 4.31 - Perfil geológico da região estudada na borda WNW (Domínio 2) do CMB, representado pela sessão B-B' em escala de 1:15.000.

4.2.2.3 Perfil borda SSW

A borda SSW do CMB foi estudada nos afloramentos a sul do distrito de Bação, domínio 3 da figura 4.8. Na região é possível observar unidades representativas do embasamento e dos SGRV e SGM, sobrejacentes a ele. Nota-se que as rochas do embasamento e do SGRV se encontram verticalizadas, enquanto que o SGM apresenta estratigrafia invertida, com sentido das estruturas planares oposto às que são encontradas no CMB.

A rocha do embasamento predominante na região é um ortogneisse com bandamento bem definido, por vezes contendo epidoto. Intrusões pegmatíticas com turmalina são comuns em toda a unidade, enquanto que intrusões anfibolíticas são mais restritas à zona de contato com o SGRV (Fig. 4.32). O bandamento é verticalizado, pendendo ora para N e ora para S, com atitude preferencial para S (Fig. 4.33), delineando a morfologia dômica do CMB. A região de contato com o SGRV é marcada pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica concordante com o bandamento gnáissico, apresenta diversos veios de quartzo e algumas intrusões anfibolíticas de escala decimétrica contendo granada, também concordantes com a estrutura do embasamento.

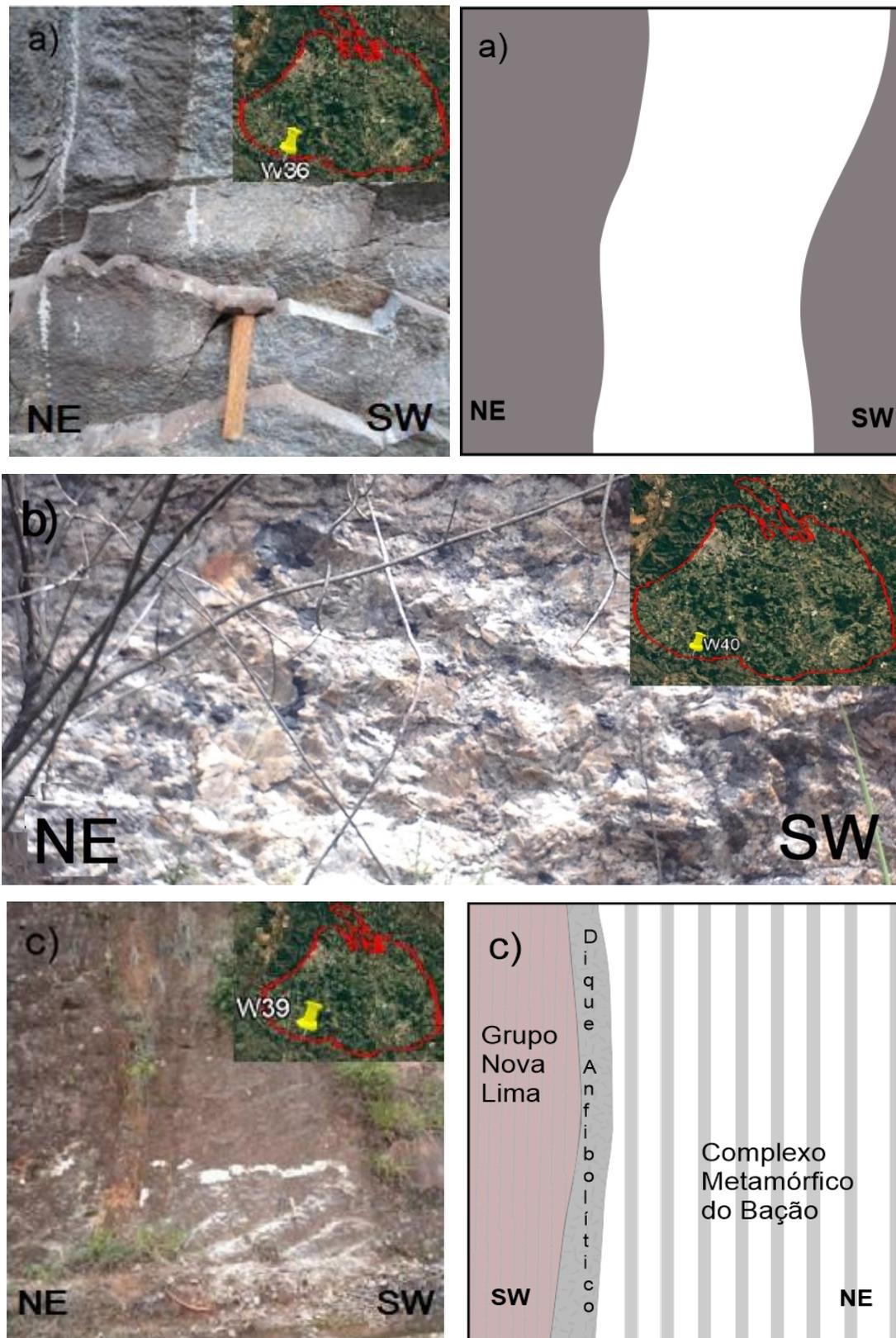
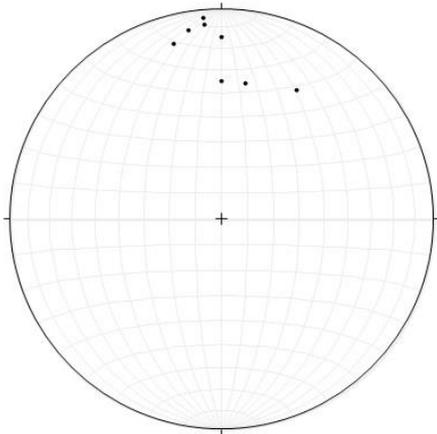
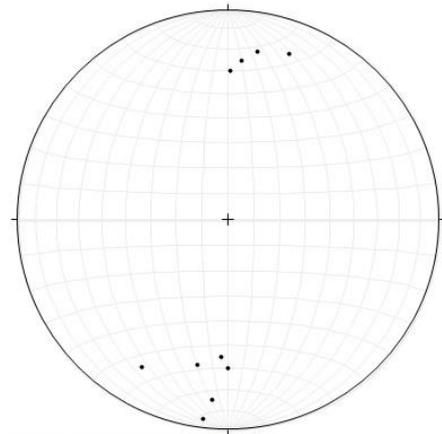


Figura 4.32 - a) Estação W36: Gnaiss com bandamento verticalizado, à direita figura esquemática do afloramento. **b)** Estação W40: Intrusão pegmatítica félsica com turmalinas, porções negras na imagem. **c)** Estação W39: Dique anfibolítico na região do contato entre o gnaiss do CMB e o xisto do GNL, à direita figura esquemática do afloramento.



Número de medidas: 8

Figura 4.33 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do embasamento na borda SSW do CMB, com atitude preferencial dos planos para S.



Número de medidas: 10

Figura 4.34 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do SGRV na borda SSW do CMB, com atitude preferencial dos planos para N.

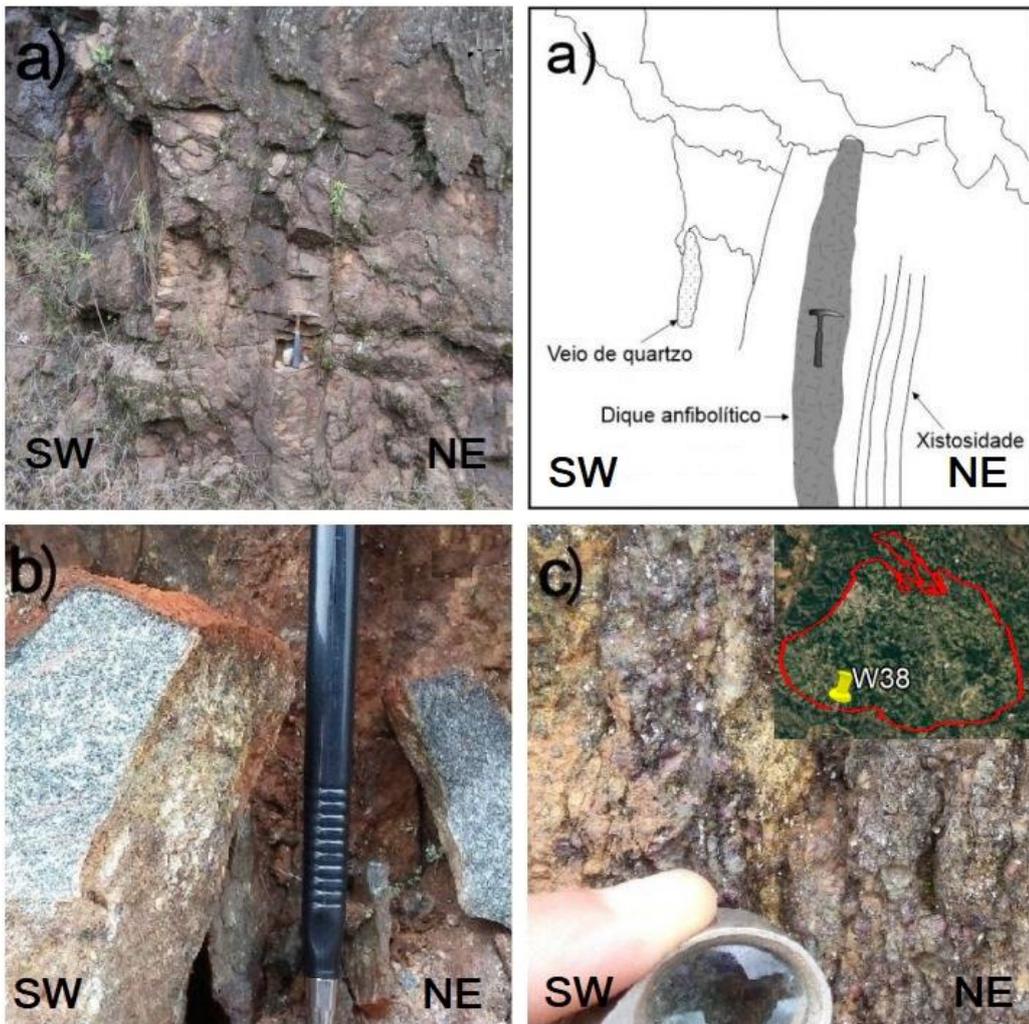


Figura 4.35 – Estação W38: a) Dique anfibolítico e veio de quartzo intrudindo o xisto do GNL, na região próxima ao contato com o CMB. b) Amostra de mão do dique anfibolítico com porções avermelhadas de granada. c) Porção do xisto do GNL rico em granada.

O contato entre o CMB e os xistos do GNL se dá de forma levemente discordante em alto ângulo de mergulho para S. Entretanto, sua xistosidade subvertical varia entre N e S, com atitude preferencial para N (Fig. 4.34), o que indica um movimento reverso, de cavalgamento do CMB sobre as supracrustais. As intrusões anfibolíticas também são penetrativas nos xistos e parecem estar contidas numa região de auréola metamórfica do contato com o CMB, demarcada por um enriquecimento de granadas na composição do xisto (Fig. 4.35).

A interface entre o SGRV e o SGM ocorre no contato dos xistos do GNL com os quartzitos micáceos da Fm. Moeda. A atitude das foliações exibe sentido de mergulho para NE (Figura 4.36), já com ângulo de mergulho mais suave que o SGRV, justificado pela discordância angular que domina o contato entre os dois supergrupos. Tal característica é seguida pelas outras unidades aflorantes (Fm. Cauê e Fm. Barreiro) do SGM, que se apresentam de forma invertida. Nota-se que a Fm. Barreiro mostra uma mudança de sentido do mergulho da foliação para S, possivelmente sugestivo de uma dobra regional. Dobras internas no filito (Fig. 4.37) acompanham a atitude da dobra regional, com eixos orientados em NW-SE. Observa-se que os flancos longos mergulham para NE e os flancos curtos para SW, mostrando vergência tectônica para SW. Microdobras e dobras de pequeno porte no Itabirito da Fm. Cauê (Fig. 4.38) seguem a mesma orientação geral de movimento. Além disso, a geomorfologia local indica uma série de lineamentos estruturais delineados por vales e um rio encaixado que seguem paralelos aos eixos das dobras.

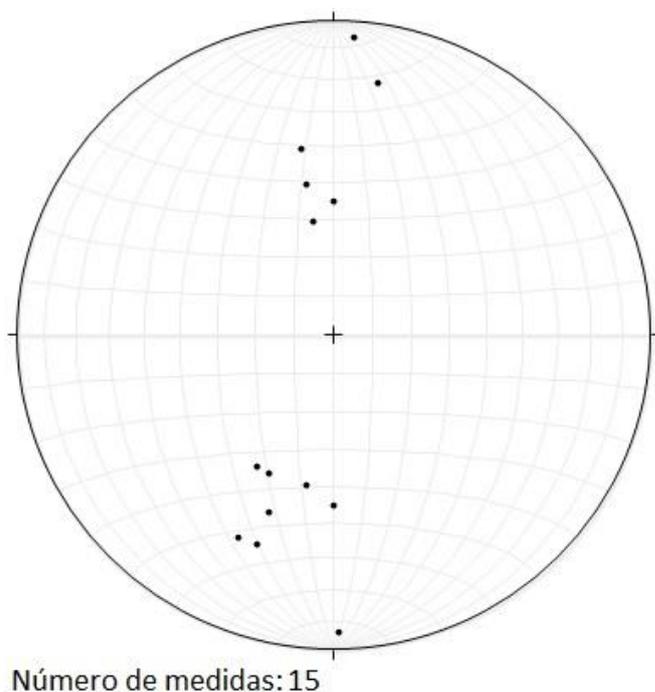


Figura 4.36 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do SGM na borda SSW do CMB, com atitude preferencial dos planos para NE.

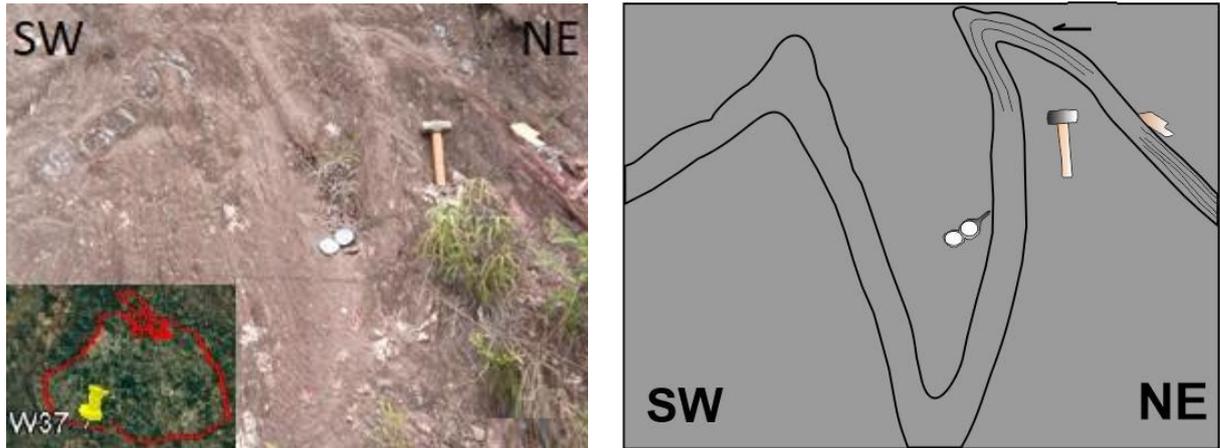


Figura 4.37 – Estação W35: Dobras internas no Filito Barreiro, indicando sentido de deformação para SW.

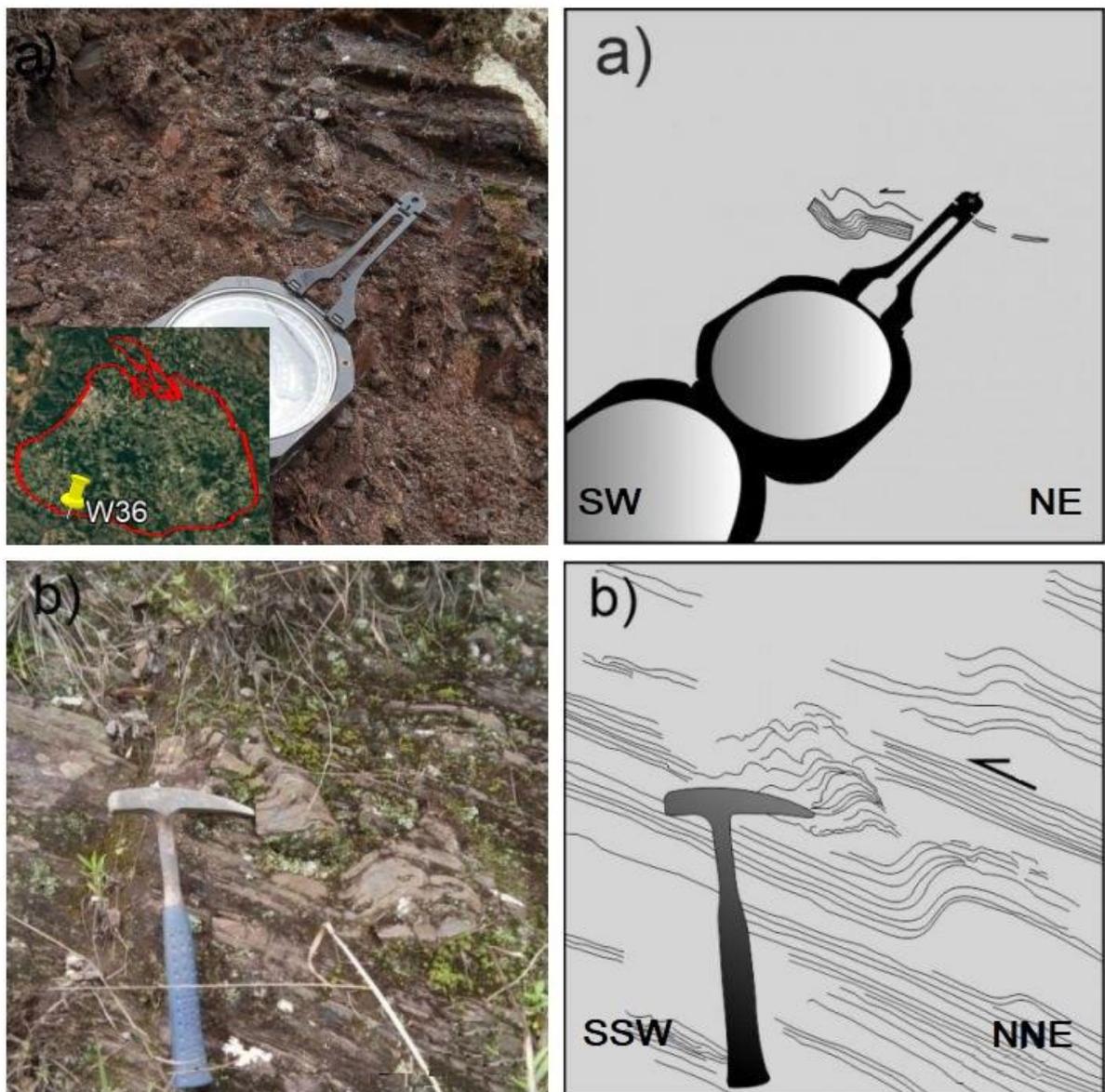


Figura 4.38 – Estação W36: (a) Microdobras e (b) dobras de pequeno porte (dobras parasíticas) no Itabirito da Fm. Cauê indicando deformação com sentido de movimento para SW.

A lineação mineral é uma estrutura penetrativa tanto nas rochas do embasamento quanto nas supracrustais (Fig. 4.39), com direção variando entre E-W e SE-NW e caimento suave, indicam um movimento transcorrente levemente oblíquo na região.

Dobras sigmoidais nos gnaisses do embasamento (Fig. 4.40) registram um movimento reverso oblíquo sinistral na região. Outros indicadores cinemáticos observados no contato entre o CMB e o SGRV corroboram essa interpretação, como o sentido da foliação milonítica (Fig. 4.41-a), grãos de quartzo rotacionados (Fig. 4.41-b) e veios de quartzo deformados (Fig. 4.41-c). Todavia, dobras em veios de quartzo intrusivos nos filitos (Fig. 4.42) marcam um movimento dextral, possivelmente de uma posterior fase de deformação registrada na região.

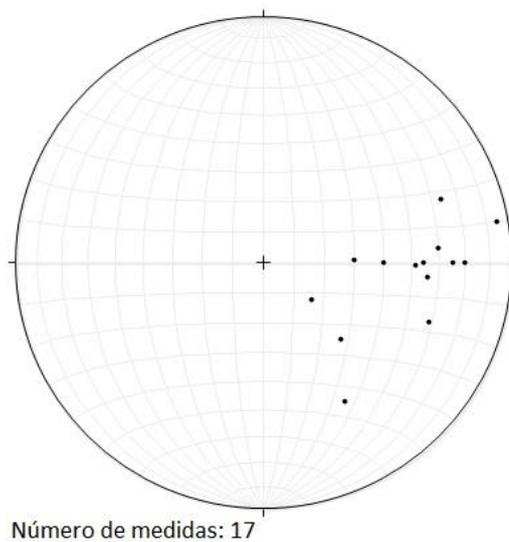


Figura 4.39 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as atitudes de lineação mineral das unidades geológicas na borda SSW do CMB, com atitude preferencial para E.

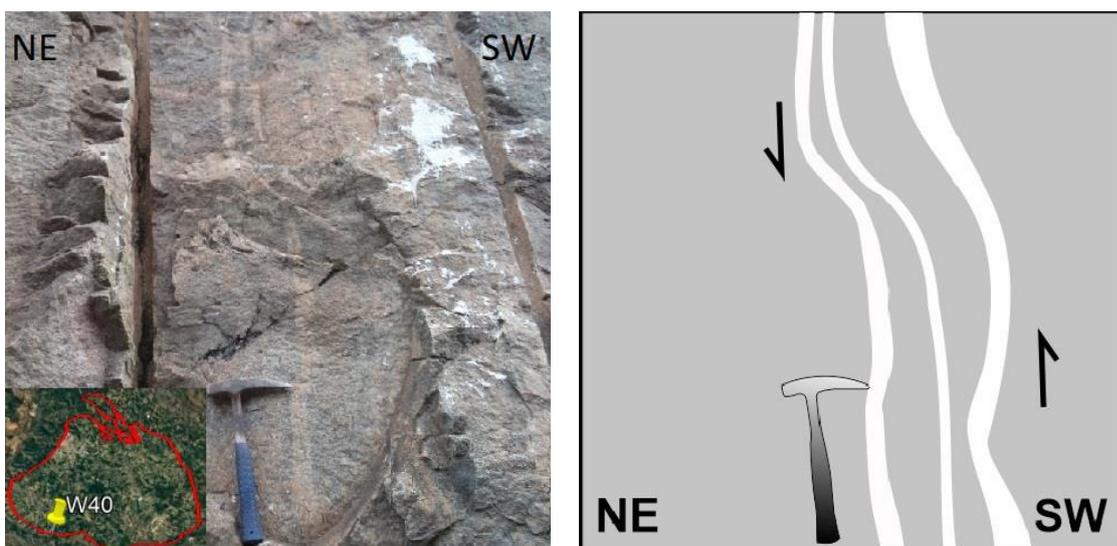


Figura 4.40 – Estação W40: Dobras sigmoidais no bandamento gnáissico do CMB indicando movimento sinistral.

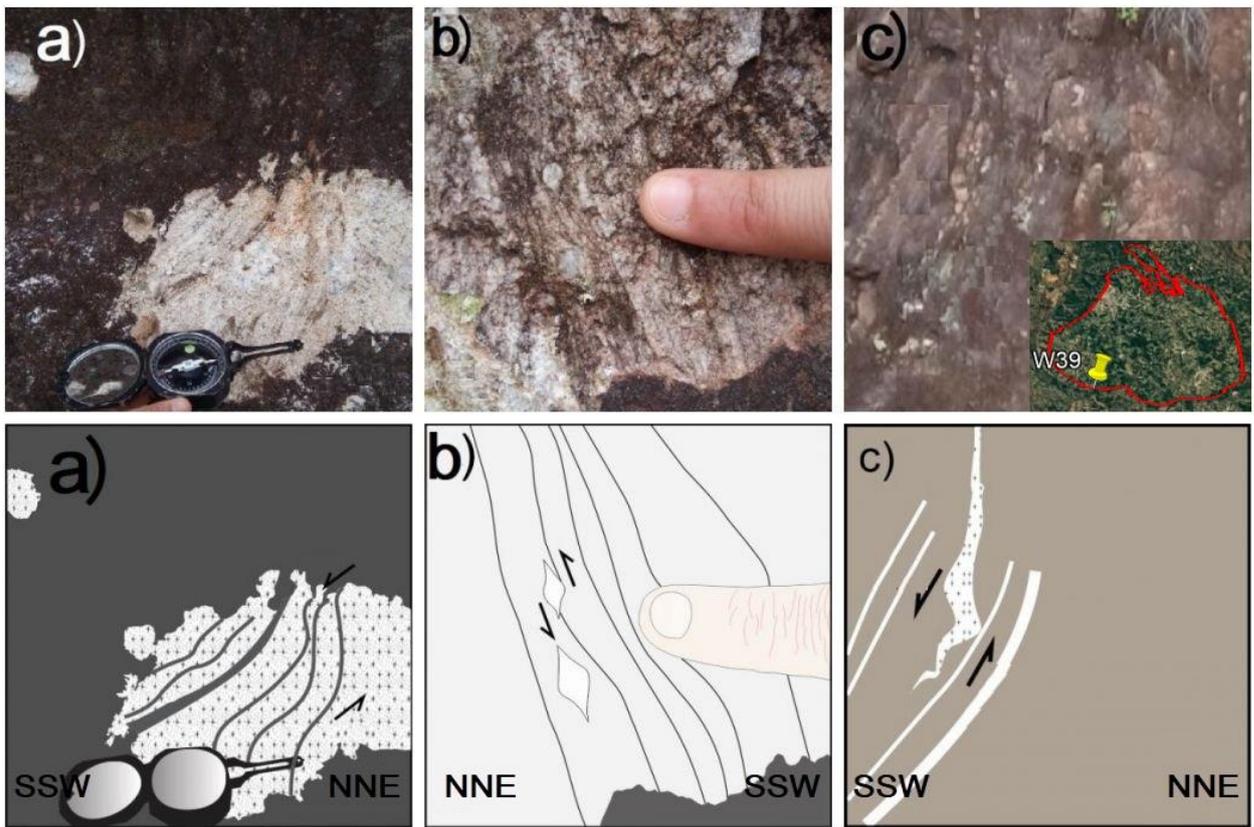


Figura 4.41 – Estação W39: Estruturas com indicadores cinemáticos de movimento sinistral observadas no gnaíse do CMB próximo ao contato com o SGRV: (a) Foliação milonítica com planos S de médio porte; (b) grãos de quartzo rotacionados; (c) Veios de quartzo deformados.

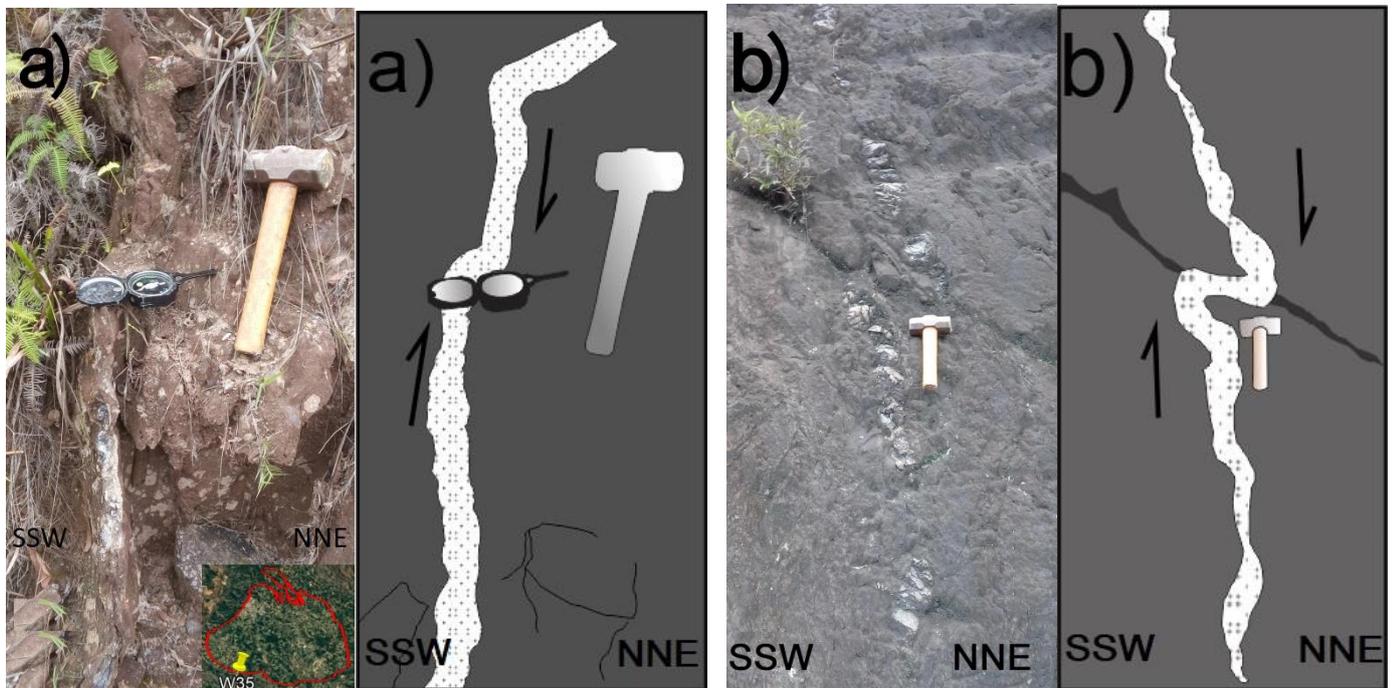


Figura 4.42 – Estação W35: Veios dobrados com indicadores cinemáticos de movimento dextral para uma deformação de 2ª fase, observados intrudindo o Filito da Fm. Barreiro.

Com base nos dados expostos, foi confeccionado o perfil geológico de detalhe da região, apresentado na seção C-C' (Fig. 4.43). Nele é possível observar a variação do mergulho nas rochas do GNL, falha reversa no contato entre o SGRV e o SGM e a inversão estratigráfica das unidades do SGM. Também são exibidos em detalhe a intrusão anfibolítica rica em granada entre o CMB e o SGRV e estruturas internas que refletem cinemática de movimento ora dextral ora sinistral.

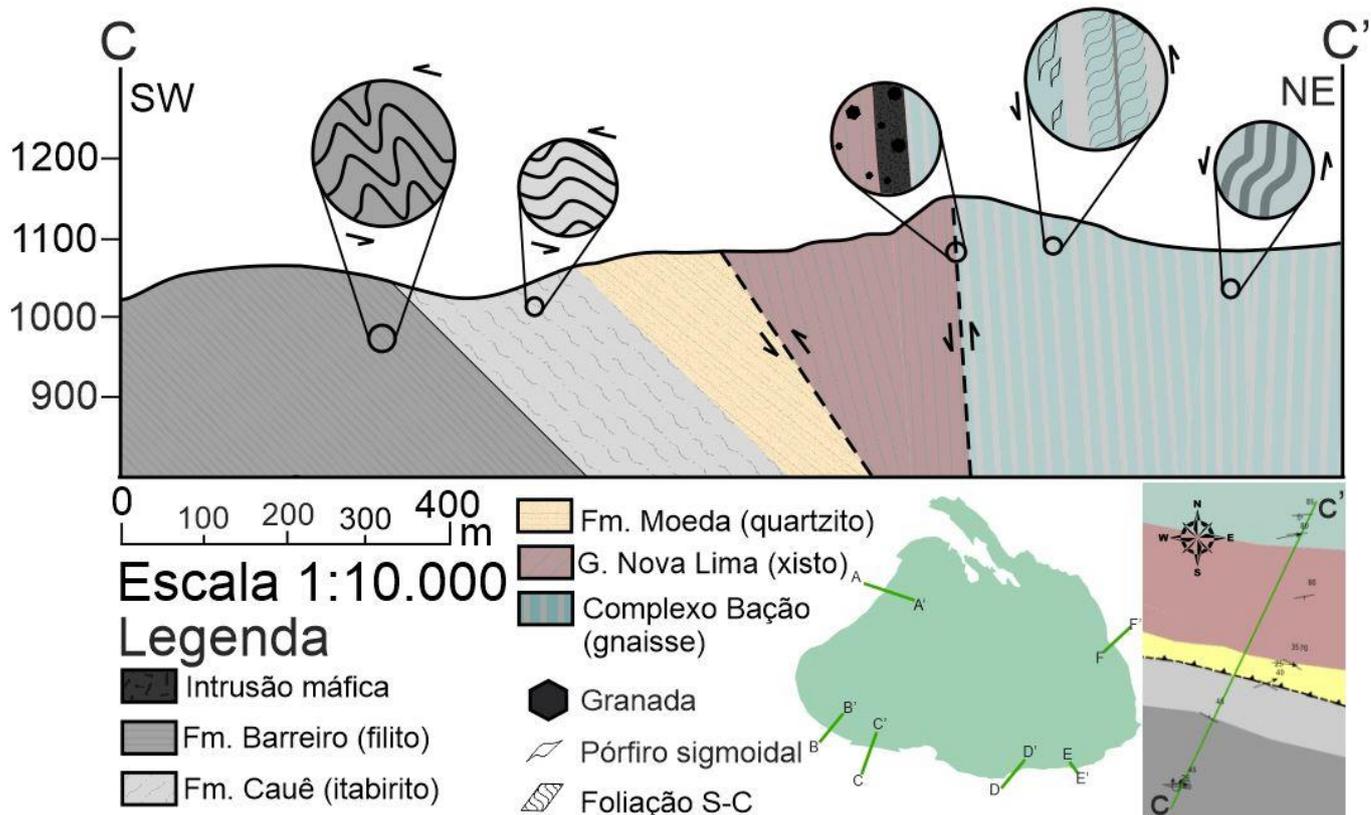


Figura 4.43 - Perfil geológico da região estudada na borda SSW (Domínio 3) do CMB, representado pela seção C-C' em escala de 1:10.000.

4.2.2.4 Perfil borda S

A borda S do CMB foi estudada nos afloramentos a sul do distrito de Santo Antônio do Leite, pertencente ao município de Ouro Preto, domínio 4 da figura 4.8. Afloram na região rochas pertencentes ao embasamento e aos SGRV e SGM. Seus contatos são tectônicos e as foliação internas sub-concordantes. Os mergulhos das rochas são mais suaves que dos perfis anteriores, com baixa variação angular.

A rocha predominante no embasamento é um gnaisse bandado de granulação fina e intrusões leucocráticas perpendiculares ao bandamento (Fig. 4.44). Sobreposto a esta unidade está o xisto do GNL, representando o SGRV que ocorre de forma delgada na região. Ainda nesta unidade, próximo ao contato com o SGM, nota-se a ocorrência de uma porção de xisto-grauvaquiana (Fig. 4. 45) (ver item 4.2.1.5), comum de ambientes de intemperismo químico restrito e alta subsidência. A unidade

sobrejacente é a Fm. Moeda, que marca a mudança para o SGM por meio de outro contato de baixo ângulo.

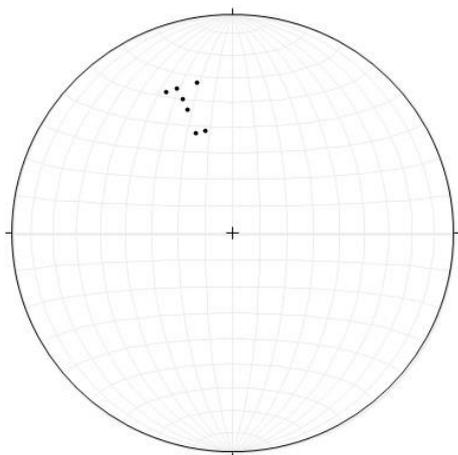
As foliações metamórficas observadas em todas as unidades possuem mergulhos com atitude preferencial para S-SE (Figs. 4.46, 4.47 e 4.48), em concordância com a morfologia dômica do CMB. Entretanto, os ângulos mais baixos podem indicar um movimento mais suave nesta região do domo.



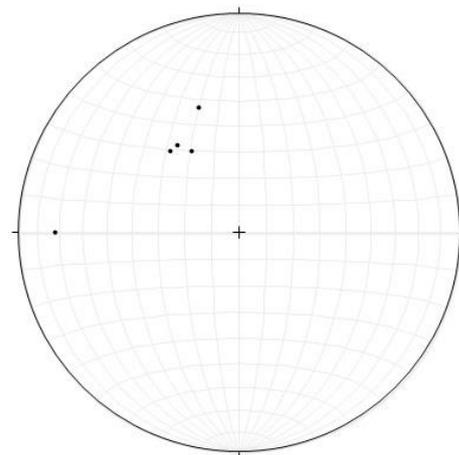
Figura 4.44 - Estação W27: Afloramento em planta de gnaiss bandado do CMB cortado por veio de quartzo.



Figura 4.45 - Estação W22: Xisto-grauvaquiano do GNL, próximo ao contato com o SGM.



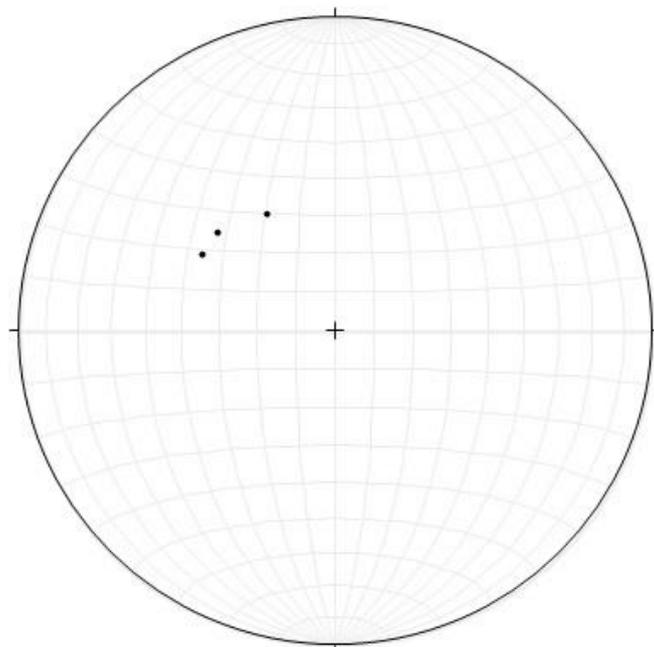
Número de medidas: 7



Número de medidas: 5

Figura 4.46 - Diagrama polar de igual área, hemisfério inferior, exibindo o contorno dos bandamentos do embasamento na borda S do CMB, com atitude preferencial dos planos para SSE.

Figura 4.47 - Diagrama polar de igual área, hemisfério inferior, exibindo o contorno das foliações do SGRV na borda S do CMB, com atitude preferencial dos planos para SE.



Número de medidas: 4

Figura 4.48 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do SGM na borda S do CMB, com atitude preferencial dos planos para SE.

Com base nos dados expostos, foi confeccionado o perfil geológico de detalhe da região, apresentado na seção D-D' (Fig. 4.49). Nele observa-se a sequência estratigráfica normal para as unidades, com foliações sub-concordantes. Em detalhe, a presença de granada rotacionada na porção de xisto-grauvaquiano do GNL.

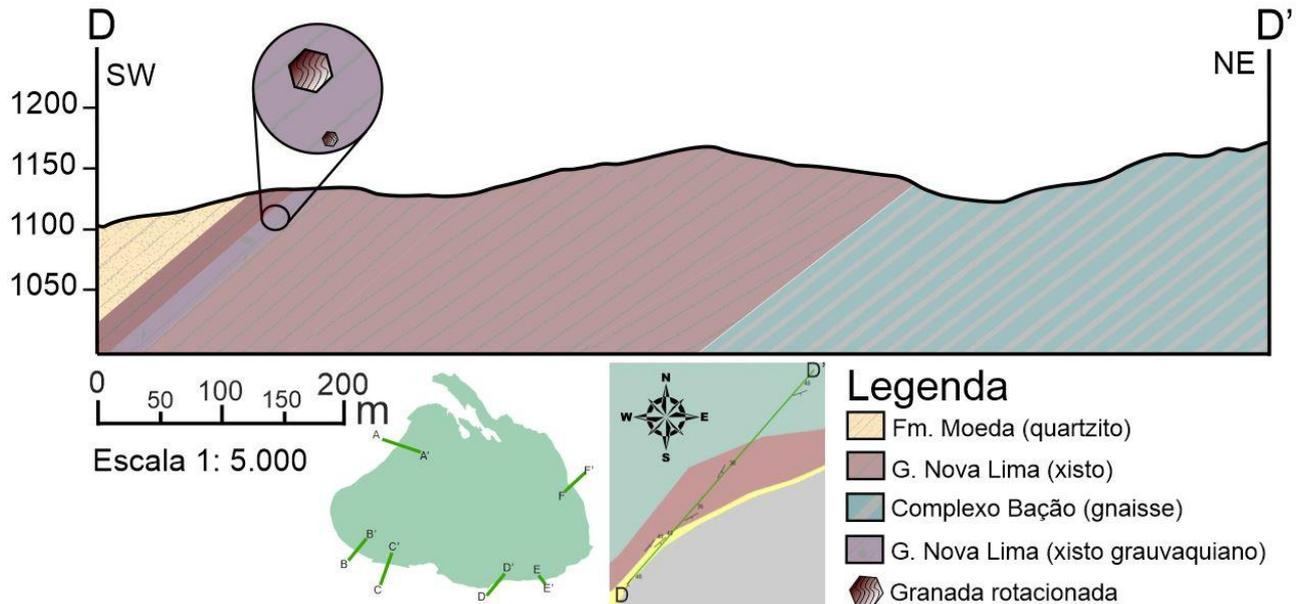
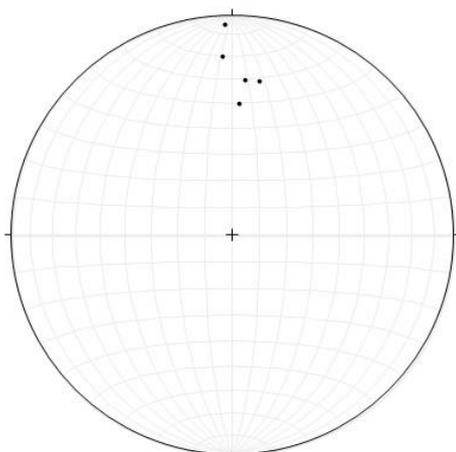


Figura 4.49 - Perfil geológico da região estudada na borda S (Domínio 4) do CMB, representado pela seção D-D' em escala de 1:5.000.

4.2.2.5 Perfil borda SSE

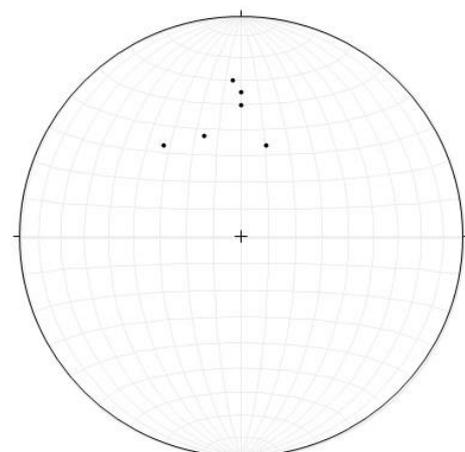
A borda SSE do CMB foi estudada nos afloramentos a sul do distrito de Cachoeira do Campo, pertencente ao município de Ouro Preto, domínio 5 da figura 4.8. No caminhamento realizado é possível observar as rochas do embasamento, do SGRV e do SGM, com empilhamento normal e estruturas planares concordantes.

O embasamento é representado pelos gnaisses bandados do CMB, os quais também apresentam foliação gnáissica bem assinalada na região de contato com o SGRV, junto com intrusões pegmatíticas feldspáticas. Seu bandamento possui atitude preferencial para S (Fig. 4.50).



Número de medidas: 5

Figura 4.50 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do embasamento na borda SSE do CMB, com atitude preferencial dos planos para S.



Número de medidas: 6

Figura 4.51 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do SGRV na borda SSE do CMB, com atitude preferencial dos planos para S.

De natureza concordante com o CMB, observa-se na região xisto ferroso pertencente ao GNL, o qual representa a única unidade aflorante do SGRV. Sua xistosidade apresenta mergulho para S (Fig. 4.51), todavia com menor ângulo quando se distancia do embasamento. Foliações S-C de escala decimétricas (Fig. 4.52) são visíveis em todo o pacote da unidade, indicando um movimento reverso oblíquo dextral.

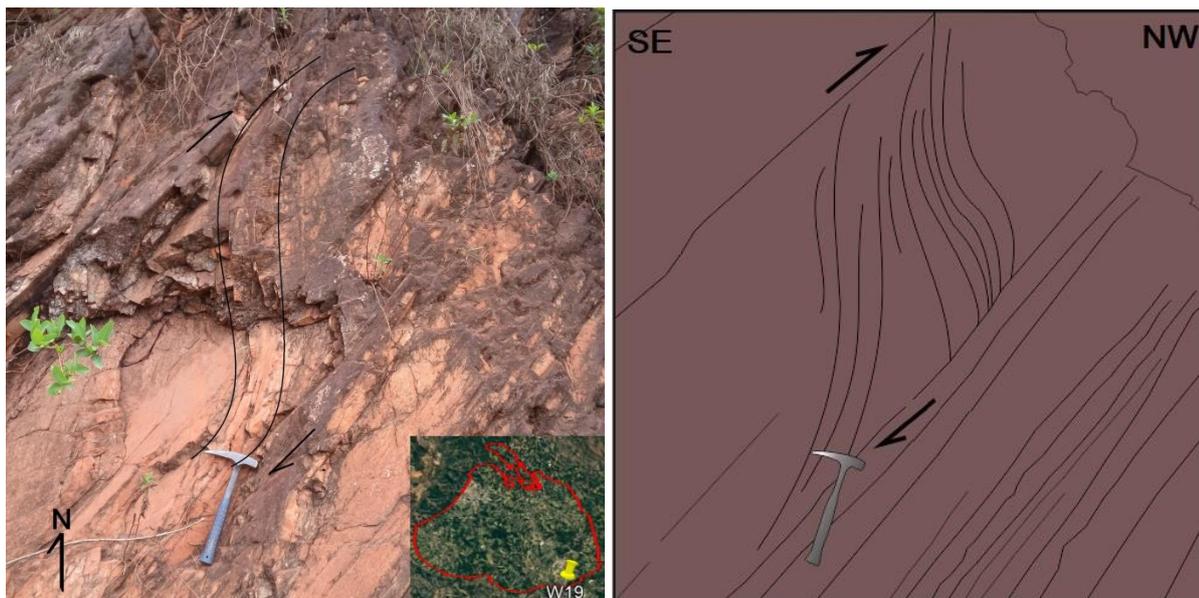
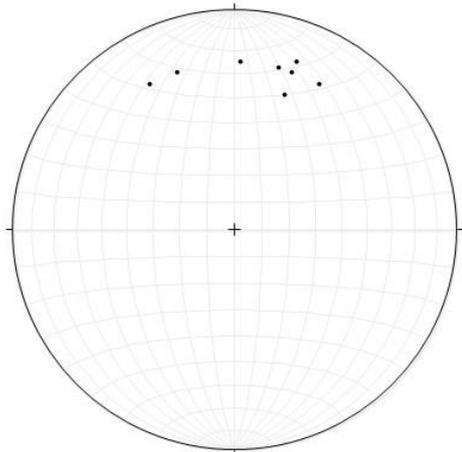


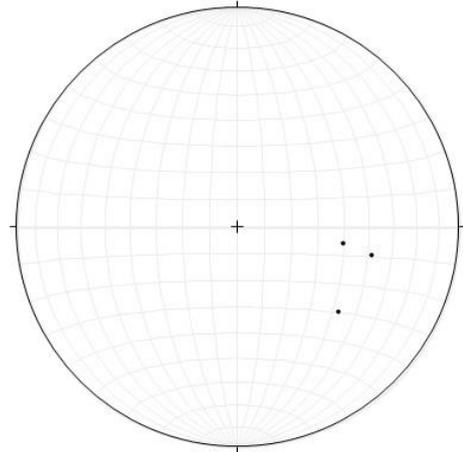
Figura 4.52 - Estação W19: Xisto do GNL com foliação S-C indicando movimento dextral, em corte SE-NW.

Sobrejacente ao xisto encontram-se os quartzitos da Fm. Moeda, demarcando o contato entre o SGRV e o SGM. Seu acamamento bem marcado possui direção concordante e suave variação angular com a foliação do xisto, que por sua vez apresenta um mergulho mais alto (Fig. 4.53). Lineações de estiramento mineral são visíveis, com direção NW-SE em ângulos em torno de 45° (Fig. 4.54), indicando movimento reverso oblíquo para a região. Steps de falha (Fig. 4.55) indicam fase rúptil de uma zona cisalhante com movimento reverso oblíquo dextral entre o GNL e a Fm. Moeda. A última unidade observada é a Fm. Cauê, com seus Itabiritos de granulação fina apresentando atitude de foliação concordante àquela encontrada na Fm. Moeda (Fig. 4.53).



Número de medidas: 9

Figura 4.53 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações observadas no SGM na borda SSE do CMB, com atitude preferencial dos planos para SSW.



Número de medidas:3

Figura 4.54 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as atitudes de lineação mineral observadas na Fm. Moeda (SGRV), borda SSE do CMB, com atitude preferencial para ESE.

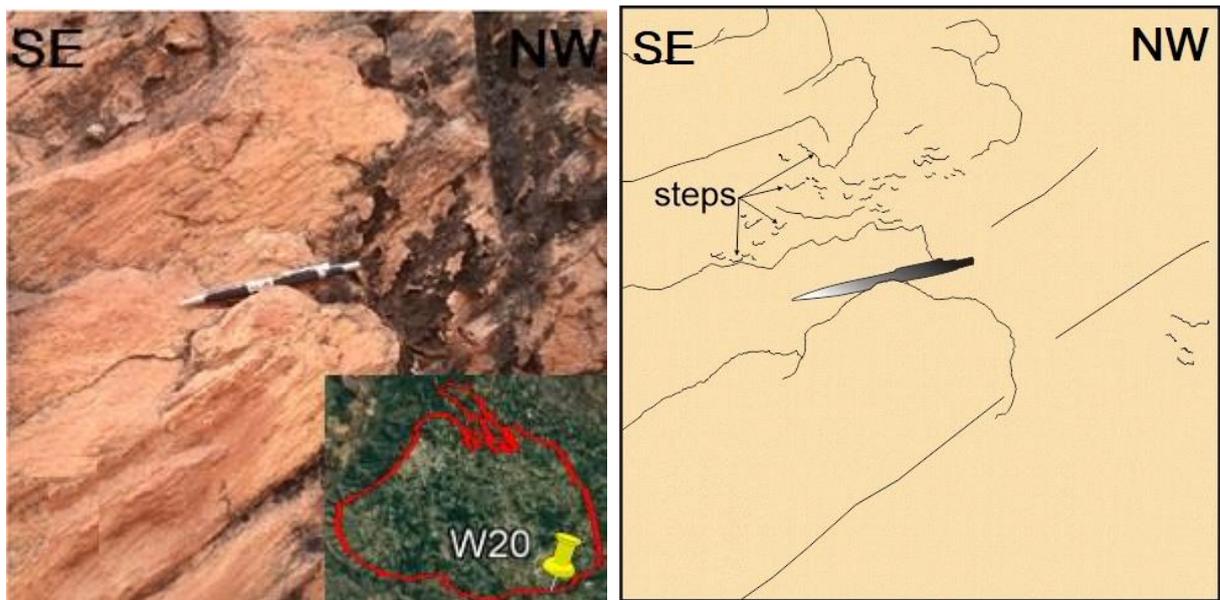


Figura 4.55 - Estação W20: Quartzito da Fm. Moeda com steps de falha indicando movimento oblíquo dextral, em corte W-E.

Com base nos dados expostos, foi confeccionado o perfil geológico de detalhe da região, apresentado a na seção E-E' (Fig. 4.56). Nele observa-se a presença de falhas reversas nos contatos entre o CMB e o SGRV e entre este último e o SGM. Também são detalhadas steps de falha na Fm. Moeda e foliação S-C no GNL, ambas com sentido cinemático dextral.

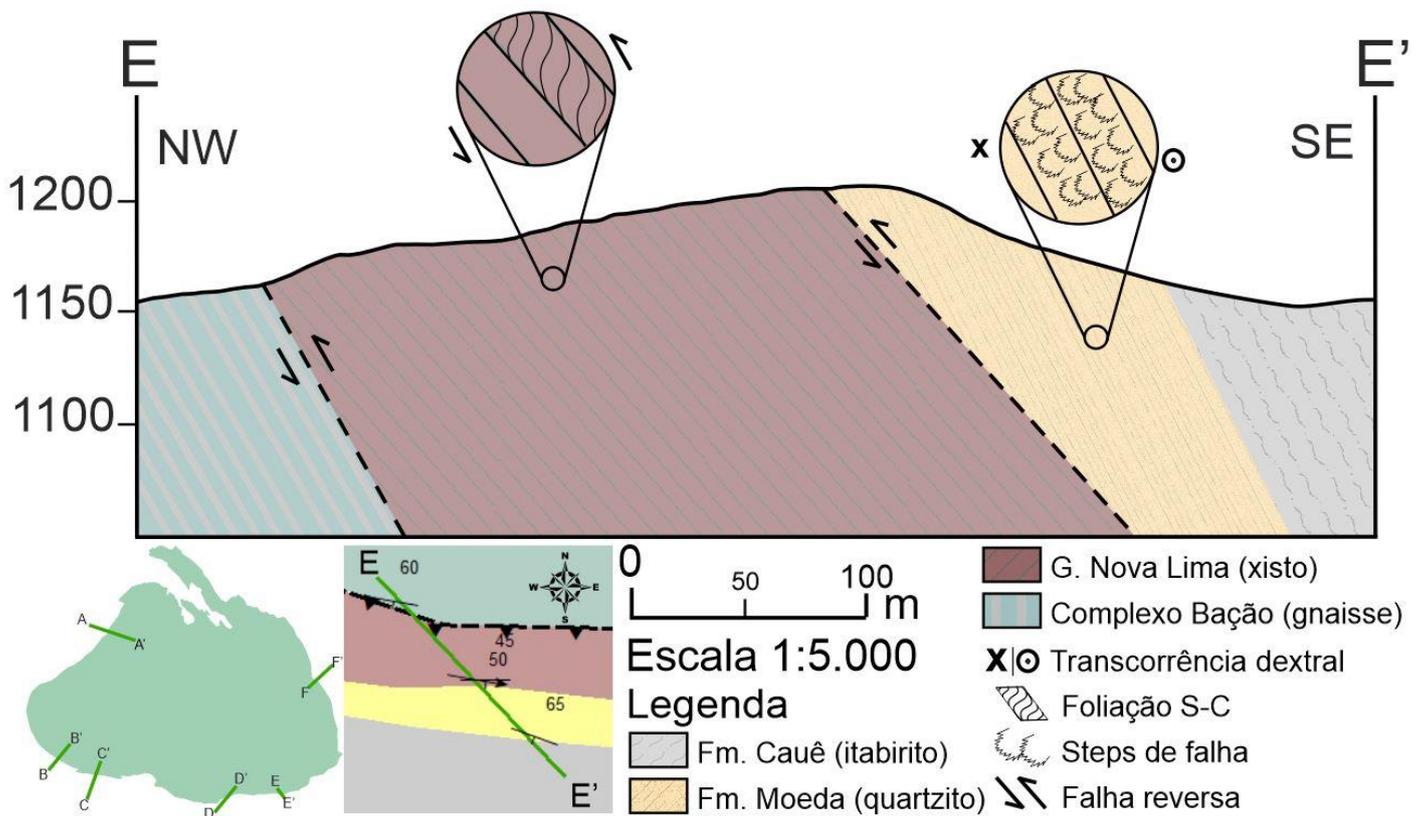
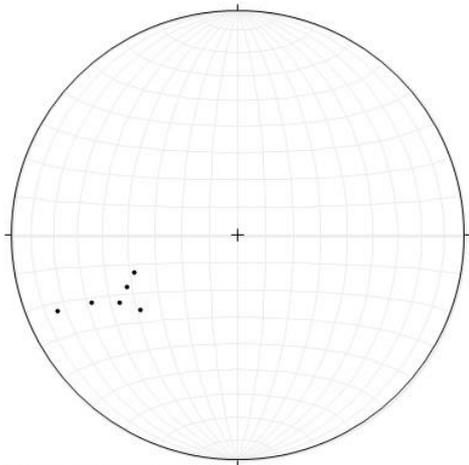


Figura 4.56 - Perfil geológico da região estudada na borda SSE (Domínio 5) do CMB, representado pela seção E-E' em escala de 1:5.000.

4.2.2.6 Perfil borda NE

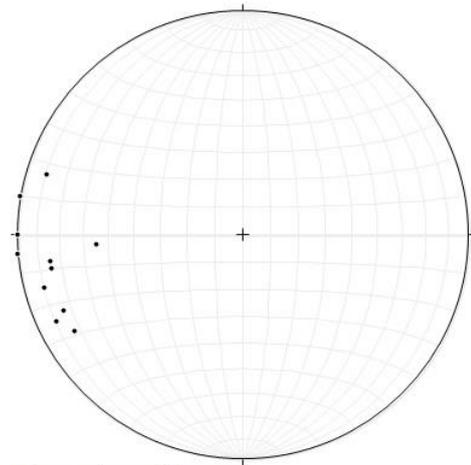
A borda NE do CMB foi estudada nos afloramentos a NE do distrito de Glaura, pertencente ao município de Ouro Preto, domínio 6 da figura 4.8. Afloram na região rochas do embasamento e do SGRV, já em estado avançado de intemperismo. As unidades exibem empilhamento normal e atitudes de mergulho com leve variação entre elas.

O CMB expõe granitoides levemente foliados e blocos de caulim próximos à região de contato com o SGRV, indicando a presença de pegmatitos feldspáticos. As foliações apresentam um ângulo de mergulho moderado com atitude preferencial para NE (Fig. 4.57), seguindo a morfologia dômica do CMB.



Número de medidas: 7

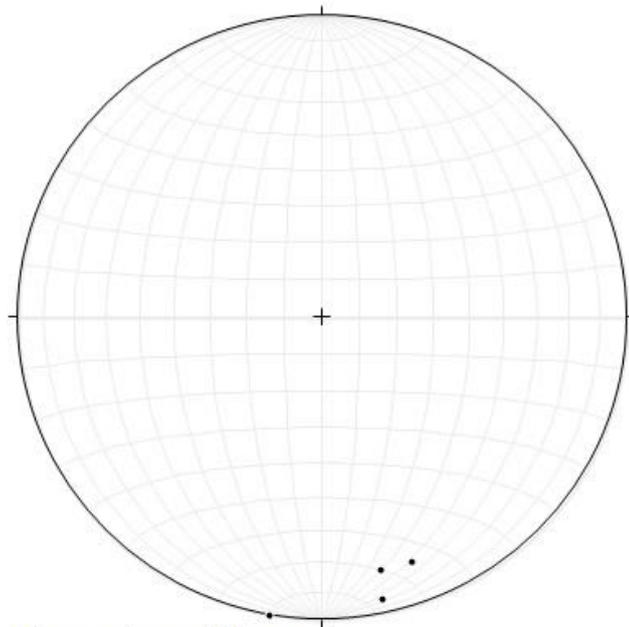
Figura 4.57 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do embasamento na borda NE do CMB, com atitude preferencial dos planos para NE.



Número de medidas: 11

Figura 4.58 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do SGRV na borda NE do CMB, com atitude preferencial em alto ângulo para ENE.

Neste local, observa-se xisto ferroso do GNL, que por sua vez, mostra xistosidade proeminente com mergulho para ENE e de alto ângulo (Fig. 4.58). Também é visível lineação mineral com direção NNW-SSE e baixo ângulo de caimento para SSE (Fig. 4.59), paralelas à direção das foliações, indicando movimento transcorrente levemente oblíquo na região. Na mesma unidade, steps de falha (Fig. 4.60) registram vergência dextral para a transcorrência numa fase rúptil de deformação.



Número de medidas: 4

Figura 4.59 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as atitudes de lineação mineral observadas nas rochas do embasamento e do SGRV na borda NE do CMB, com atitude preferencial para SSE.

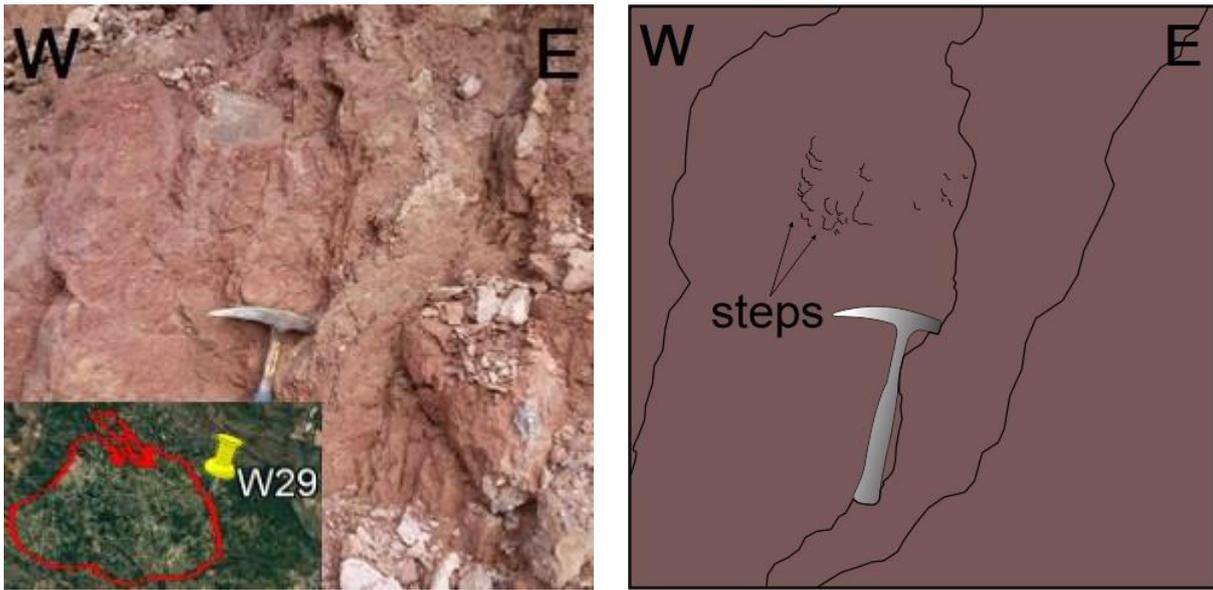


Figura 4.60 - Estação W29: Xisto ferroso do GNL com steps de falha indicando movimento oblíquo dextral.

Com base nos dados expostos, foi confeccionado o perfil geológico de detalhe da região, apresentado na seção F-F' (Fig. 4.61). Observa-se a ocorrência de falha reversa no contato entre o CMB e o GNL, além de steps de falha internos ao GNL, registrando movimento tectônico dextral.

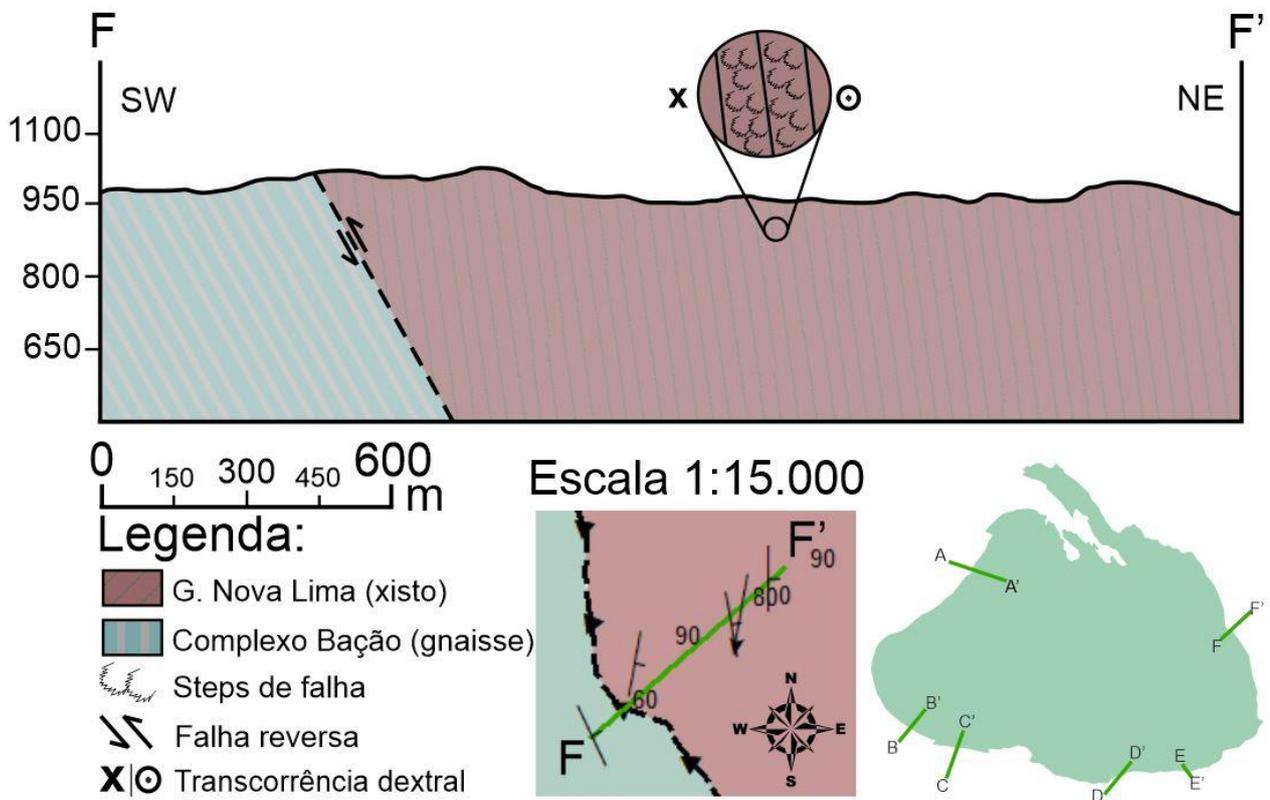


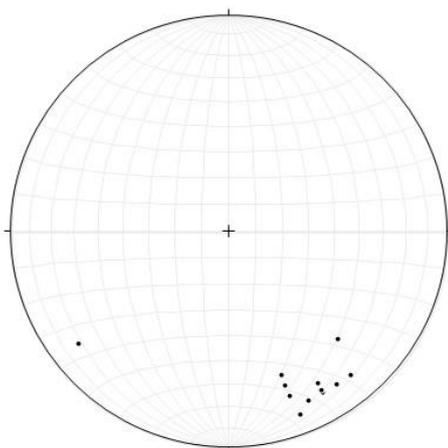
Figura 4.61 - Perfil geológico da região estudada na borda NE (Domínio 6) do CMB, representado pela seção F-F' em escala de 1:5.000.

4.2.3 Características do compartimento interno

O compartimento interno do CMB foi estudado em três domínios: Centro-Oeste (Domínio 7), Centro-SW (Domínio 8) e Centro-SE (Domínio 9). Estes coincidem aproximadamente com as regiões onde são convencionadas a variação entre suítes granítica e granodiorítica e ainda onde Hippertt (1994) dividiu a célula central da célula periférica em seu modelo evolutivo. Nessas regiões foram observadas diversas estruturas macroscópicas com indicadores cinemáticos e relações de corte entre as fácies, que auxiliam para um melhor entendimento da colocação e processos de deformação que caracterizam o domo do CMB.

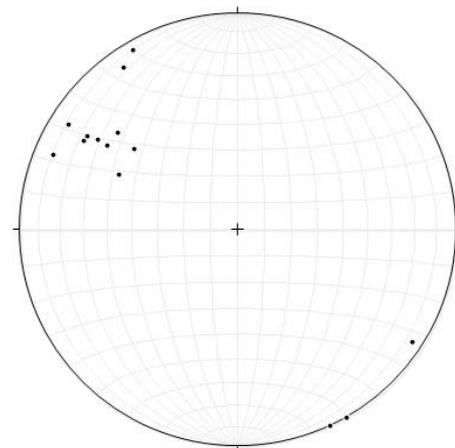
A região Centro-Oeste (Domínio 7) foi analisada próximo ao distrito de São Gonçalo do Bação, pertencente ao município de Itabirito, como mostra a figura 4.8. A rocha predominante é um gnaiss bandedo inequigranular porfirítico de matriz fina a média. Todavia, na porção mais próxima à borda W o gnaiss dá origem a um milonito com foliação bem desenvolvida, devido à proximidade com a região de cisalhamento que se formou no contato com as rochas supracrustais. As foliações apresentam alto ângulo de mergulho com sentido para NW (Fig. 4.62). Já o bandamento da porção mais central se encontra subvertical, variando entre NW e SE, com predomínio para SE (Fig. 4.63).

Na porção mais central é possível observar porfiroclastos com indicador cinemático sinistral e dobras de arrasto em Z com indicador dextral (Fig. 4.64), indicando duas fases não-coaxiais de deformação dúctil. A correlação cronológica indica que o movimento sinistral deve ser mais antigo, pois o pórfiro apresenta estrutura sin-cinemática à foliação, enquanto as dobras dextrais deformam o bandamento já desenvolvido. Veios de quartzo colocados em padrão paralelo entre si, caracterizando fraturas de tração *en-échelon* de regime dúctil-rúptil (Fig. 4.65), interceptam as tramas dúcteis pretéritas, sugerindo um movimento sinistral de fase posterior.



Número de medidas: 13

Figura 4.62 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações desenvolvidas em milonito próximo à borda W do CMB, com atitute preferencial dos planos para NW.



Número de medidas: 15

Figura 4.63 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos do bandamento gnaissico da porção Centro-W do CMB, com atitute preferencial dos planos para SE.

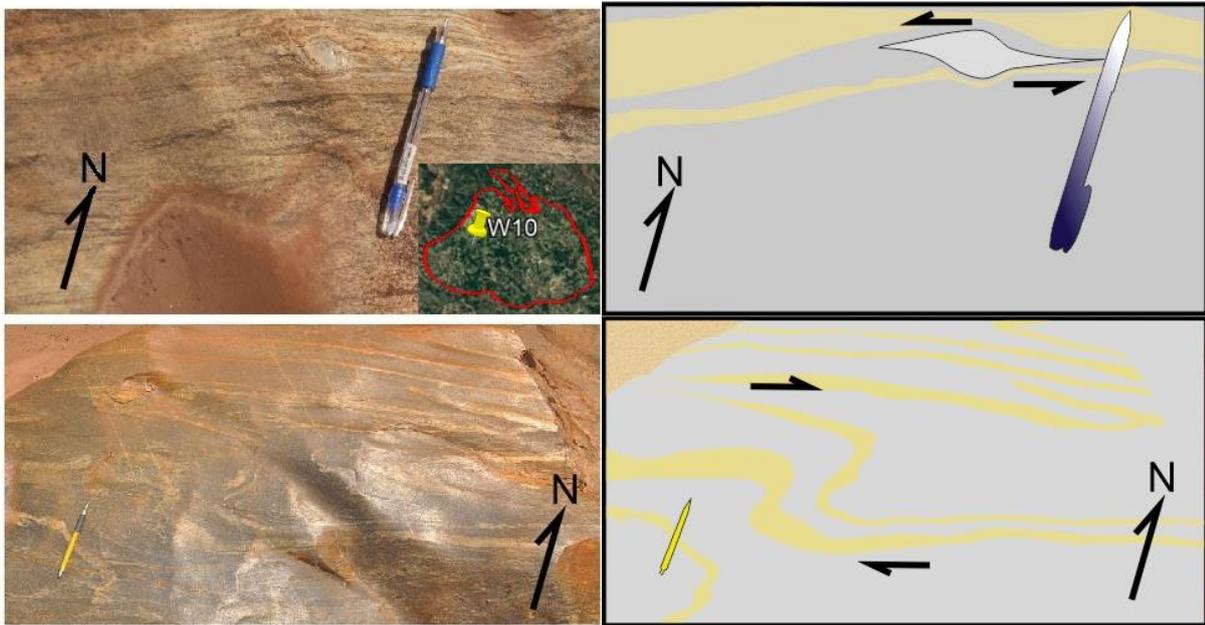


Figura 4.64 – Estação W10: Afloramento em planta de gnaiss bandado com porfiroclasto feldspático sigmoidal contornado pelo bandamento, indicando movimento sinistral; e dobra em Z deformando o bandamento, indicando movimento dextral.

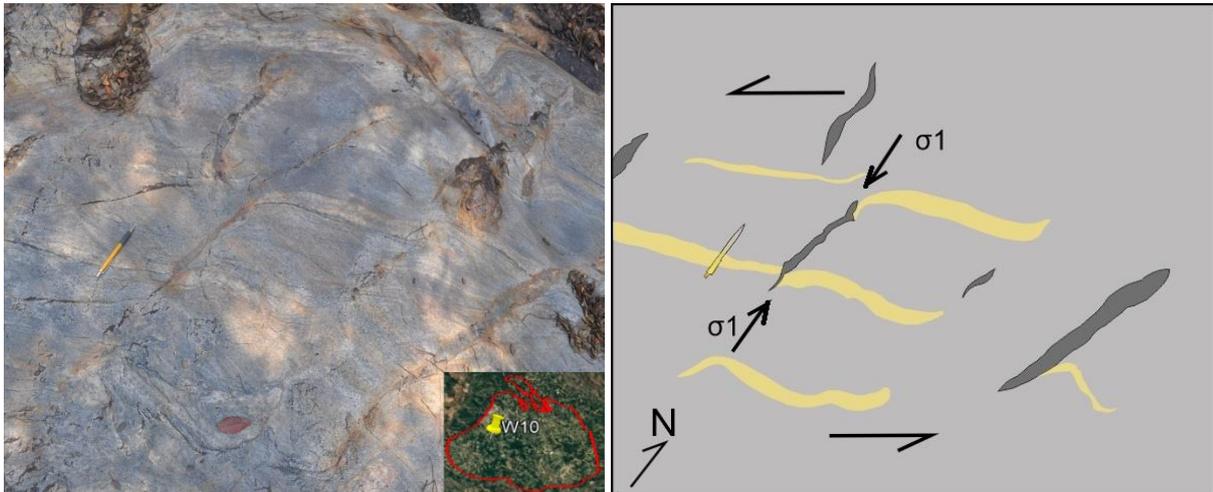


Figura 4.65 – Estação W10: Afloramento em planta de gnaiss bandado com fraturas de tração *en-echélon* indicando um movimento sinistral de regime dúctil-rúptil. **Fotografia:** Leonardo Gonçalves.

Nos milonitos da parte mais próxima à borda W, também são visíveis porfiroclastos quartzo-feldspáticos sin-cinmáticos (Fig. 4.66) e foliação S-C (Fig. 4.67) indicando movimento sinistral. Assim como também é possível observar outros porfiroclastos que provocam dobramentos na foliação milonítica (Fig. 4.68), apresentando cinemática dextral.

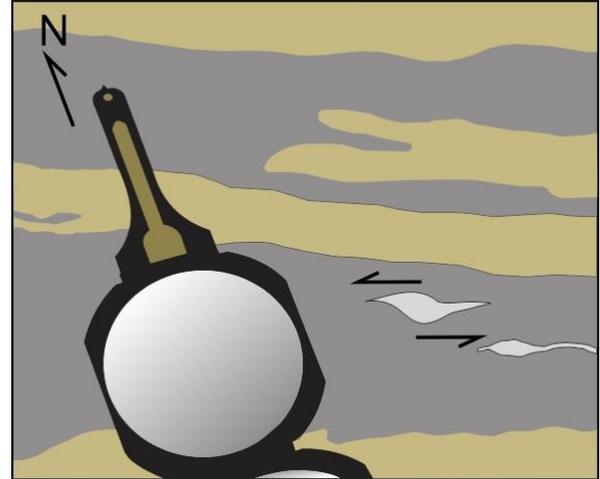


Figura 4.66 - Estação W16: Milonito com porfiroclasto feldspático sigmoidal sin-cinemático, indicando movimento sinistral.

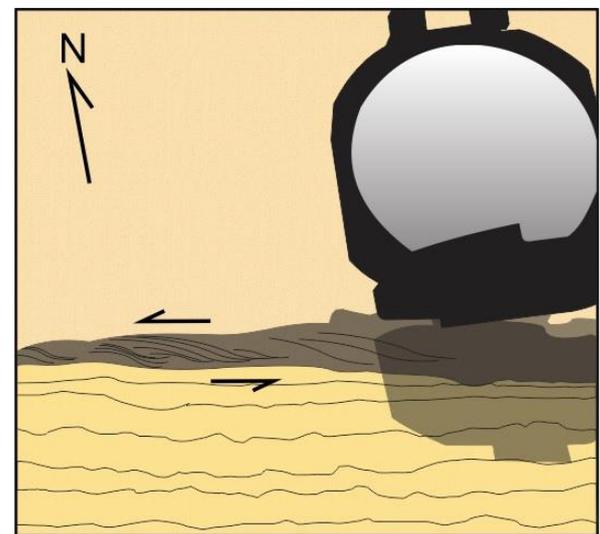
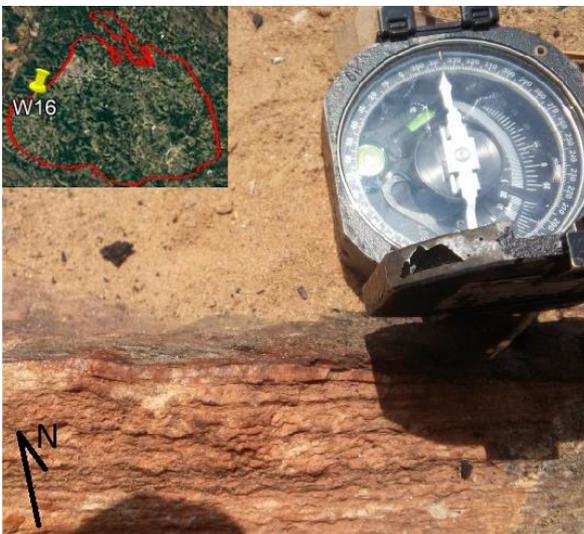


Figura 4.67 - Estação W16: Milonito com foliação S-C em banda melanocrática, indicando movimento sinistral.

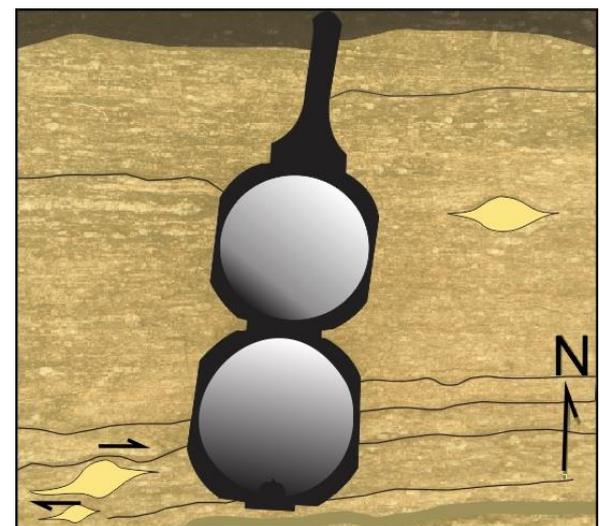


Figura 4.68 - Estação W16: Milonito com porfiroclasto feldspático sigmoidal defletindo a foliação, apresentando cinemática dextral.

A região Centro-SW (Domínio 8) foi analisada ao sul do distrito de Engenheiro Correa, como mostra a Figura 4.8. A região apresenta domínio litológico gnáissico de granulação fina, com bandamento incipiente e foliação marcada pela orientação de biotita (Fig. 4.69). Veios leucocráticos são abundantes e muitas vezes se apresentam de forma contorcida ou até mesmo com indícios de fusão parcial, sugerindo região de alto grau metamórfico. Diques pegmatíticos compostos por quartzo, feldspato e turmalina (Fig. 4.70) ocorrem interceptando o bandamento e os veios, sendo assim mais novos que tais litologias. Os diques principais possuem apófises, os feldspatos muitas vezes apresentam microestrutura pertítica e as turmalinas textura simplectítica com os minerais félsicos.



Figura 4.69 - Estação W17: Gnaiss fino com foliação marcada pela biotita, cortado por veios de quartzo e pegmatitos turmaliníticos.



Figura 4.70 - Estação W17: Pegmatito com feldspatos pertíticos e turmalinas simplectíticas.

A foliação gnáissica possui atitude preferencial em alto ângulo para NE (Fig. 4.71), enquanto os pegmatitos penetram com menor ângulo para SW (Fig. 4.72). Uma lineação mineral com caimento de alto ângulo para SE (Fig. 4.73) assinala um movimento reverso oblíquo dextral na região, de acordo com as foliações. Entretanto, não foi possível visualizar estruturas miloníticas que caracterizam domínios cisalhantes.

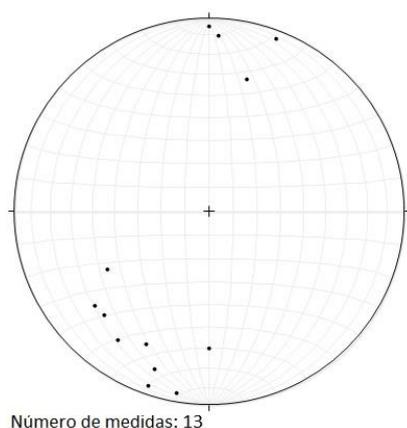


Figura 4.71 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do gnaiss observado na região Centro-SW do CMB, com atitude preferencial para NE.

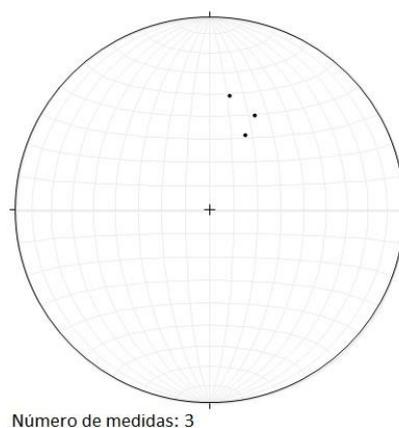


Figura 4.72 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das atitudes dos pegmatitos intrusivos no gnaiss da região Centro-SW do CMB, com preferência dos planos para SW.

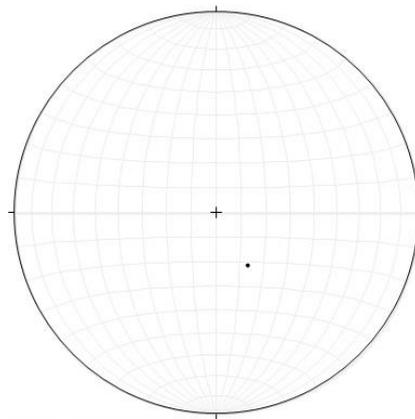


Figura 4.73 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo a atitude da lineação mineral observada no gnaiss do embasamento na região Centro-SW do CMB, com atitude para SE.

A região Centro-SE (Domínio 9) foi estudada nas imediações do distrito de Cachoeira do Campo, como exibido na figura 4.8. Três estações de trabalho foram visitadas na região, como mostra a imagem de satélite a seguir.



Figura 4.74 - Imagem de satélite das imediações de Cachoeira do Campo com as estações de trabalho abrangidas pelo Domínio 9 (W14, W15 e W18). **Fonte:** Google Earth Pro 2018.

Nas três estações examinadas a predominância litológica é de uma rocha gnáissica composta basicamente por quartzo, feldspato e biotita, de granulação inequigranular seriada, chegando a apresentar pórfiros feldspáticos nas estações W14 e W15, e granadas porfiríticas nas estações W15 e W18. Ora foliados, ora com bandamento bem definido (Figs. 4.75 e 4.76), as estruturas dos gnaisses indicam zonas com maiores graus metamórficos nas mediações de Cachoeira do Campo, onde Hippertt (1994) descreve uma zona de interfluxo com cinemática sinistral. Na estação W15 a rocha apresenta estruturas contorcidas e bandas leucossomáticas bem definidas (Fig. 4.77), sugestivo de um processo migmatítico. Em todas as estações é possível visualizar intrusões pegmatíticas leucocráticas (Fig. 4.78).



Figura 4.75 - Gnaiss foliado observado na estação de trabalho W18.



Figura 4.76 - Gnaiss com bandamento bem definido observado na estação de trabalho W14.



Figura 4.77 - Gnaiss migmatítico observado na estação de trabalho W15.



Figura 4.78 - Pegmatito leucocrático observado na estação de trabalho W18.

A estação W14 possui maior diversidade litológica, expondo outros dois litotipos: um biotita-gnaise (Fig. 4.79) bastante foliado e com fraturas levemente transversais preenchidas por quartzo. Sua foliação é concordante com o bandamento do gnaise. O outro é um granitoide isotrópico grosso (Fig. 4.80), com alta porcentagem de quartzo em sua composição e presença de calcita, que apesar de apresentar cristais médios na moda, chega a blocos de 20cm³ (Fig. 4.81).

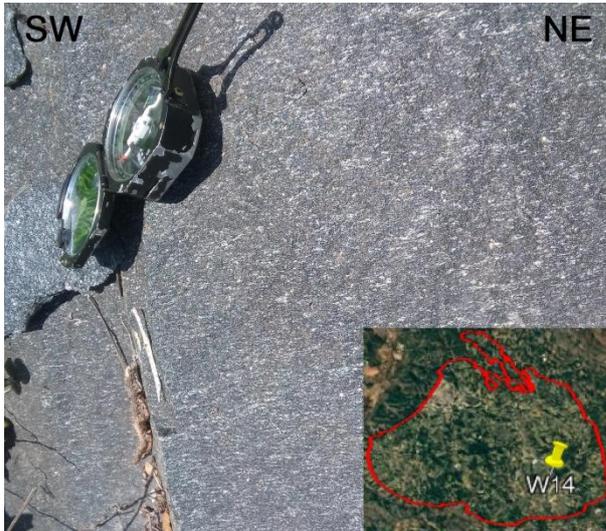


Figura 4.79 - Biotita-gnaise foliado observado na estação de trabalho W14.

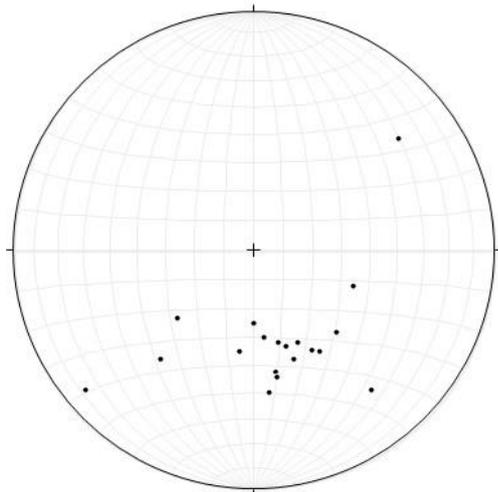


Figura 4.80 - Granitoide isotrópico grosso, observado na estação de trabalho W14.

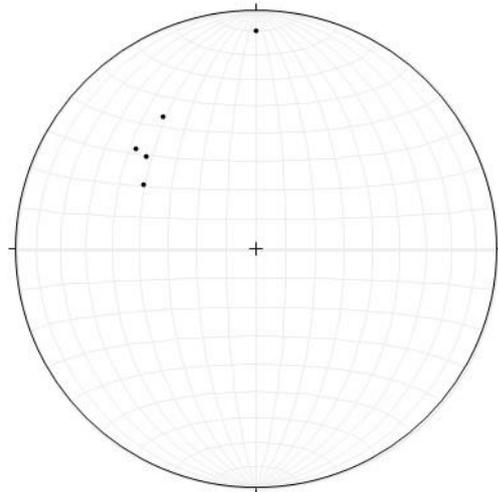


Figura 4.81 - Matacão de granitoide isotrópico contendo um bloco de calcita, visto na estação de trabalho W14.

As foliações gnáissicas das rochas possuem atitude preferencial para NNW nas estações W14 e W15 (Fig. 4.82), enquanto na estação W18 aparecem de maneira oposta, mergulhando para SE (Fig. 4.83). Também nesta estação observa-se que a lineação mineral aparente apresenta caimento de baixo ângulo para NE (Fig. 4.84), ou seja, paralelo à direção das foliações, sendo assim um indício de transcorrência oblíqua. Todavia, nenhuma rocha característica de zonas de cisalhamento ou estrutura com indicador cinemático foi identificada na região.



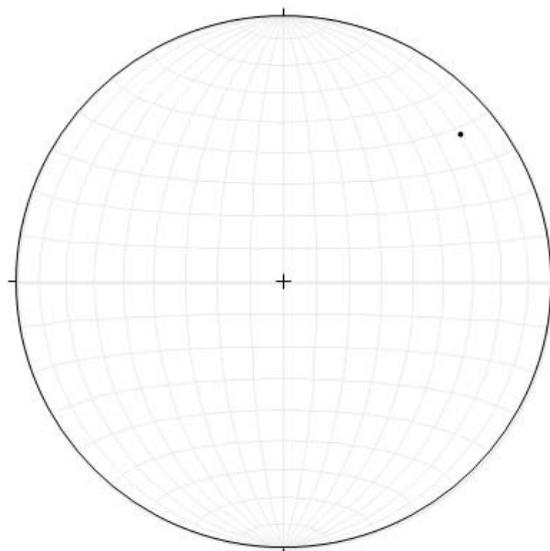
Número de medidas: 19



Número de medidas: 15

Figura 4.82 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do gnaiss observado nas estações W14 e W15 - Centro-SE, com atitude preferencial dos planos para NW.

Figura 4.83 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo os polos das foliações do gnaiss observado na estação W18 - Centro-SE, com atitude preferencial dos planos para SE.



Número de medidas: 1

Figura 4.84 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo a atitude da lineação mineral observada no Gnaiss da estação de trabalho W18 - região Centro-SE do CMB, com caimento em baixo ângulo para NE.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO

Com base nos dados de campo e descrições petrográficas, incluindo aspectos microestruturais, foi possível observar que a rocha dominante na região periférica do CMB é um gnaiss bandado de composição quartzo-feldspática, que por vezes se apresenta com foliação incipiente e outras com estruturas de fusão parcial. Nas regiões próximas ao contato com o SGRV desenvolve-se uma porção milonítica que acompanha a borda de NW a S, preservando as características quartzo-feldspáticas do gnaiss e as micáceas dos xistos sobrejacentes. Esse zoneamento composicional e estrutural corrobora os dados apresentados por Hippertt (1994), que assinalou que os gnaisses cinza bandados são dominantes nas regiões de borda do CMB, região esta onde também predominam as rochas miloníticas.

Por outro lado, a porção central do CMB é caracterizada pela presença de uma rocha mais félsica e menos foliada, que poderia ser correlacionada ao núcleo de composição tonalítica-granodiorítica definido por Hippertt (1994), entretanto pode ser que este estudo não tenha alcançado o perímetro do núcleo descrito devido ao foco no domínio fronteiro. As intrusões leucocráticas são comuns em toda a região, obedecendo a uma relação cronológica que registra as suítes pegmatíticas como as fácies mais jovens do CMB. Os diques máficos interceptam todas as estruturas e são mais penetrativos na região de contato, principalmente na margem sul, onde a espessura da camada milonítica também é maior. Tanto as características composicionais das rochas quanto as correlações cronológicas vão de acordo com as análises feitas por Farina *et al.* (2015), que datam as intrusões leucograníticas do pulso Rio das Velhas II (2,77 Ga), as pegmatíticas como produto do Orógeno Transamazônico (2,03 Ga) e as máficas já da fase de colapso do mesmo (1,90 Ga). Como as intrusões leucocráticas interceptam a foliação milonítica, entende-se que a milonitização ocorreu antes desse magmatismo, provavelmente durante a ascensão do domo, mas passou por posterior reativação não-coaxial marcada pelos indicadores cinemáticos observados em campo.

Foi observado por este estudo que a variação do mergulho se dá gradativamente por todo o domo, de forma que a porção ocidental possui ângulo mais elevado do que a oriental (Figs. 5.1 e 5.2), diminuindo também em direção ao sul e indicando maior deformação com sentido a NW. Isso confirma em maior escala o que foi observado por Gomes & Eisele (1993) sobre o mergulho das foliações na porção NW-W, que possui ângulo mais elevado na borda do que no centro. A foliação milonítica que acompanha o contorno do domo possui uma camada mais espessa na margem sul, de escala decamétrica, bem desenvolvida e melhor definida do que nos outros domínios. A presença de

estruturas de domínio dúctil, os cristais bem desenvolvidos de granada na interface com os xistos do GNL e a espessura da auréola não endossam a ideia de intrusão rasa e resfriamento rápido defendida por Guild (1957) e nem de região metassomática apontada por O'Rourke (1954). Entretanto, a presença de epidoto indica níveis moderados de pressão e temperatura (pico de até 8–9 kbar e 650–700 ° C), não alcançando alto grau de metamorfismo, como descrito por Herz (1970) e Gomes & Eisele (1993).

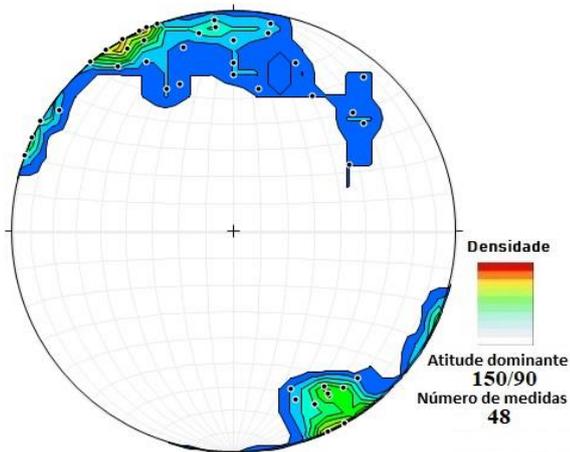


Figura 5.1 - Diagrama polar de igual área, hemisfério inferior, exibindo o contorno das estruturas planares das rochas da porção ocidental do CMB, com altos ângulos de mergulho e atitude preferencial para SE.

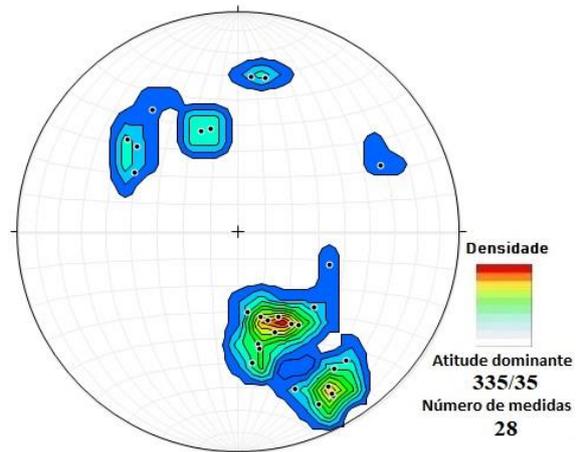


Figura 5.2 - Diagrama polar de igual área, hemisfério inferior, exibindo o contorno das estruturas planares das rochas da porção oriental do CMB, com menores ângulos de mergulho e atitude preferencial para NW.

As lineações notadas na borda se apresentam paralelamente a direção dos planos de foliação em que estão contidos e de forma geral com baixo ângulo de caimento, em torno de 25° (Fig. 5.3), o que indica movimento direcional oblíquo em toda a zona de contato com o SGRV. Nas regiões centrais, próximas de onde Hippertt (1994) definiu interfaces de fluxos diapíricos, não foram encontradas estruturas lineares suficientes que possibilitassem analisar o modelo helicoidal proposto.

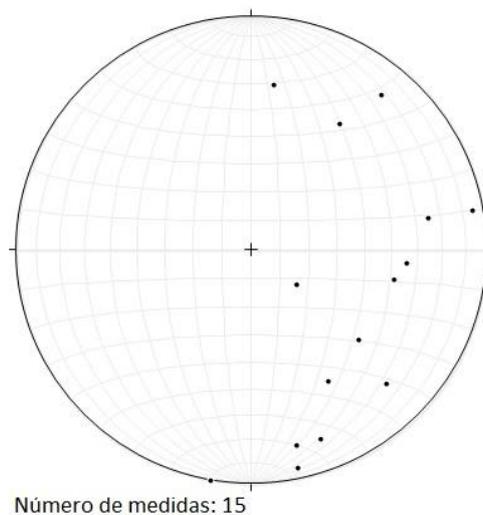


Figura 5.3 - Estereograma de igual área, hemisfério inferior, exibindo as atitudes de lineação mineral observadas nos domínios ao redor da borda do CMB, com caimento em baixo ângulo para diferentes direções.

Foram observadas estruturas de fases deformacionais diferentes que registram momentos de um ambiente dúctil e um posterior dúctil-rúptil, como é o caso de dobras de arrasto e fraturas de tração *en-échelon* encontradas na porção W do CMB, também observadas por Gomes & Eisele (1993). Todavia, não foram encontradas interfaces que registrassem a interação de um fluxo magmático central com uma região periférica já em estado desenvolvido de cristalização, como proposto por Hippertt (1994). O regime reológico transicional e a relação cronológica das estruturas observadas sugerem um ambiente de baixa profundidade e relativamente jovem para a formação das fraturas *en-échelon*, possivelmente durante a exumação do corpo dômico. Estruturas de deformação rúptil são vistas na borda SE e NE, onde as foliações possuem menor ângulo de mergulho, comparadas aos domínios da porção ocidental do domo.

A posição verticalizada do bandamento gnáissico nas rochas do embasamento e o sentido de mergulho oposto das rochas supracrustais muitas vezes observadas no domínio que se estende da borda NW à borda S do CMB, podem indicar um movimento de tectônica reversa do embasamento sobre as supracrustais, com sentido para W. Dobras assimétricas locais e regionais, como observadas nos domínios WSW e SSW, corroboram esta interpretação. O mesmo sentido de deformação é observado nas estruturas de movimento reverso das bordas NE e SE do corpo, todavia, registrando o cavalgamento das rochas supracrustais sobre o embasamento.

Assim como citado por Gomes & Eisele (1993) e Endo *et al.* (1996), observou-se que a borda NW-W do CMB apresenta um sistema transcorrente oblíquo sinistral com fases de reativação não-coaxial, sendo a primeira fase dúctil sinistral marcada pela foliação milonítica e as lineações minerais, a segunda fase dúctil dextral registrada por dobras e grãos rotacionando a foliação desenvolvida e a terceira dúctil-rúptil sinistral gravada por fraturas de tração *en-échelon*. Todavia, notou-se que esse domínio se estende até a região SSE, acompanhando a zona de maior deformação do corpo, dada concomitantemente à sua colocação. Já a porção leste apresenta um domínio transcorrente oblíquo dextral, com estrutura de movimento reverso rúptil (steps de falha) marcando o empurrão das rochas do SGRV sobre o CMB (Fig. 5.4) já numa fase posterior à colocação do domo, provavelmente durante o evento Brasileiro (650 Ma) ou algum processo neotectônico.

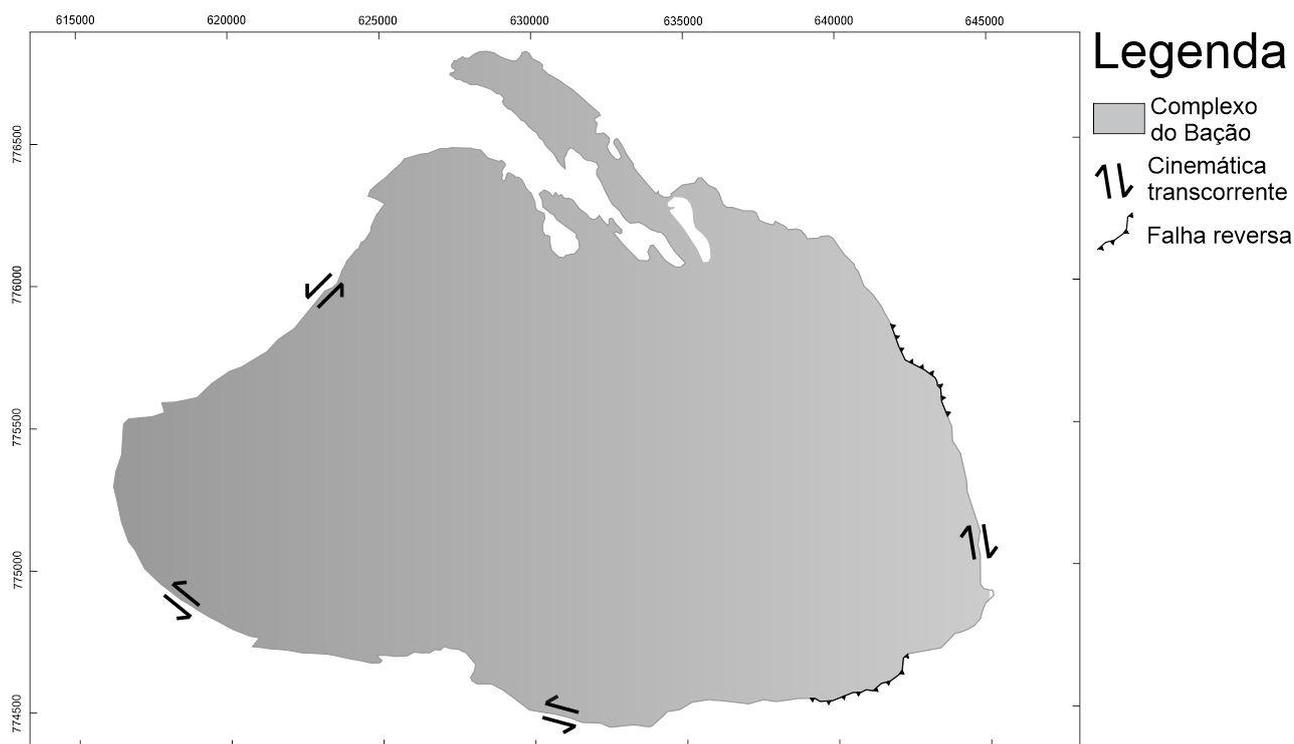


Figura 5.4 - Mapa do contorno do CMB indicando a cinemática dominante em cada domínio investigado neste trabalho.

Os mergulhos verticalizados e por vezes invertidos das foliações tanto no embasamento quanto nas supracrustais da porção ocidental sugerem o cavalgamento do domo sobre o flanco leste do Sinclinal Moeda, assim como as falhas de empurrão da borda SE registram um cavalgamento do flanco oeste do Anticlinal de Mariana sobre o CMB. Dessa forma, tanto o Sinclinal Moeda como o CMB funcionaram como barreira estrutural para um movimento deformacional com vergência para W, reativando as zonas de transcorrência oblíqua que permeiam o contato entre o CMB e as rochas supracrustais adjacentes. Essa análise vai de acordo com as ideias propostas por Chemale *et al.* (1992) e por Alkmim & Marshak (1998), que consideram esse movimento como produto da deformação imposta pelo evento Brasileiro na região do Quadrilátero Ferrífero. Mas ressalta as fases não-coaxiais de reativação do sistema na parte ocidental do domo, que pode ter como causa a barreira imposta a oeste pelo flanco leste do Sinclinal Moeda e a sul pelo flanco norte do Sinclinal Dom Bosco ou também pode ser o registro de fases distintas do evento Transamazônico propostas por Alkmim e Marshak (1998) e do evento Brasileiro, destacadas por Endo & Machado (1998).

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

As caracterizações petrográficas e estruturais das rochas contidas nas zonas de cisalhamento que circundam toda a borda do CMB definem um domínio de deformação desenvolvido a partir da colocação do corpo dômico durante o Arqueano. Este domínio passou por reativações posteriores, com maior expressão para o sistema compressivo da orogênese brasiliana com sentido do transporte tectônico direcionado para W, principalmente na região E do corpo. O sistema provocou o cavalgamento do CMB sobre o flanco leste do Sinclinal Moeda, reativando uma zona de falha transcorrente oblíqua projetada durante sua colocação, com posteriores fases de deformação não-coaxiais, porém manteve preservadas as estruturas originais. Já na porção oriental o cavalgamento do flanco oeste do Anticlinal de Mariana sobre o CMB gerou uma zona de falha transcorrente oblíqua dextral de regime rúptil, registrando um domínio tectônico de ambiente crustal em baixa profundidade (10-15 km) já posterior à exumação do corpo.

Por meio da caracterização do arcabouço litoestrutural da região, o presente estudo propõe que a colocação da estrutura dômica com o desenvolvimento da primeira foliação milonítica no contato com o SGRV ocorreu durante um evento pré-Transamazônico, diferente do que estabelece Dorr (1969), Chamale *et al.* (1994) e Endo & Machado (1998), mas de acordo com o que é postulado por Alkmim & Marshak (1998), Lana *et al.* (2013) e Farina *et al.* (2015). Entretanto, chama atenção para o registro de zonas de cisalhamento com fases não-coaxiais, como defendido por Gomes & Eisele (1993) e Endo *et al.* (1996). As estruturas originais do corpo passaram por deformações ao longo do tempo, registrando os eventos Rio das Velhas II (Lana *et al.* 2013), Transamazônico (Farina *et al.* 2015) e Brasileiro (Alkmim & Marshak 1998, Endo & Machado 1998), sendo este último o mais penetrativo e responsável pelo cavalgamento do Anticlinal de Mariana sobre o CMB e deste sobre o Sinclinal Moeda. As fases não-coaxiais observadas podem ser produtos destes eventos ou reflexos da acomodação do flanco leste do Sinclinal Moeda que atuou como barreira estrutural ao movimento ou ainda de distintas fases dos ciclos Transamazônico e Brasileiro, como apontado por Endo & Machado (1998).

De acordo com os perfis litoestruturais elaborados, propõe-se que a zona de cisalhamento que permeia o contato do CMB com as rochas supracrustais adjacentes possui natureza tectônica de deformação com posteriores reativações, sendo as estruturas desenvolvidas durante a colocação do corpo mais penetrativas na porção ocidental, enquanto que na porção oriental dominam os registros da reativação tectônica datada do Brasileiro. A análise em nível de detalhe dos indicadores cinemáticos

Gonçalves, W. F. 2019, A natureza do contato entre o Complexo do Bação e as sequências supracrustais adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas

evidenciou que movimentos contraditórios ocorreram em diferentes fases de deformação e com diferentes regimes reológicos na porção ocidental, e que esta apresenta um domínio de transcorrência sinistral, já a parte oriental possui um domínio transcorrente dextral de ambiente predominantemente rúptil, de fase posterior.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S. 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic collision and collapse in the Southern São Francisco Craton region. *Precambrian Res.*, **90**: 29-58.
- Brito T.P. 2016. Análise geofísica para a prospecção de água nas proximidades de Itabirito (MG). Trabalho de Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 87p.
- Baltazar O. F., Zucchetti M. 2005. 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*.
- Carneiro M.A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento da crosta continental do Arqueano. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 233p.
- Carneiro M.A., Jordt-Evangelista H., Teixeira W. 1997. Eventos magmáticos arqueanos de natureza cálcio-alcalina e tholeítica do Quadrilátero Ferrífero e suas implicações tectônicas. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**: 121-128.
- Chemale F. Jr., Rosiere C. A., Endo I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Modelo. *Pesquisas*, **18**: 104-127.
- Chemale F. Jr., Rosiere C. A., Endo I. 1992. A model for the tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **29^o** International Geological Congress Kyoto, Japan. Resumes pag. 275.
- Chemale F. Jr., Rosiere C. A., Endo I. 1994. The evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Precambrian Research*, **65**: 25-54.
- Coelho, V.V. 2015. Modelagem Metamórfica e Geocronologia de xistos e anfíbolitos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto. 183p.
- Derby O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of geology*, **14**:374-401.
- Dorr J. V. N., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Brazil. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 641 (A):110p.; Washington.
- Endo I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa SanFranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 243p.
- Endo I. Fonseca M.A., Gouveia C.G. 1996. Tectônica transcorrente NS de idade Neoarqueana no Quadrilátero Ferrífero, MG. Congresso Brasileiro Geologia. 39. Anais, 1:437-439
- Endo I. & Machado R. 1998. The geologic architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) after multiple transpressional and transtensional tectonic events. In: International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Abstracts, p. 126.
- Eschewege W.L.Von. 1833. Pluto Brasiliensis. Trad.1979, São Paulo, Editora Universidade de São Paulo, 306pp.
- 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 Res.* **266**, 375-394.

- Gonçalves, W. F. 2019, A natureza do contato entre o Complexo do Bação e as sequências supracrustais adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas
- Farina F., Albert C., Martínez Dopico C., Aguilar Gil C., Moreira H., Hippertt J.P., Cutts K., Alkmim F.F., Lana C. 2016. The Archeane-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): Current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*. 68, 4-21.
- Fonseca G. M. da & Evangelista H. J. 2013. Rochas ultramáficas plutônicas do greenstone belt Rio das Velhas na porção central do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Rev. Esc. Minas* v.66 Ouro Preto.
- Fossen H., Cavalcante G. C. G. 2017. Shear zones: a review. *Earth-Science Reviews*. 171, 434–445.
- Gomes C.J.S. & Eisele R.S. 1993. A deformação em uma zona de cisalhamento descontínua na borda do Complexo Metamórfico do Bação, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. De Geociências*, v123:124-128.
- Gomes C.J.S. 1985. Estudos meso e microestruturais no Complexo do Bação e nos metassedimentos adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. De Geociências*, v16:419.
- Gomes C.J.S. 1985. Strukturelle und Texturale Untersuchungen im Bação-Komplex und Seinen Rahmengesteinen, Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien. Tese de Doutorado, T.U.Clausthal, 190 p.
- Gorceix H. 1881. Estudo químico e geológico das rochas do centro da província de Minas Gerais. Primeira parte: arredores de Ouro Preto. *An. Esc. Minas de Ouro Preto*, 1:1-12.
- Gorceix H. 1883. Estudo químico e mineralógico das rochas em arredores de Ouro Preto. *An. Esc. Minas de Ouro Preto*, 2:6:22.
- Guimarães, D. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica: Brazil, Div. Fomento Produção Mineral, Boletim 88, 314 p.
- Herz, N. 1970. Gneissic and Igneous Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Professional Paper, 641(B):1-58.
- Herz, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Prof. Paper, 641 (C): 1-78.
- Hippertt J. F. 1994. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir (Bação Complex, southeastern Brazil). *Tectonophysics* 234: 169-196.
- Koglin N., Zeh A., Cabral A. R., Gomes Jr. A. A. S., Neto A. V. C., Brunetto W. J. Galbiatty H. 2014. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constraints from U–Pb–Hf isotopes in zircon and xenotime. *Precambrian Research*. v255:96-108.
- Ladeira E. A. & J. F. M. Viveiros 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base em dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais, Boletim 4, 18p.
- Lana C., Alkmim F.F., Armonstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr. H.R. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, Southeast Brazil. *Precambrian Res.* 231, 157–173.
- Lapworth C. 1885. The Highland controversy in British geology: its causes, course and consequences. *Nature*, Lond. 32, 558-559.
- Lipski M. 2002. Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto. 171p.
- Lobato L., Rodrigues L.R., Vieira F. 2001 Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*. 36, 249–277.

- Lobato L., Vieira F.W.R. 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralization associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part II, the Archean mesothermal gold-bearing hydrothermal system. *Revista Brasileira de Geociências*. 28(3), 355-366.
- Marshak S. & Alkmim, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil: a kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, 8:555-571.
- Marshak S., Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane, *Nature*. 357, 491-493.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo de Oliveira O.A. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*. 104, 1221-1227.
- McClay K., 1987. The mapping of geological structures. *Geol. Soc. London Handbook*, Open University Press, Milton Keynes, 161 pp.
- Noce C.M., Tassiarini C., Lobato L.M. 2007. Geochronological framework of the Quadrilátero Ferrífero, with emphasis on the age of gold mineralization hosted in Archean greenstone belts. *Ore Geology Reviews*. 32, 500-510.
- O'Rourke J.E. 1957. The stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio das Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *PhD Thesis*, University of Wisconsin. 106 p.
- Rosière C.A. & Chemale, F. Jr., 1991. Textural and structural aspects of iron ores from Iron Quadrangle, Brazil. In Pagel, M. & Leroy, J. L. (eds.). *Source, Transport and Deposition of Metals*, Amsterdam, Balkema, 485 – 488.
- Reis L.A., Neto M.A.M., Gomes N.S., Endo I., Evangelista H.J. 2002. A bacia de antepaís paleoproterozóica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, p. 27-42.
- Roeser H.M.P., Roeser, P.A. 2010. O Quadrilátero Ferrífero - MG, Brasil : aspectos sobre sua história, seus recursos minerais e problemas ambientais relacionados. *Geonomos*, v. 18, p. 34-37
- Schorscher H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *AI/ Acad. Bras. Ciências*, Rio de Janeiro, 51 (4) 766-768.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: U.G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 101-137.
- White S. H., Burrows S. E., Carreras J., Shaw N. D. & Humphreys F. J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 2, 175-187.

Apêndices

Apêndice 1 - Descrição microscópica de lâmina delgada extraída da estação de trabalho W40

ROCHA: Gnaiss bandado

Rocha metamórfica bandada, inequigranular seriada e com textura lepidogranoblástica. A banda máfica da rocha é mais rica em Biotita do que a banda félsica, mas não diferencia muito a quantidade de Quartzo e Plagioclásio. Já a Microclina ocorre apenas na porção félsica. Detalhes da descrição individual dos minerais a seguir, bem como nas imagens da Figura 6.1.

MINERAIS:

Quartzo (50%) - Anédrico e de bordas lobadas. Apresenta extinção ondulante e Bulgin gerando subgrãos. Contato apenas com os minerais essenciais da rocha. Seus grãos variam de 0,08 mm a 3,04 mm e com média de 1,51 mm.

Plagioclásio (20%) - Anédrico e de bordas lobadas a retas. Apresenta contato com todos os minerais, grãos com alteração para Sericita e textura poiquiloblástica com Biotita e Titanita. Seus grãos variam de 0,32 mm a 2,24 mm, com média de 0,93 mm.

Biotita (15%) - Euédrica a anédrica com bordas retas, algumas serrilhadas. Apresenta contato com todos os minerais da rocha e textura poiquiloblástica com Titanita e Zircão. Grão variando de 0,16 mm a 1,44 mm, com média de 0,76 mm.

Microclina (10%) - Anédrica e de bordas retas. Está restrita nas bandas félsicas e apresenta contato com os minerais essenciais da rocha. Grãos finos, de 0,24 mm a 0,8 mm e com média de 0,43 mm.

Muscovita/Sericita (3%) - Anédrica e com bordas serrilhadas. Apresenta contato com os minerais essenciais da rocha e geralmente ocorre como fruto de alteração do Plagioclásio. Grãos muito finos, variando de 0,04 mm a 0,16 mm e com média de 0,093 mm.

Zircão (~1%) - Subédrico a Anédrico, com bordas retas e algumas lobadas. Ocorre incluso em Biotita, Quartzo e Plagioclásio, muitas vezes apresentando halo pleocróico. Grãos muito finos, variando de 0,08 mm a 0,24 mm e com média de 0,13 mm.

Opacos (~1%) - Grãos muito finos, geralmente associados às Biotitas. Variam de 0,08 a 0,16 mm, com média de 0,09 mm.

Titanita (~0,5%) - Euédrica a subédrica, de seções losangulares e bordas retas. Ocorre geralmente associada às Biotitas, em grãos muito finos de 0,08 mm a 0,16 mm e com média de 0,11 mm.

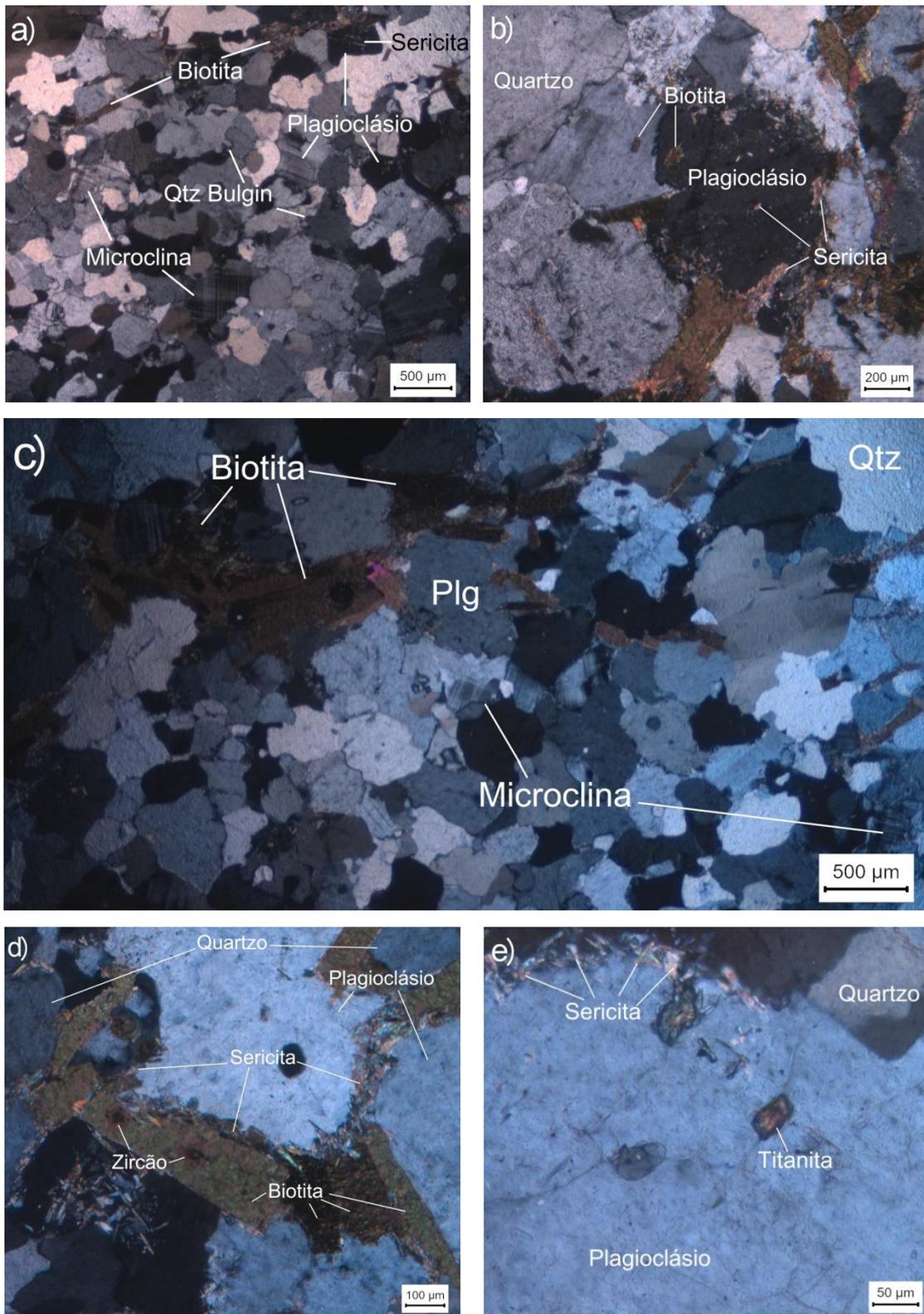


Figura 6.1 - a) Minerais essenciais da rocha, com Quartzo Bulgin e Plagioclásio exibindo sericitização, em imagem com polarizador; **b)** Plagioclásio sericitizado e com inclusão de Biotita, em imagem com polarizador; **c)** Banda máfica, com maior quantidade de Biotita e banda félsica, com presença de Microclina, na imagem com polarizador; **d)** Zircão incluído em Biotita e Plagioclásio com alteração para Sericita, em imagem com polarizador; **e)** Plagioclásio com alteração para Sericita e com inclusão de Titanita, em imagem com polarizador.

Apêndice 2 - Descrição microscópica de lâmina delgada extraída da estação de trabalho W11

ROCHA: Gnaiss foliado

Rocha metamórfica foliada, textura lepidogranoblástica e granulação inequigranular seriada com grãos finos de minerais acessórios. Detalhes da descrição individual dos minerais a seguir, bem como nas imagens da Figura 6.2.

MINERAIS:

Quartzo (40%) - Anédrico, de bordas lobadas a retas, extinção ondulante e Bulgin gerando subgrãos. Apresenta textura poiquiloblástica com Apatita e contato com os demais minerais essenciais da rocha. Grãos de 0,12 mm a 1,8 mm, com média de 0,84 mm.

Biotita (23%) - Subédrica a anédrica, de bordas retas com porções serrilhadas. Apresenta contato com Quartzo e Plagioclásio, e textura poiquiloblástica com Zircão e Titanita. Grãos de 0,2 mm a 3,1 mm, com média de 1,28 mm.

Plagioclásio (22%) - Anédrico, de bordas lobadas e com macla polissintética visível em alguns grãos. Apresenta textura poiquiloblástica com Zircão, Biotita e Apatita. Contato com todos os minerais e algumas porções com alteração para Sericita. Grãos de 0,12 mm a 3,1 mm, com média de 1,24 mm.

Muscovita/Sericita (12%) - Euédrica a anédrica e de bordas retas a serrilhadas. Ocorre muitas vezes como fruto de alteração do Plagioclásio, fazendo contato também com Biotita e Quartzo. Grãos muito finos, variando de 0,04 mm a 0,3 mm, com média de 0,14 mm.

Apatita (~1%) - Euédrica a subédrica e de bordas retas. Geralmente ocorre associada ao Plagioclásio, em grãos muito finos de 0,04 mm a 0,2 mm e com média de 0,11 mm.

Titanita (~1%) - Euédrica a subédrica, com seções losangulares e bordas retas. Geralmente ocorre associada à Biotita, em grãos muito finos de 0,08 mm a 0,16 mm e com média de 0,1 mm.

Zircão (~1%) - Subédrico a anédrico e de bordas retas. Mais associado à Biotita, também apresenta contato com Quartzo e Plagioclásio. Possível observar halo pleocróico em alguns grãos, que variam de 0,04 mm a 0,2 mm, com média de 0,1 mm.

Opacos (~0,5%) - Grãos acessórios muito finos, de 0,04 mm a 0,2 mm, com média de 0,1 mm.

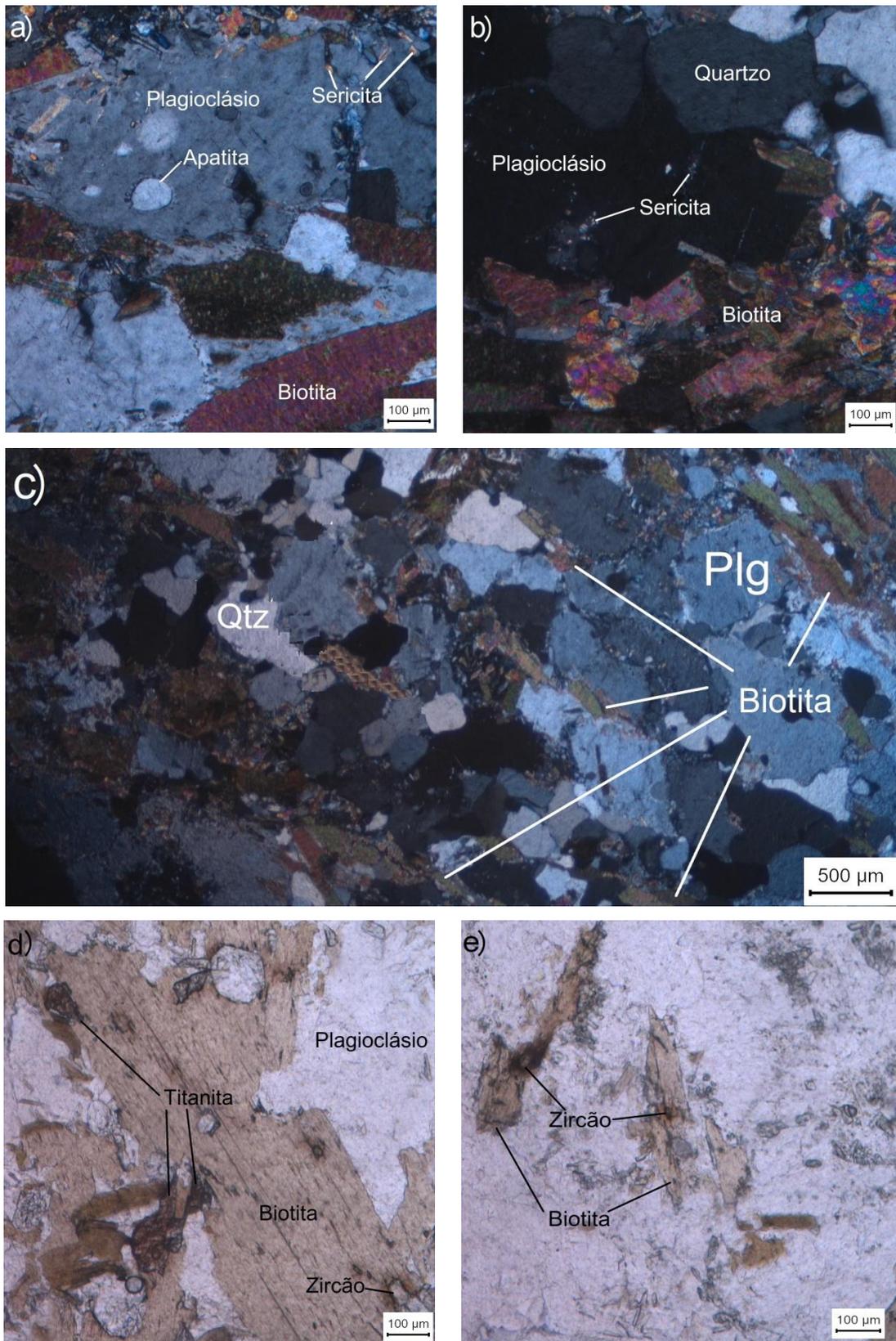


Figura 6.2 - a) Plagioclásio com inclusão de Apatita e alteração para Sericita, em imagem com polarizador; **b)** Minerais essenciais da rocha, com Plagioclásio exibindo seritização, em imagem com polarizador; **c)** Biotitas orientadas marcando a foliação da rocha, em imagem com polarizador; **d)** Titanitas associadas à Biotitas, em imagem sem polarizador; **e)** Textura poiquiloblástica de Zircão incluído na Biotita, em imagem sem polarizador.

Apêndice 3 - Descrição microscópica de lâmina delgada extraída da estação de trabalho W1

ROCHA: Ortognaisse com foliação incipiente

Rocha metamórfica com foliação incipiente, inequigranular seriada e de textura granolepidoblástica. Apresenta grãos finos de opacos como minerais acessórios. Detalhes da descrição individual dos minerais a seguir, bem como nas imagens da Figura 6.3.

MINERAIS:

Plagioclásio (35%) - Anédrico, de bordas serrilhadas a lobadas. Possível visualizar macla polissintética na maioria dos grãos, assim como alteração para Sericita/Muscovita. Apresenta textura poiquiloblástica com a Biotita e contato com todos os minerais da rocha. Grãos de 0,16 mm a 3,4 mm, com média de 1,7 mm.

Quartzo (30%) - Anédrico, de bordas lobadas e Bulgins gerando subgrãos. Extinção ondulante e grãos recristalizados no sentido da foliação (veio). Contato com todos os minerais da rocha. Grãos de 0,12 mm a 2,4 mm, com média de 1,08 mm.

Biotita (15%) - Subédrica a anédrica, de bordas retas a lobadas. Contato com todos os minerais da rocha e associação com opacos. Grãos de 0,04 mm a 0,6 mm, com média de 0,31 mm.

Muscovita/Sericita (14%) - Anédrica, de bordas lobadas a serrilhadas. Contato com todos os minerais e muitas vezes ocorrem como produto de alteração dos feldspatos. Grãos de 0,12 mm a 0,6 mm, com média de 0,33 mm.

Microclina (5%) - Subédrica, de bordas retas a lobadas. Contato com todos os minerais da rocha e alguns grãos apresentam processos de seritização. Grãos de 0,2 mm a 0,6 mm, com média de 0,43 mm.

Opacos (1%) - Grãos finos associados às Biotitas. Tamanho de 0,08 mm a 0,12 mm, com média de 0,09 mm.

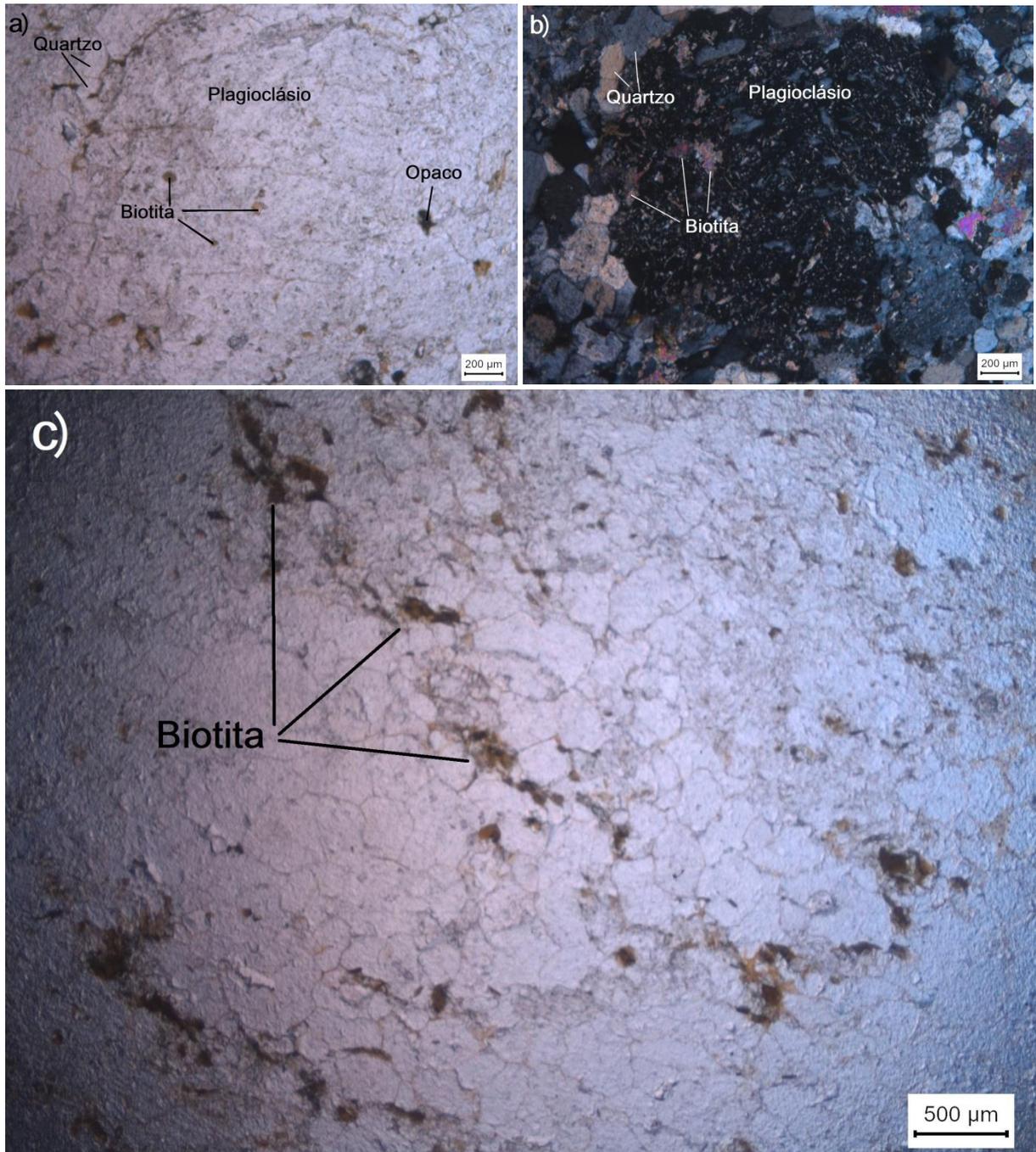


Figura 6.3 - a) Biotita inclusa no Plagioclásio e ocorrência de grãos de Quartzo e Opaco, em imagem de luz transmitida plana; **b)** Biotita inclusa no Plagioclásio com avançado nível de seritização e presença de grãos de Quartzo, em imagem de luz transmitida polarizada; **c)** Orientação das Biotitas marcando a foliação incipiente da rocha, em imagem de luz transmitida plana.

Apêndice 4 - Descrição microscópica de lâmina delgada extraída da estação de trabalho W5

ROCHA: Gnaiss milonitizado

Rocha metamórfica bandada, inequigranular seriada e com textura lepidogranoblástica. Possui grãos finos de minerais acessórios (Apatita, Zircão e Opacos) e porfiroclastos de Quartzo e Plagioclásio. Apresenta foliação milonítica, cuja trama S-C denota cinemática predominantemente sinistral bem marcada por grãos de Muscovita e de Quartzo, e em menor quantidade pelas Biotitas e Feldspatos. Os pórfiros de Quartzo e de Plagioclásio deformados em sigmoides acompanham a foliação milonítica. Detalhes da descrição individual dos minerais a seguir, bem como nas imagens da Figura 6.4.

MINERAIS:

Quartzo (33%) - Anédrico, de bordas retas a lobadas. Apresenta extinção ondulante, Bulgin gerando subgrãos e novos grãos. Os grãos vão de finos a grossos, com alguns porfiroclastos sigmoidais marcando a foliação milonítica. Contato com todos os minerais da rocha. Grãos de 0,12 mm a 4,0 mm, com média de 1,2 mm.

Plagioclásio (30%) - Anédrico, de bordas serrilhadas a lobadas. Macla polissintética visível em vários grãos, assim como alteração para Sericita. Os grãos vão de finos a grossos, com alguns porfiroclastos sigmoidais acompanhando a foliação milonítica. Possui textura poiquiloblástica com Biotita e Quartzo, e apresenta contato com todos os minerais da rocha. Grãos de 0,12 mm a 8,5 mm, com média de 3,44 mm.

Biotita (15%) - Subédrica, de bordas retas a lobadas. Apresenta textura poiquiloblástica com o Zircão e contato com todos os minerais da rocha. Grãos de 0,08 mm a 2,1 mm, com média de 0,76 mm.

Muscovita/Sericita (15%) - Anédrica, de bordas retas a lobadas. Algumas vezes ocorre em grãos muito finos como fruto de alteração do Plagioclásio. Apresenta contato com os minerais essenciais da rocha e é bastante presente na foliação milonítica. Grãos finos de 0,06 mm a 0,2 mm, com média de 0,13 mm.

Microclina (5%) - Anédrica, de bordas lobadas a serrilhadas. Apresenta macla do tipo Tartan e contato com os minerais essenciais da rocha. Grãos de 0,3 mm a 1,2 mm, com média de 0,65 mm.

Zircão (~1%) - Subédrico prismático de bordas retas. A cor varia de incolor a castanho claro e também apresenta halo pleocróico. Grãos finos associados às Biotitas, com tamanho de 0,08 mm a 0,2 mm, com média de 0,14 mm.

Apatita (~1%) - Subédrica e de bordas retas. Geralmente associadas ao Plagioclásio em grãos muito finos, de 0,08 mm a 0,2 mm, com média de 0,14 mm.

Opacos (~1%) - Grãos muito finos, de 0,08 mm a 0,2 mm, com média de 0,14 mm.

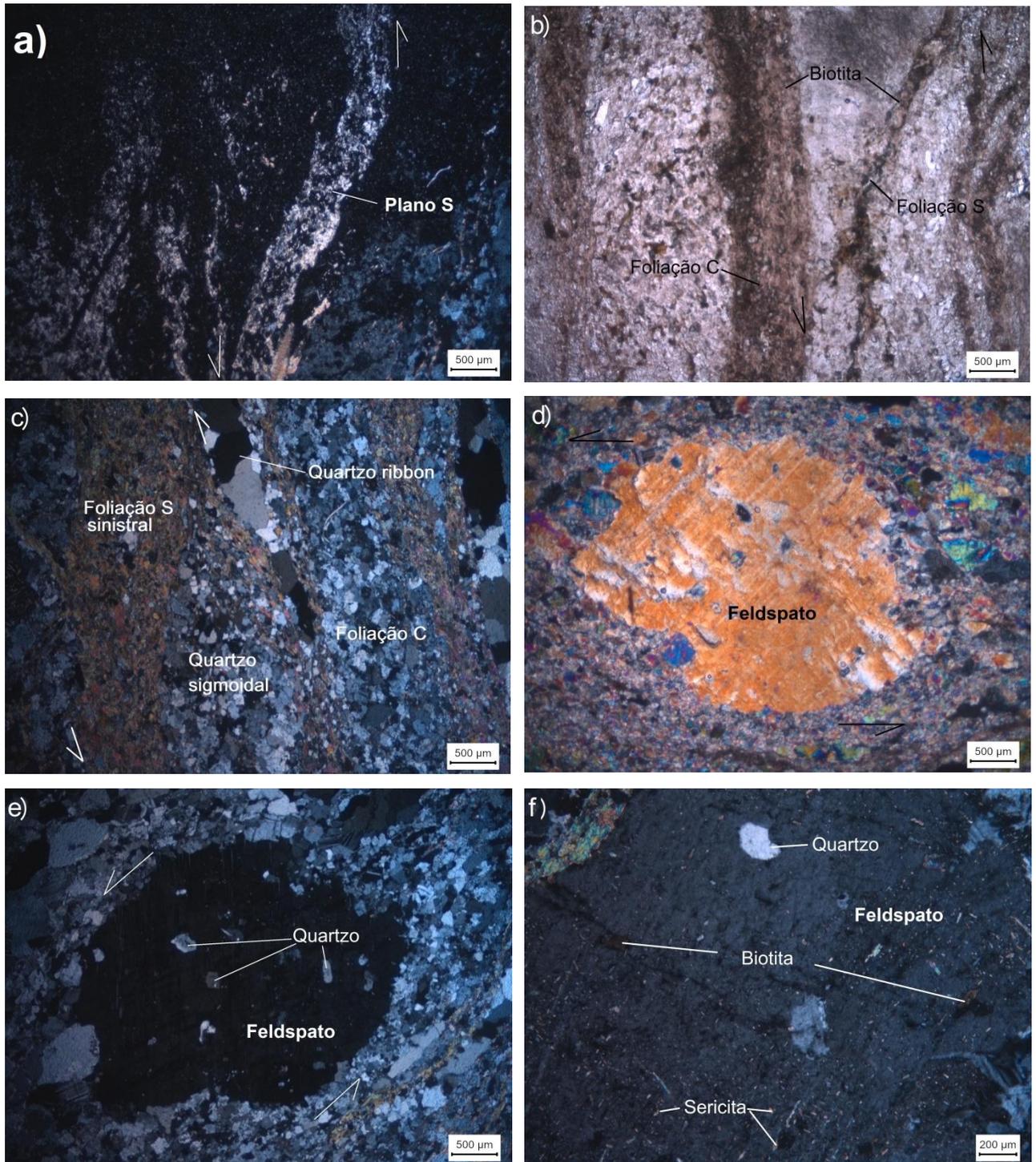


Figura 6.4 - a) Orientação de minerais marcando o plano S da foliação milonítica, cujo par S-C indica cinemática sinistral, em imagem com polarizador; **b)** Bandas leucocráticas e melanocráticas do Gnaiss e Biotita marcando os planos S-C da foliação milonítica sinistral, em imagem sem polarizador; **c)** Quartzo ribbon, foliação S-C e porfiroclasto sigmoidal de Quartzo com novos grãos recristalizados, e imagem com polarizador; **d)** Porfiroclasto sigmoidal de feldspato em processo de seritização e marcando movimento sinistral do grão, em imagem com polarizador; **e)** Porfiroclasto sigmoidal de feldspato com inclusão de Quartzo e marcando movimento sinistral do grão, em imagem com polarizador; **f)** Grão de Plagioclásio em processo de seritização e com inclusão de Quartzo e Biotita, em imagem com polarizador.

Apêndice 5 - Descrição microscópica de lâmina delgada extraída da estação de trabalho W24

ROCHA: Xisto grauvaquiano

Rocha metamórfica foliada, de matriz fina a média com pórfiros de Granada, Plagioclásio, Clorita e fragmentos de rocha. Possui textura nemato-lepidoblástica marcada pela orientação dos Ortoanfíbólios e das Cloritas. A presença de Granadas potencialmente sinaliza a ocorrência de Ortoanfíbólio do tipo Gedrita, conferindo à rocha um grau médio de deformação. Já a cloritização da Gedrita para Mg-Fe²⁺ indica um retrometamorfismo de fácies Xisto-Verde. A ocorrência de fragmentos líticos característicos de ambiente continental e a matriz máfica rica em Clorita dão fundamentos de que o protólito é provavelmente uma Grauvaca. Detalhes da descrição individual dos minerais a seguir, bem como nas imagens da Figura 6.5.

MINERAIS:

Ortoanfíbólio (38%) - Euédrico a subédrico, de bordas retas e hábito prismático losangular. Possui duas clivagens bem marcadas {110} e cor de polarização laranja de 1ª ordem. Apresenta contato com todos os minerais da rocha, cloritização em alguns grãos e textura poiquiloblástica com Quartzo, Apatita e opacos. Seus grãos variam de finos a médios, entre 0,3 mm e 0,6 mm e com média de 0,47 mm.

Plagioclásio (18%) - Subédrico, de bordas retas a lobadas. Ocorre em grãos de finos a grossos, alguns porfiroblastos, os quais apresentam bordas serrilhadas devido ao processo de seritização atuante. Em vários grãos também é possível visualizar macla polissintética. Apresenta contato com todos os minerais da rocha, exceto Apatita. Grãos variando de 0,08 mm a 4,2 mm, com média de 1,31 mm.

Quartzo (15%) - Anédrico, de bordas lobadas a serrilhadas. Muitos grãos possuem extinção ondulante e alguns Bulgin, gerando subgrãos. Apresenta contato com todos os minerais. Seus grãos variam de muito finos a muito grossos, com tamanho de 0,08 mm a 4,2 mm e média de 1,38 mm.

Clorita (10%) - Subédrica e de bordas retas a lobadas na moda, sendo que as menores se apresentam anédricas e com bordas serrilhadas. Pleocróica em tons de verde e cor de polarização em sua maioria acastanhada (Mg-Fe²⁺), mas com algumas azul/violeta (Fe²⁺-Mg). Apresenta contato com todos os minerais da rocha e textura poiquiloblástica com Apatita. Seus grãos variam de 0,08 mm a 2,7 mm, com média de 0,98 mm.

Granada (5%) - Euédrica e de bordas retas. Apresenta grãos fraturados, com alteração para Quartzo e Sericita. Muitas ocorrem como porfiroclastos rotacionados, com foliações internas indicando movimento sinistral. Possui contato com todos os minerais e inclusão de opacos. Grãos variando de 0,3 mm a 4,2 mm, com média de 2,31 mm.

Opacos (5%) - Distribuídos por toda a rocha, alguns apresentam hábito losangular, possivelmente Magnetitas. Grãos muito finos de 0,04 mm a 0,12 mm, com média de 0,08 mm.

Muscovita/Sericita (4%) - Grãos anédricos muito finos. Ocorrem como fruto de alteração de Plagioclásio, Granada e Ortoanfíbólio. Apresenta contato com todos os minerais. Grãos variando de 0,08 mm a 0,2 mm, com média de 0,12 mm.

Fragmento lítico (3%) - Porfiroclastos de Quartzito arcoseano compostos basicamente por Quartzo e feldspato, sendo alguns apenas com Quartzo. Possui contato com todos os minerais da rocha. Seus grãos variam de 2,5 mm a 4,2 mm, com média de 3,15 mm.

Apatita (~1%) - Anédricas arredondadas e de bordas retas. Ocorre inclusa em Cloritas e Ortoanfíbólios, em forma de grãos muito finos que variam de 0,08 mm a 0,12 mm, com média de 0,09 mm.

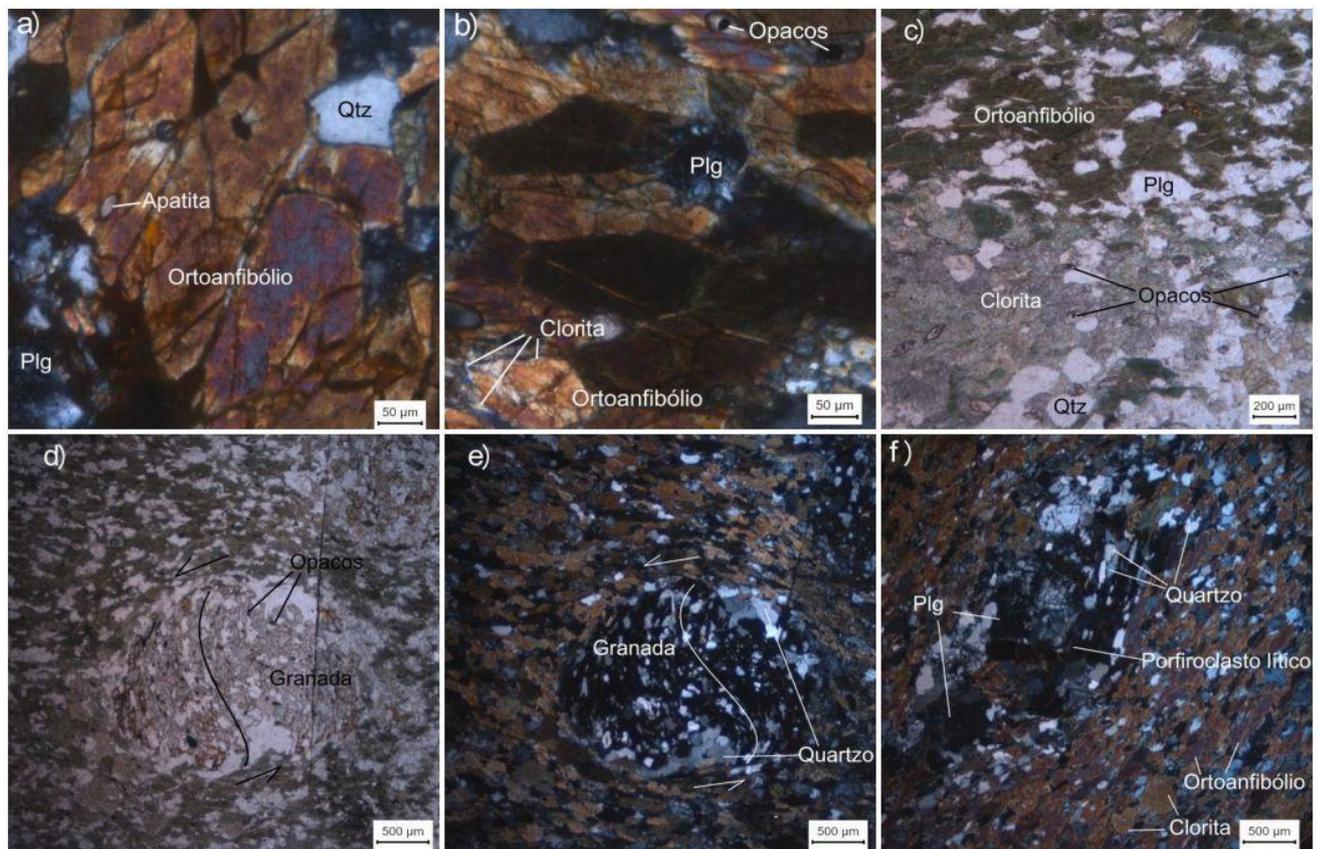


Figura 6.5 - a) Ortoanfíbólio com duas clivagens bem marcadas e com inclusão de Apatita, em imagem com polarizador; b) Ortoanfíbólio e Plagioclásio com alteração para Clorita, em imagem com polarizador; c) Bandas de Ortoanfíbólio e de Clorita, com presença de Quartzo, Plagioclásio e Opacos, representando a moda da rocha, em imagem sem polarizador; d) Porfiroclasto de Granada rotacionada, cuja foliação interna indica movimento sinistral, com alteração para Quartzo e com inclusão de opacos, em imagem sem polarizador; e) Porfiroclasto de Granada rotacionada indicando movimento sinistral e com alteração para Quartzo, em imagem com polarizador; f) Porfiroclasto lítico composto por Quartzo e Plagioclásio com processo de sericitização, em imagem com polarizador.

Apêndice 6 - Tabela de atributos dos pontos visitados.

PONTO	COORDENADAS UTM		UNIDADE LITOESTRAIGRÁFICA	FOLIAÇÃO PRINCIPAL	LINEAÇÃO PRINCIPAL	DESCRIÇÃO
	LONGITUDE	LATITUDE				
W1	625027	7759809	Complexo do Bação	153/75	80/25	Granitoide de granulação fina a média e foliação incipiente.
W2	624967	7759745	Complexo do Bação	145/85		(1) Granitoide com foliação incipiente e zonas de cisalhamento dúcteis preenchidas por (2) granito indiviso e maciço. Intrusão de (3) pegmatito com turmalina e granada.
W3	624734	7759889	Complexo do Bação	145/85		(1) Granitoide com foliação incipiente e intrusões de (2) pegmatito turmalinítico.
W4	624530	7760456	Complexo do Bação	140/90		Gnaisse bandado com regiões migmatítica. Apresenta microdobras locais e zonas de cisalhamento de pequena escala em regime rúptil-dúctil.
W5	624490	7760352	Complexo do Bação	130/90		(1) Granitoide foliado com intrusão de (2) granito indiviso e (3) pegmatito félsico. Regiões com desenvolvimento de bandamento gnáissico com presença de augen e de zonas de cisalhamento dúctil sinistral.
W6	623856	7759611	Complexo do Bação	157/60		Granitoide foliado de granulação fina a média.
W7	624415	7760065	Complexo do Bação	150/90		(1) Protomilonito de origem gnáissica com porções de (2) granitoides pouco foliados. Pórfiros sigmoidais de cinemática sinistral são aparentes. Intrusões de (3) veios leucocráticos cortam a foliação milonítica.
W8	623648	7760410	Complexo do Bação / G. Nova Lima (SGRV)	320/65		Contato entre o (1) gnaisse do CMB e o (2) xisto do G. Nova Lima. Rochas bastante intemperizadas.
W9	623115	7760311	G. Nova Lima (SGRV)	350/40	50/35	(1) Xisto ferroso em estado saprólito.
W10	624377	7755023	Complexo do Bação	332/90	55/30	(1) Gnaisse bandado com pórfiros sigmoidais de cinemática sinistral sintectônicos à foliação e dobras posteriores de cinemática dextral. Fraturas <i>en-échelon</i> marcam uma deformação sinistral de regime dúctil-rúptil ainda mais novo.
W11	620050	7749615	Complexo do Bação	190/80		(1) Gnaisse bandado com partes ceptadas por (2) granitoide foliado e (3) pegmatito félsico turmalinítico.
W12	618369	7747770	Fm. Moeda (SGM)	45/80		(1) Metarenito impuro de granulação fina a média e níveis de

						caulin. Registra vorticidade anti-horária de acordo com acamamento (S0) e foliação (S1). Presença de dobras assimétricas com vergência para NW.
W13	621091	7746726	G. Nova Lima (SGRV) / Fm. Moeda (SGM)	180/75	110/35	Contato entre o (1) metarenito impuro da Fm. Moeda e o (2) xisto ferroso do G. Nova Lima. As rochas se apresentam verticalizadas e há uma intrusão máfica com altos níveis de caulin próxima ao contato, na Fm. Moeda.
W14	637806	7750278	Complexo do Bação	340/40		(1) Gnaisse bandado de granulação média a grossa, rico em porção leucocrática; (2) Biotita gnaisse bastante foliado; (3) Pegmatito félsico; (4) Granitoide isotrópico grosso, com porções contendo calcita de granulo a bloco. As rochas não apresentam relações estruturais entre si, apenas modais.
W15	638292	7749548	Complexo do Bação	335/40		(1) Migmatito, com preservação do bandamento gnaissico do protólito.
W16	619590	7755962	Complexo do Bação	330/75	300/5	(1) Milonito quartzo-feldspático com alta proporção de matriz, pórfiros sigmoidais e foliação S-C indicando movimento sinistral. Pórfiros grossos dobram a foliação numa fase posterior de deformação dextral.
W17	628693	7748394	Complexo do Bação	45/65		(1) Gnaisse de granulação fina e foliação incipiente, contendo (2) intrusões leucocráticas e (3) diques pegmatíticos félsicos com feldspado pertítico e turmalina simplectítica. Os veios contorcidos, com certo grau de fusão parcial, indicam região de deformação intensa.
W18	636843	7748505	Complexo do Bação	130/55	50/15	(1) Gnaisse de granulação média contendo (2) intrusões pegmatíticas félsicas com presença de granada.
W19	639333	7745275	Complexo do Bação / G. Nova Lima (SGRV)	190/60		Contato entre o (1) gnaisse bandado do CMB e o (2) xisto ferroso do G. Nova Lima (SGRV), apresentando (3) intrusão pegmatítica félsica entre as unidades. Rochas bem intemperizadas, mas com estruturas bem visíveis.
W20	639477	7745155	G. Nova Lima (SGRV) / Fm. Moeda (SGM)	180/50	100/45	Contato entre o (1) xisto ferroso do G. Nova Lima e o (2) metarenito da Fm. Moeda. Steps de falha na Fm. Moeda indicam

						movimento reverso oblíquo dextral no local.
W21	639558	7745064	Fm. Moeda (SGM) / Fm. Cauê (SGM)	200/65		Contato entre o (1) metarenito da Fm. Moeda e o (2) itabirito da Fm. Cauê.
W22	633737	7744411	Fm. Moeda (SGM)	130/40		Metarenito impuro de granulação fina e foliação centimétrica.
W23	633815	7744532	Fm. Moeda (SGM)	120/40		Metarenito impuro de granulação fina e foliação centimétrica.
W24	633847	7744540	G. Nova Lima (SGRV)	140/40		Xisto grauvaquiano com grande quantidade de caulín, situado próximo ao contato com a Fm. Moeda.
W25	633930	7744626	G. Nova Lima (SGRV)	150/35		Sericita-xisto. Rocha bastante intemperizada.
W26	634034	7744780	G. Nova Lima (SGRV)	120/30		Sericita-xisto. Rocha bastante intemperizada, contendo possível fault-bend fold com vergência para NW.
W27	634275	7744997	Complexo do Bação	160/40		(1) Gnaiss bandado de granulação média contendo (2) intrusões félsicas perpendiculares à foliação.
W28	643853	7756873	G. Nova Lima (SGRV)	80/80		Xisto ferroso, avermelhado e foliação muito penetrativa.
W29	643525	7756481	G. Nova Lima (SGRV)	90/90	190/0	Xisto ferroso, avermelhado e foliação muito penetrativa. Apresenta steps de falha indicando transcorrência dextral.
W30	643390	7756355	G. Nova Lima (SGRV)			Xisto ferroso, avermelhado e foliação muito penetrativa.
W31	642689	7756147	G. Nova Lima (SGRV)	100/90		Xisto ferroso, avermelhado e foliação muito penetrativa.
W32	642515	7755813	G. Nova Lima (SGRV)			Xisto ferroso, avermelhado e foliação muito penetrativa.
W33	642490	7755780	Complexo do Bação / G. Nova Lima (SGRV)			Provável zona de contato entre o (1) xisto ferroso do G. Nova Lima e (2) granitoide do CMB. Afloramento muito intemperizado, com partes ricas em caulín indicando (3) intrusões pegmatíticas félsicas.
W34	642326	7755530	Complexo do Bação	65/60		Granitoide com foliação incipiente.
W35	622008	7745949	Fm. Barreiro (SGM)	170/40	90/25	(1) Filito carbonoso com lentes ricas em quartzo. Possui dobras assimétricas com vergência para SW e (2) intrusões de veios de quartzo dobrados indicando movimento dextral. O sentido das foliações inverte, revelando a presença de um antiforme.
W36	622143	7746265	Fm. Cauê (SGM)	30/45		Formação ferrífera bandada de granulação fina e foliação penetrativa. Possui microdobras que indicam movimento para sul. A posição da unidade revela a estratigrafia invertida da região.
W37	622414	7746425	Fm. Cauê (SGM) / Fm. Moeda (SGM)	30/40	70/25	Contato com transição gradativa do (1) itabirito da Fm. Cauê para o (2) metarenito impuro da Fm. Moeda.

W38	622501	7746501	G. Nova Lima (SGRV)	30/70	95/35	(1) Xisto ferroso e avermelhado. A foliação se verticaliza e a rocha se enriquece de granada ao passo que se aproxima do contato com o CMB. (2) Veios de quartzo e (3) intrusões anfibolíticas com granada aparecem concordantes à foliação.
W39	622568	7746791	Complexo do Bação / G. Nova Lima (SGRV)	170/80		Contato entre o (1) xisto ferroso do G. Nova Lima e o (2) gnaise bandado do CMB. (3) Veios de quartzo e (4) intrusões anfibolíticas são concordantes com as foliações, todas verticalizadas. Foliação S-C, veios de quartzo dobrados e grãos sigmoidais de quartzo indicam movimento reverso oblíquo sinistral.
W40	622524	7747096	Complexo do Bação	175/80	80/5	(1) Gnaise bandado contendo dobra sigmoidal indicando movimento sinistral e intrusões de (2) pegmatito félsico turmalínico.
W41	622572	7747178	Complexo do Bação	175/85		Gnaise bandado verticalizado.