

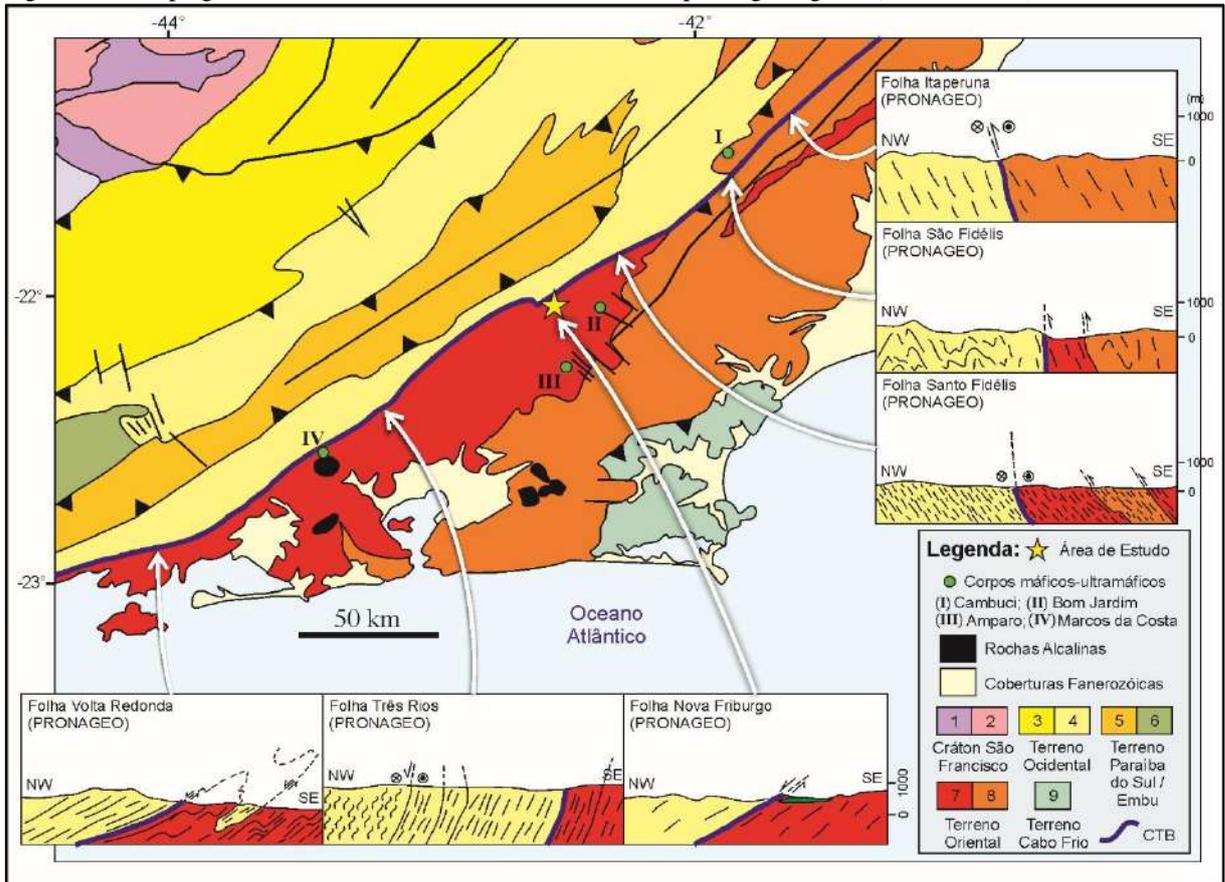
2.3 Central Tectonic Boundary (CTB)

O contato CTB que separa os dois grandes terrenos tectônicos supracitados (Oriental e Ocidental) representa uma zona de sutura entre duas placas, definida como uma zona de cisalhamento dobrada com uma complexa evolução estrutural (ALMEIDA et al., 1998).

O entendimento da geometria interna do CTB é importante para a avaliação de possível contaminação de sulfetos no CCO, na medida em que estabelece as relações internas de contato das rochas do Terreno Oriental com a UAA da Sequência Andrelândia, o que pode estar relacionado à oferta de sulfetos.

Segundo as interpretações contidas nos perfis geológicos dos mapas PRONAGEO (UERJ-CPRM), a geometria do CTB varia ao longo de todo seu traçado, acompanhando a variação do mergulho das foliações das rochas que o cercam (Figura 25). Na região mais a norte, a foliação das rochas mergulha predominantemente para SE. Na região central observa-se foliações sub-verticais, variando seu mergulho, ora para NW, ora para SE. Na região mais a SW do CTB, ainda dentro do Estado do Rio de Janeiro, observa-se uma inversão da foliação, que passa a mergulhar para NW, em ângulos cada vez mais suaves.

Figura 25 – Mapa geotectônico da Faixa Ribeira e recortes dos perfis geológicos (PRONAGEO)



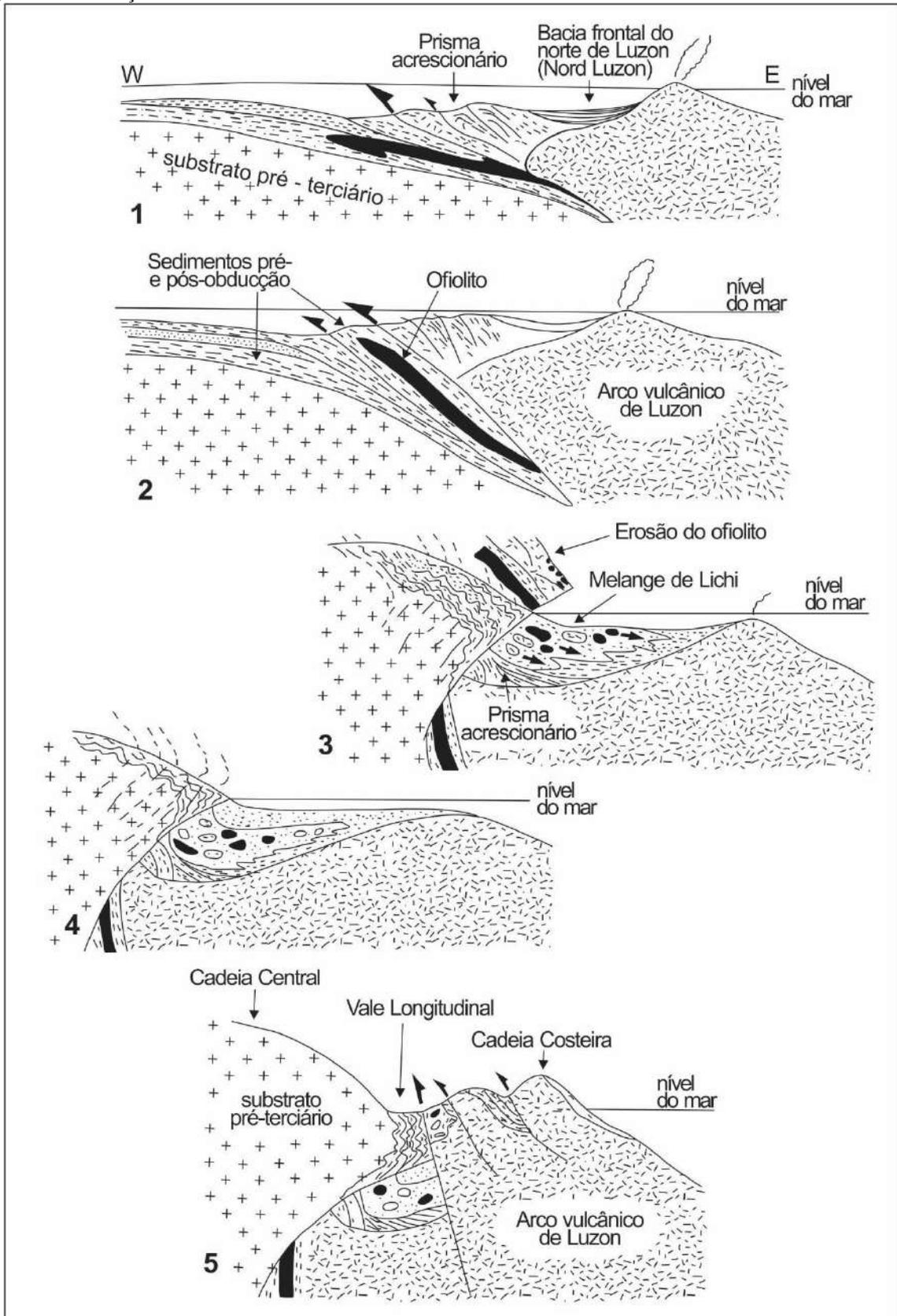
Legenda: (1) Andrelândia Autóctone; (2) Cráton do São Francisco; (3) Domínio Andrelândia; (4) Domínio Juiz de Fora; (5) Klippe Paraíba do Sul; (6) Terreno Embú; (7) Granitóides do Arco Rio Negro; (8) Domínios Costeiro, Cambuci e Italva; (9) Domínio Cabo Frio.

Fonte: Mapa modificado de HEILBRON et al., 2004; Perfis geológicos modificados de DUARTE et al., 2009; NOGUEIRA et al., 2009; HEILBRON et al., 2009; TUPINAMBÁ et al., 2009; VALLADARES et al., 2009; SILVA et al., 2007;

Levando em consideração o sentido do mergulho da zona de subducção, seria natural que o contato tectônico do CTB estivesse sempre mergulhando para SE, pois essa configuração permitiria a instalação do Arco Rio Negro na posição geográfica na qual ele se encontra. Porém, a complexa evolução estrutural do CTB estabelece configurações que podem desviar da formatação mais simples de modelos tectônicos evolutivos (Figura 26).

Diversos estudos geológicos da colisão do Arco Magmático Insular de Luzon com o continente asiático, na Ilha de Taiwan, estabelecem que a geometria do contato entre os terrenos tectônicos arco e continente têm mergulho com o sentido para o continente, semelhante ao caso da porção central-sudoeste da Faixa Ribeira (DEBELMAS; MASCLE, 2002).

Figura 26 – Evolução tectônica da colisão arco de Luzon com o continente eurasiático na ilha de Taiwan



Legenda: (1-2) Início da colisão; (3-4) Retroinclinação e formação da Melange de Lichi; (5) Formação de falhas de empurrão na Cadeia Costeira.

Fonte: Modificado de DEBELMAS; MASCLE (2002)

No caso da Ilha de Taiwan, as escamas tectônicas estão inclinadas paralelamente à superfície de subducção pré-colisão, porém o contato tectônico entre os dois terrenos distintos, está invertido em relação a superfície de subducção pré-existente. No modelo de Taiwan, essa inversão é explicada por uma retroinclinação das estruturas, tanto do arco quanto do substrato continental, dando origem, inicialmente, a uma melange, seguido pela total inversão da vergência do contato (DEBELMAS; MASCLE, 2002).

Na área de estudo, o CTB encontra-se invertido em relação à posição original da superfície de subducção. Essa configuração invertida poderia ser explicada com uma possível retroinclinação dos Terrenos Oriental e Ocidental gerando a inversão nessa região.

O sentido de mergulho da região NE do CTB é concordante com a posição original da superfície de subducção. Possivelmente essa variação, com zonas apresentando mergulho para NW e zonas apresentando mergulho para SE, é controlada pela presença de falhas de transferência NW-SE que separariam os domínios de vergência.

Essa orientação do CTB na área, em princípio, poderia favorecer a acumulação de fases sulfetadas na região do contato, funcionando como uma trapa, no caso da participação de fluidos hidrotermais ricos em sulfetos que cortassem o corpo gabrótico e se precipitassem no contato com as rochas metassedimentares.

2.4 **Corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira**

O corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira (CCO) é um corpo intrusivo em formato de soleira de aproximadamente 1,5 km² encaixado em ortognaisses do CRN. Seus limites, definidos inicialmente por Tupinambá (1999), delineiam um corpo de geometria irregular alongado na direção NW-SE e, em geral, com mergulho para NE. Análises geocronológicas K-Ar obtida em hornblenda forneceram idade de 551 ± 6 Ma, correlacionando-o ao Orógeno Brasileiro no segmento central da Faixa Ribeira (CONCEIÇÃO et al., 1997).

Utilizando como base o mapa geológico da Folha PRONAGEO Nova Friburgo 1:100.000 e o mapa geológico do corpo do Córrego do Oliveira executado em projeto de iniciação científica (aluno Flávio Ribeiro orientado pelo professor Miguel Tupinambá no ano de 1996), os trabalhos de campo realizados ao longo deste projeto serviram para reinterpretar o traçado dos contatos geológicos do CCO com as encaixantes e o contato entre as rochas da

SMA e do CRN (o mapeamento permitiu redefinir seu traçado mais a SE do que era interpretado no mapa original).

Sua área de exposição está associada às porções mais rebaixadas do relevo, com altitudes médias de 600 a 650m, provavelmente associada à erosão diferencial, devido à menor resistência ao intemperismo e à erosão das rochas máficas em comparação com os ortognaisses e quartzitos encaixantes. Em campo, as rochas são observadas, principalmente, em blocos arredondados em estradas, drenagens ou à meia encosta. Afloram em raros cortes de estrada, onde a extração de saibreira permitiu exposição de rocha sã subsuperficial.

As rochas que constituem o corpo variam composicionalmente, segundo a classificação de Le Maitre (2002), entre rochas gabróicas (hornblenda mela-gabro e hornblenda mela-gabronorito) e rochas ultramáficas (hornblendito, piroxênio hornblendito com plagioclásio, e hornblenda websterito com plagioclásio). Todos estes tipos sofreram alterações metamórficas de variadas intensidades, modificando menos ou mais a paragênese ígnea. Onde a intensidade do metamorfismo atingiu mais fortemente a assembleia mineralógica, condicionou a formação de anfibolitos máficos e ultramáficos.

As rochas máficas e ultramáficas ocorrem com estrutura isotrópica ou foliada. Essa característica é, a princípio, a mais distintiva entre as variedades litológicas. Por isso, neste trabalho as rochas serão divididas, com base em seu estilo estrutural, em: Fácies Isotrópica e Fácies Orientada. As rochas estão dispostas de acordo com o mapa geológico do Corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira (Apêndice E).

2.4.1 Fácies Isotrópica

Entre os dois tipos, é a de ocorrência mais restrita, sendo observada em quatro áreas do CCO, somando aproximadamente 5% da área total.

A extração de saibreira em estrada paralela ao Córrego do Oliveira expôs aproximadamente 20 metros de espessura de rocha sã da ocorrência mais representativa dessa fácies, no ponto-tipo DB-TUP-135. Neste local se observa blocos métricos arredondados *in-situ* de rochas gabróicas e ultramáficas isotrópicas na base, e rochas foliadas nos 5 metros do topo do corte (Figura 27). Na interface entre os blocos de rocha isotrópica observa-se esfoliação esferoidal, que se torna mais perceptível por ação de processos intempéricos.

Figura 27 – Afloramento da Fácies Isotrópica do Corpo do Córrego do Oliveira no ponto DB-TUP-135



Legenda: Na base e à meia encosta do morrote, blocos de rocha da Fácies Isotrópica com cor mais escura, na parte mais próxima ao topo, porções de rocha da Fácies Orientada, com cor cinza esverdeado claro.

Fonte: O autor, 2018

Ainda no mesmo corte de saibreira, 15m a sul, ocorre exposição de aproximadamente 15 metros de rochas foliadas características da Fácies Orientada (Figura 28). Não é possível observar as relações de contato entre as duas fácies, devido à presença de material alterado entre elas.

Figura 28 – Afloramento da rocha foliada da Fácies Orientada no ponto DB-TUP-135



Fonte: O autor, 2018

Legenda: Rocha da Fácies Orientada aflorando em corte de saibreira ao lado dos blocos de rocha da Fácies Isotrópica. As rochas apresentam mergulho para SW.

Na vertente oposta à do ponto DB-TUP-135, observa-se bloco de aproximadamente 10 metros de rocha isotrópica com características petrográficas idênticas às observadas no ponto-tipo (Figura 29).

Figura 29 – Bloco de rocha ultramáfica isotrópica no ponto DB-VAZ-56



Legenda: Localizado na vertente oposta ao ponto DB-TUP-135 no córrego do Oliveira.
Fonte: O autor, 2018

A rocha que caracteriza essa fácies é de cor verde acinzentado escuro devido à presença de piroxênio e anfibólio, além de minerais félsicos (Figura 30). É possível observar sulfetos disseminados intersticiais de coloração acobreada e prateada, nos contatos dos minerais máficos. Não se observa planos de orientação mineral.

Figura 30 – Amostra de mão de rocha da Fácies Isotrópica

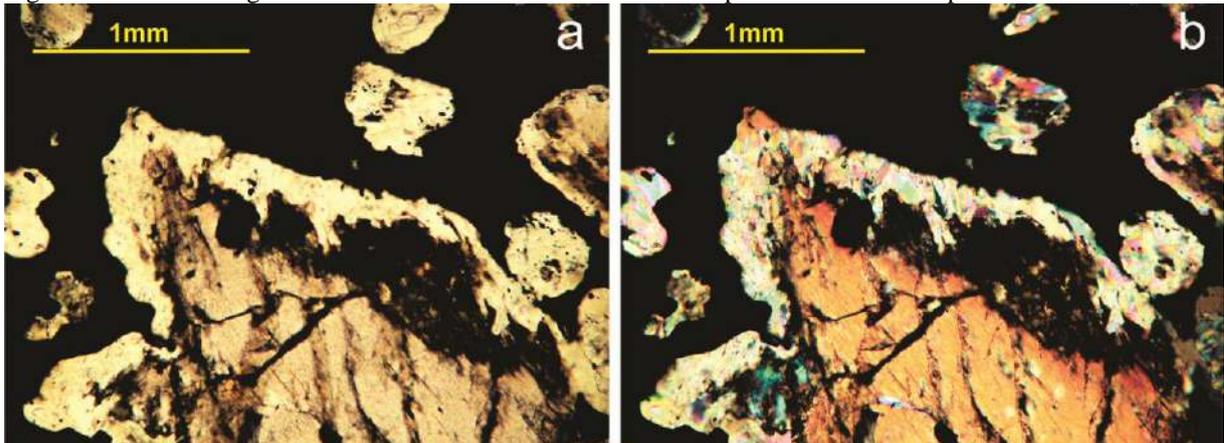


Legenda: Amostra coletada no ponto DB-TUP-135. Rocha ultramáfica isotrópica.
Fonte: O autor, 2018

A análise petrográfica da lâmina DB-TUP-135 revela rocha com estrutura maciça, composta por ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo e sulfetos.

Ortopiroxênio (Figura 31) ocorre como cristais com relevo mais alto do que os demais minerais da lâmina, com leve pleocroísmo de cinza claro a rosa claro, com fraca birrefringência, normalmente apresentando apenas uma direção de clivagem, mas por vezes apresentando duas direções de clivagem perpendiculares entre si.

Figura 31 – Fotomicrografia da lâmina DB-TUP-135 exibindo ortopiroxênio envolvido por sulfetos intersticiais

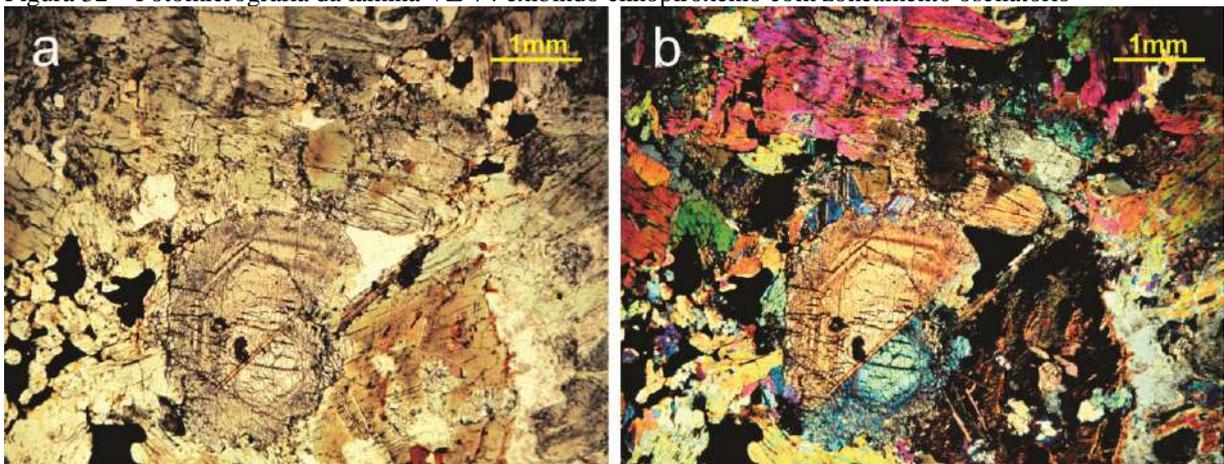


Legenda: Na interface entre o ortopiroxênio e os sulfetos ocorrem microcristais de hornblenda. (a) Nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados.

Fonte: O autor, 2018

Clinopiroxênio ocorre como cristais incolores com alto relevo, relativamente mais baixo que o ortopiroxênio, e alta birrefringência, apresentando geralmente uma direção de clivagem, mas por vezes, duas direções perpendiculares entre si, com extinção oblíqua. Ocorrem também cristais de clinopiroxênio com zonamento oscilatório (Figura 32), alguns já bastante alterados pela substituição de anfibólio por toda a superfície do cristal.

Figura 32 – Fotomicrografia da lâmina VZ-74 exibindo clinopiroxênio com zoneamento oscilatório



Legenda: (a) Nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados

Fonte: O autor, 2018

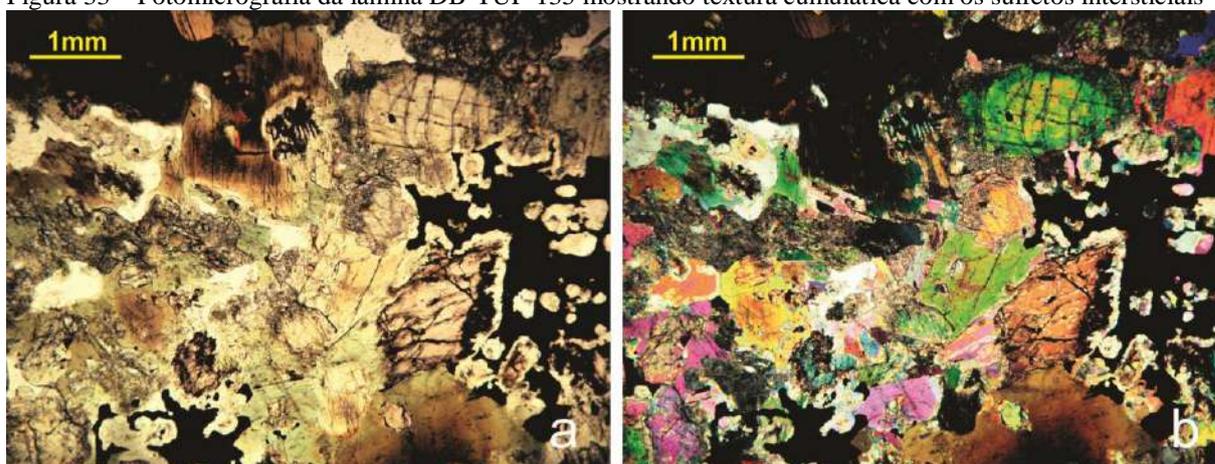
A hornblenda ocorre em três tipos com diferentes propriedades óticas, conduzindo ao entendimento de três gerações de anfibólio. A primeira geração apresenta pleocroísmo de marrom escuro a marrom claro e grada para bordas com pleocroísmo de verde claro a verde bandeira, que caracteriza outra composição, considerada a segunda geração. Esta geração pode

substituir parcial ou totalmente a hornblenda de primeira geração e forma cristais eudrais que envolvem cristais de piroxênios em bordas de reação, compondo textura do tipo corona.

Há ainda a ocorrência de uma terceira geração de hornblenda que envolve os cristais da segunda geração, e que são opticamente semelhantes a estes últimos.

O plagioclásio e quartzo ocorrem nos interstícios em contato com os minerais máficos. Pelo método Michel-Levy, o plagioclásio é classificado como andesina. Os minerais opacos são do tipo granulares ou intersticiais, ocorrendo em contato com todos os máficos (Figura 33). A petrografia dos minerais opacos, em luz refletida, será apresentada no item Caracterização dos sulfetos.

Figura 33 – Fotomicrografia da lâmina DB-TUP-135 mostrando textura cumulática com os sulfetos intersticiais



Legenda: Fase *cumulus*: minerais máficos (clino- e ortopiroxênio; e anfibólios); Fase *intercumulus*: sulfetos e minerais félsicos. (a) Nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados. Clinopiroxênio (alto relevo e cor de interferência verde), ortopiroxênio (alto relevo e cor de interferência alaranjada), anfibólio de cor marrom e de cor verde, e plagioclásio e quartzo em pequenos interstícios dos grãos de minerais máficos.

Fonte: O autor, 2018

2.4.2 Fácies Orientada

As rochas que compõem a Fácies Orientada ocorrem amplamente pelo corpo em cortes de estrada e em blocos decimétricos a decamétricos relativamente angulosos, em comparação com os blocos da outra fácies, que são arredondados.

A exposição das rochas desta fácies no ponto DB-VAZ-03 (Figura 34) é semelhante à observada no afloramento do ponto DB-TUP-135, cujas rochas também foram expostas devido à extração de saibreira.

Figura 34 – Afloramento das rochas da Fácies Orientada no ponto DB-VAZ-03



Legenda: Rocha ultramáfica da Fácies Orientada com foliação mergulhando para SW. As rochas são cortadas por veios de quartzo (indicados pelas setas amarelas) que são injetados em diversas direções.

Fonte: O autor, 2018

Nesses pontos, prevalece a ocorrência de rochas ultramáficas de cor verde escura, com estrutura foliada dada pela orientação dos minerais máficos, predominantemente anfibólio com piroxênio subordinado (Figura 35). Minerais félsicos ocorrem em lentes milimétricas geralmente orientadas paralelamente ao plano da foliação.

Figura 35 – Amostra de mão de rocha da Fácies Orientada



Legenda: Amostra coletada no ponto DB-VAZ-03. Rocha ultramáfica foliada.

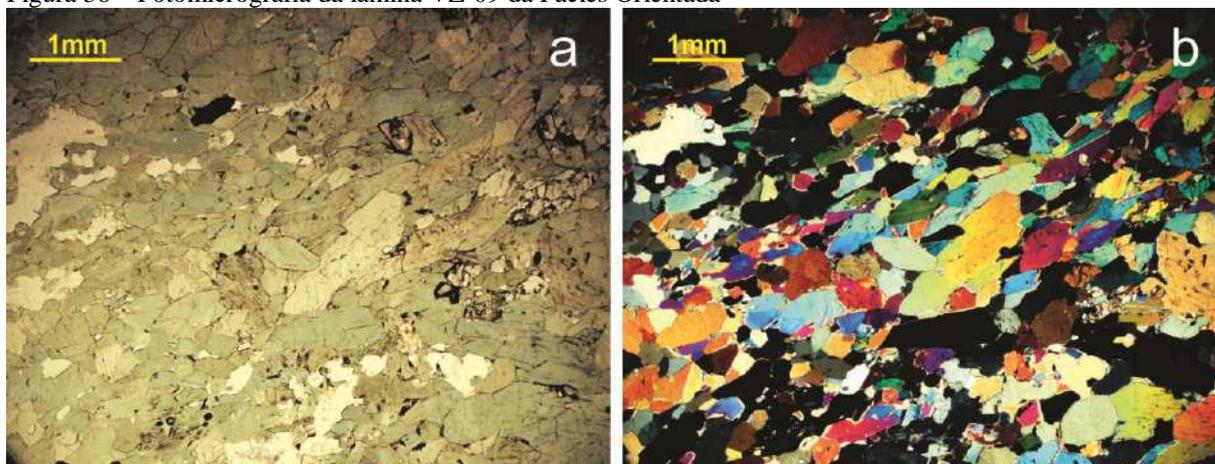
Fonte: O autor, 2018

A atitude média da foliação é $204^{\circ}/27^{\circ}$ para as medidas obtidas nos dois principais afloramentos. Em alguns pontos dos dois afloramentos observam-se defleções na atitude da foliação, causadas por pequenos planos de cisalhamento subverticais de strike N28W.

Em ambos os pontos, observa-se uma profusão de veios de quartzo milimétricos a centimétricos injetados em diversas direções (Figura 34), sendo uma característica destacada desta fácies, já que na Fácies Isotrópica a ocorrência de veios é mais rara.

Em lâmina delgada, as rochas desta fácies apresentam textura nematoblástica com predomínio de hornblenda e proporções variáveis de lentes félsicas compostas por plagioclásio e quartzo (Figura 36). O piroxênio, quando presente, é o clinopiroxênio em cristais subeudrais, equidimensionais ou alongados conforme a foliação definida pela orientação preferencial da hornblenda. As porções félsicas geralmente acompanham a foliação e podem conter também microclina.

Figura 36 – Fotomicrografia da lâmina VZ-09 da Fácies Orientada

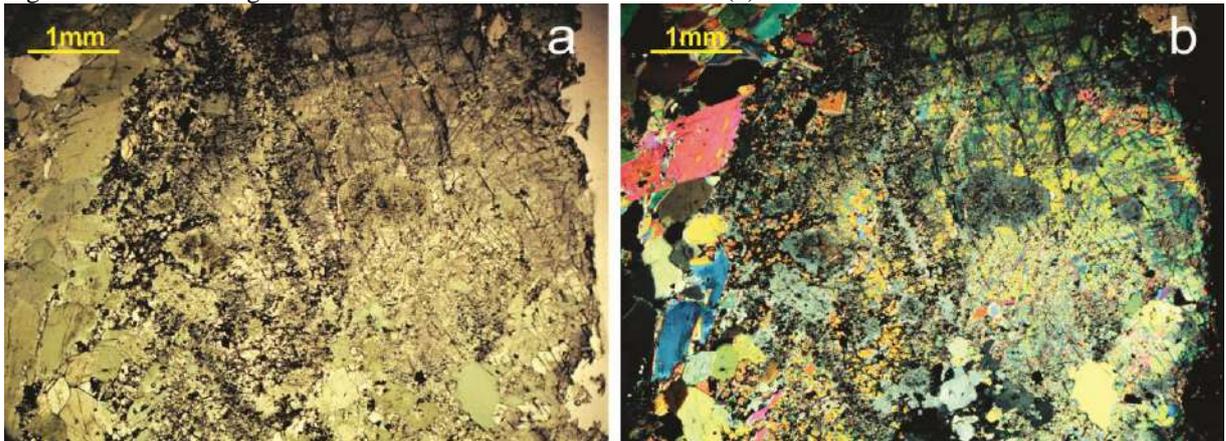


Legenda: Predomínio maior de anfibólio, em comparação com as lâminas da Fácies Isotrópica, contendo alguns cristais de piroxênio (incolor e alto relevo) com microlentes de plagioclásio e quartzo associados. (a) Nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados.

Fonte: O autor, 2018

Na lâmina VZ-09, representativa do ponto DB-VAZ-03, clinopiroxênio ocorre principalmente como cristais incolores de alto relevo, alta birrefringência e extinção oblíqua. Também ocorre como porfiroclastos incolores zonados, já bastante alterados pela substituição de anfibólio por toda a superfície do cristal (Figura 37). Podem conter cristais de hornblenda bem formados no seu interior. Raros cristais de alto relevo e baixa birrefringência e extinção reta ou quase reta são identificados como ortopiroxênio, com textura tipo corona, substituídos por anfibólio nas bordas.

Figura 37 – Fotomicrografia da lâmina VZ-09 da Fácies Orientada (2)



Legenda: Fotomicrografia de porfiroclasto de clinopiroxênio apresentando textura de substituição por anfibólio. (a) Nicóis paralelos; (b) nicóis cruzados.

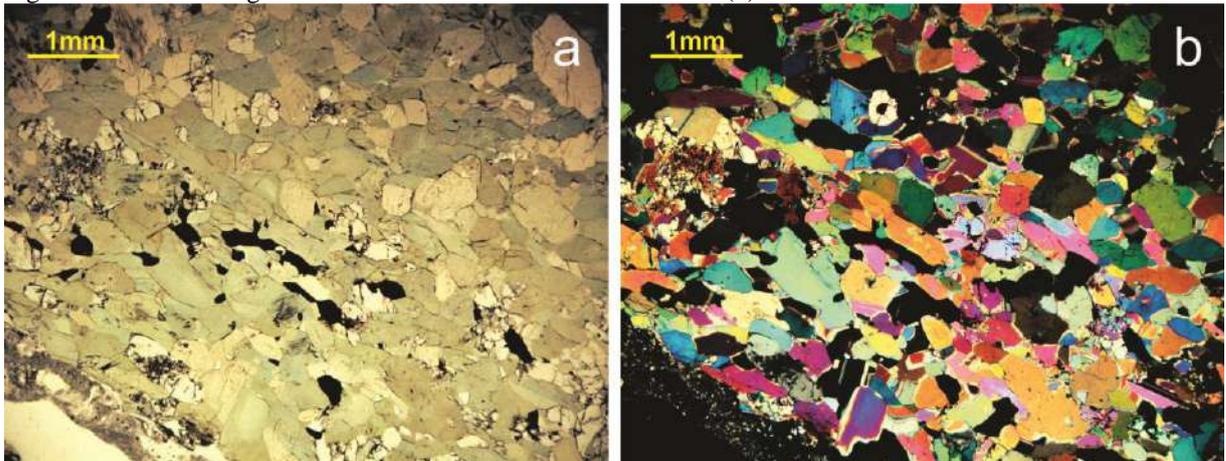
Fonte: O autor, 2018

A hornblenda presente é pleocróica, indo de verde a verde pálido, com alta birrefringência, duas direções de clivagem em 120° e extinção oblíqua. Ocorre como cristais eudrais orientados principalmente em uma direção preferencial, porém é possível identificar uma segunda direção menos marcante, com cristais perpendicularmente sobrepondo os cristais arranjados na orientação principal. Isso indica que deve haver duas gerações de hornblenda que são, porém, opticamente semelhantes. Os minerais félsicos apresentam-se associados entre si e acompanhando a orientação dos anfibólios.

Os minerais opacos ocorrem em cristais alongados paralelos à orientação principal (Figura 38). Podem ocorrer também como inclusões em cristais de anfibólio.

As lentes félsicas ocorrem orientadas paralelamente à foliação principal, e não estão associadas aos sulfetos. Os contatos das lentes com os minerais máficos são bem definidos, delineando precisamente os limites eudrais dos cristais máficos, como se representasse resquício da textura cumulática pretérita.

Figura 38 – Fotomicrografia da lâmina VZ-09 da Fácies Orientada (3)



Legenda: Fotomicrografia da lâmina VZ-09 exibindo cristais alongados de sulfeto orientados de acordo com a foliação principal definida pela orientação dos anfibólios. (a) nicóis paralelos, (b) nicóis cruzados

Fonte: O autor, 2018

2.5 Metamorfismo e Geologia Estrutural

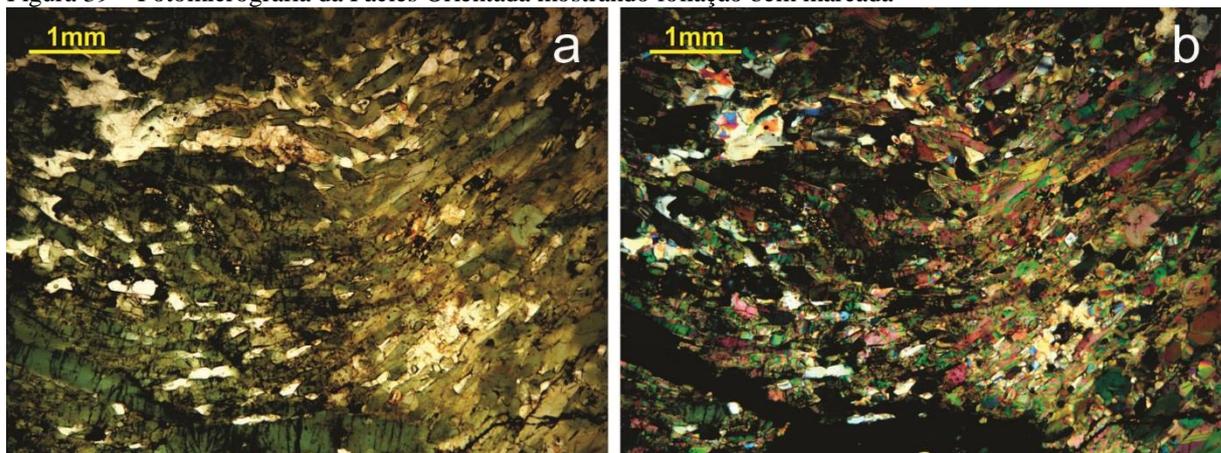
As paragêneses das rochas do CCO com magnésio-hornblenda e andesina estabelece metamorfismo de fácies anfibolito, determinada como o pico metamórfico, e já descrito na literatura para as rochas encaixantes da região (HEILBRON et al., 1995). Desses minerais, a ocorrência do primeiro nas bordas dos minerais máficos (edenita, enstatita e clinopiroxênios) são representativos da substituição metamórfica. Além disso, a composição de plagioclásio mais sódico do que o comum para rochas básicas e ultrabásicas é uma forte evidência do metamorfismo.

A biotita geralmente ocorre inclusa e sempre associada a magnésio-hornblenda. Actinolita ocorre nas bordas de cristais de magnésio-hornblenda, edenita e piroxênios. Ambos, por serem característicos de fácies metamórficas de mais baixa temperatura e pressão em comparação com hornblenda + andesina, são interpretadas como representantes de retrometamorfismo.

2.5.1 Foliação regional e foliação do corpo

O crescimento dos anfibólios metamórficos acompanhou o desenvolvimento de estruturas deformacionais, que resultam na foliação marcadamente presente nas rochas da Fácies Orientada (Figura 39). De acordo com as estruturas medidas em campo, a foliação do corpo é discordante e aproximadamente perpendicular às foliações das rochas encaixantes que mergulham para NW.

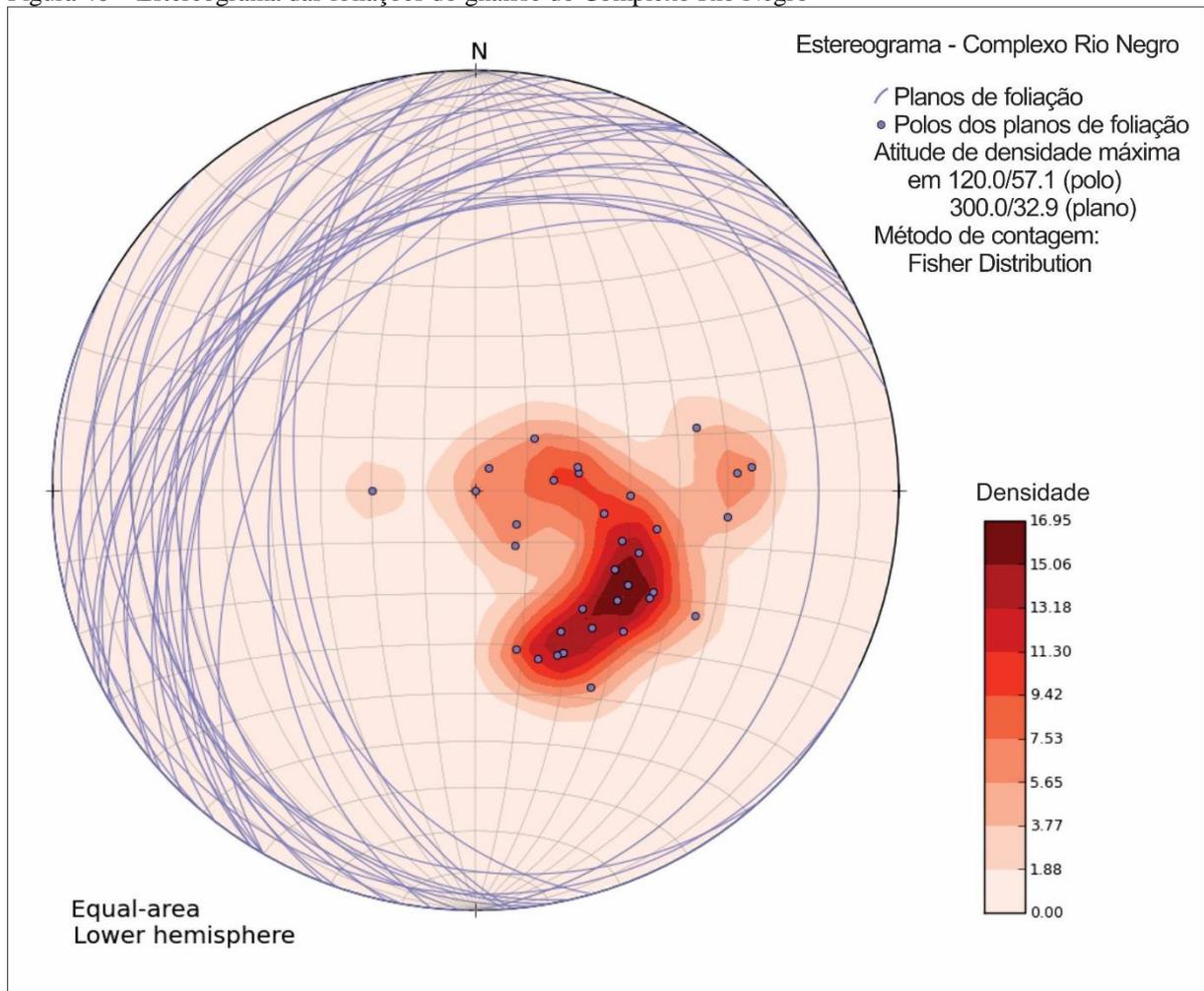
Figura 39 – Fotomicrografia da Fácies Orientada mostrando foliação bem marcada



Legenda: Foliação dada pela orientação dos cristais de anfibólio. (a) nicóis paralelos, (b) nicóis cruzados.
Fonte: O autor, 2018

A foliação dos ortognaisses tonalíticos encaixantes do CRN, é dada pela alternância de bandas máficas e bandas félsicas. Hornblenda e biotita compõem as bandas máficas e estão orientadas paralelamente ao bandamento definindo textura lepidoblástica. Plagioclásio e quartzo compõem as bandas félsicas e definem textura granoblástica. A plotagem das medidas das atitudes da foliação destas rochas em estereograma define a atitude de máxima densidade em $300^{\circ}/33^{\circ}$ (Figura 40).

Figura 40 – Estereograma das foliações do gnaiss do Complexo Rio Negro

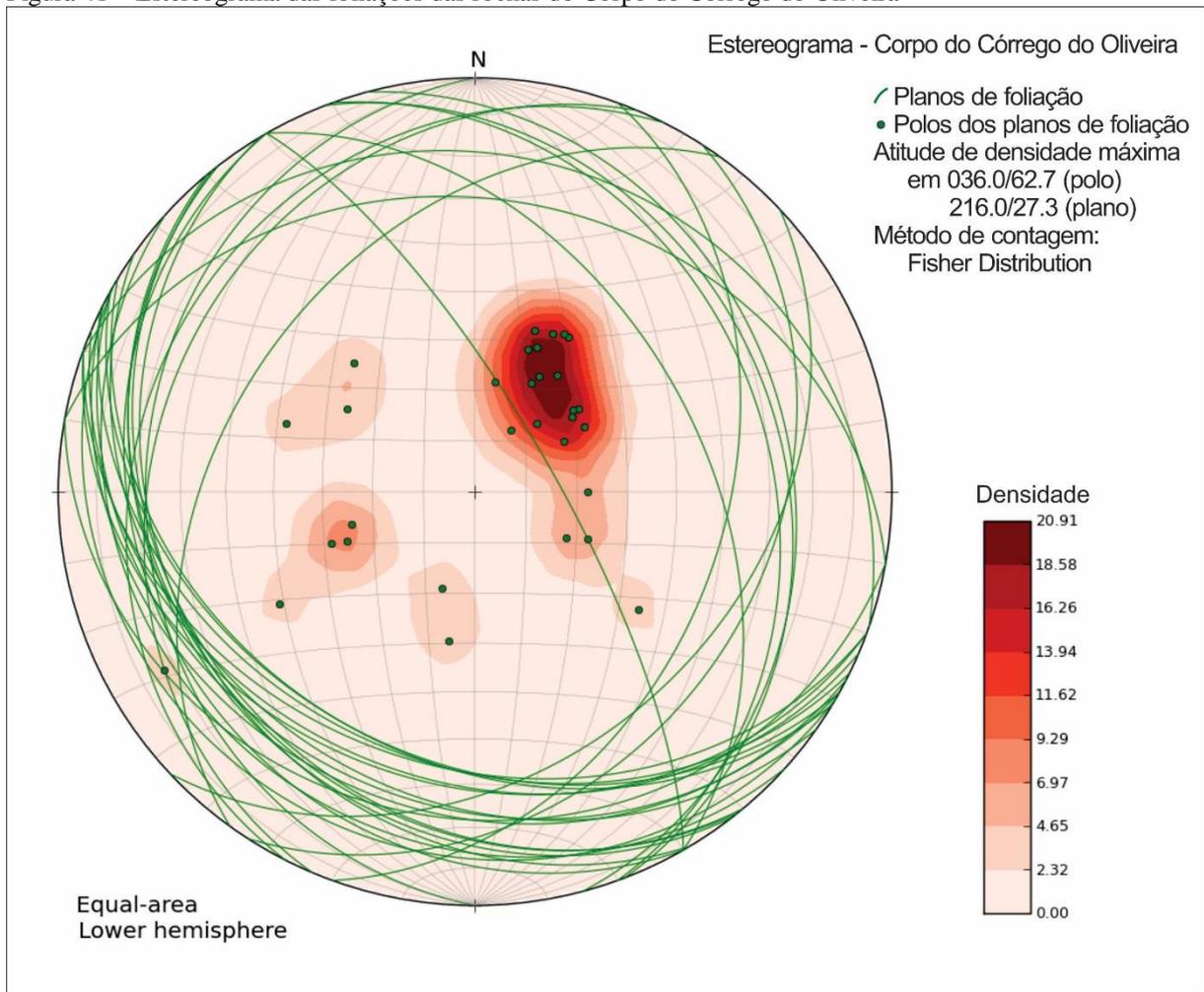


Fonte: O autor, 2018

Na sequência de quartzitos e calcissilicáticas da UAA a foliação é dada, em geral, por uma forte clivagem, mas é possível também observar em alguns pontos planos de xistosidade dados pela orientação preferencial de muscovita. A orientação da foliação destas rochas acompanha a dos ortognaisses do CRN, com atitudes médias de $320^{\circ}/33^{\circ}$.

As rochas da Fácies Orientada do CCO apresentam foliação bem marcada dada pela orientação preferencial de hornblenda. A plotagem das medidas das atitudes da foliação destas rochas em estereograma mostra um polo de atitude de máxima densidade em $216^{\circ}/27^{\circ}$ (Figura 41). Há também outra concentração de polos no quadrante SW, cujo plano de máxima densidade é $072^{\circ}/27^{\circ}$.

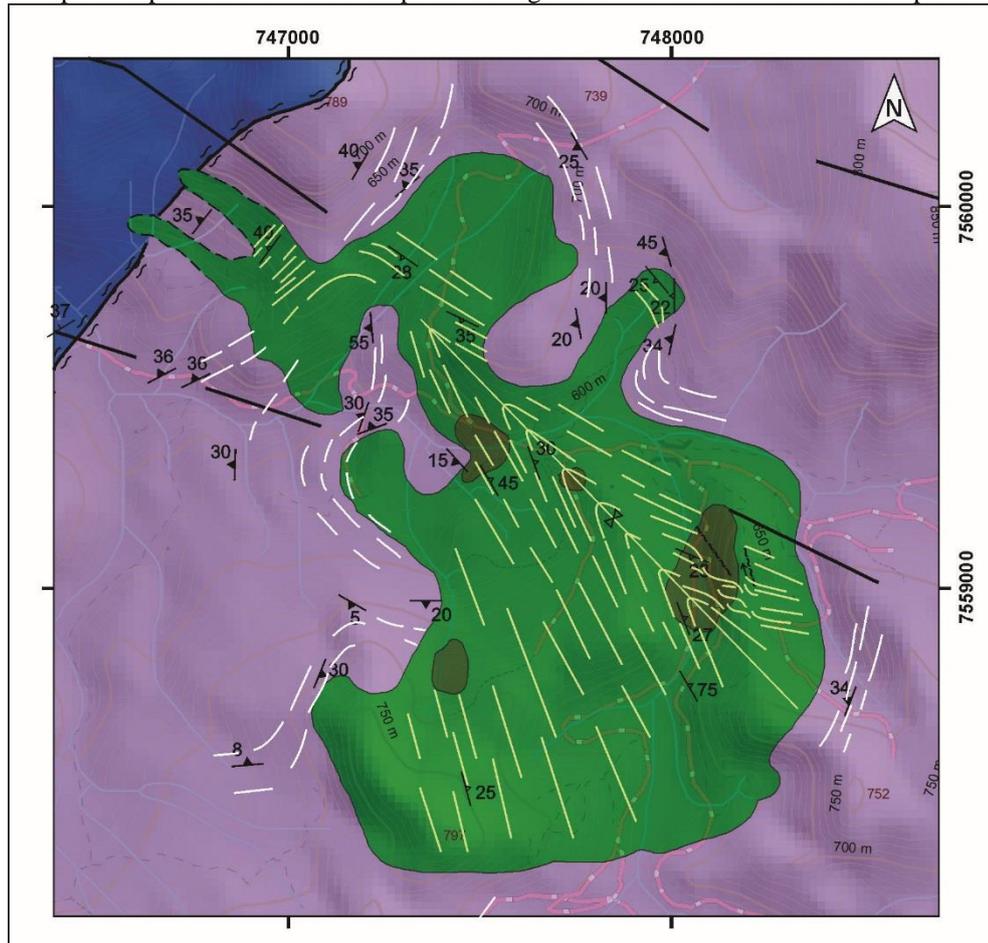
Figura 41 – Estereograma das foliações das rochas do Corpo do Córrego do Oliveira



Fonte: O autor, 2018

As atitudes medidas variam com mergulhos ora para SW, ora para E-NE. A disposição dos pontos de foliações medidas permitiu a interpretação do contorno estrutural pela elaboração de mapa de superfície e forma (Figura 42). A variação no sentido de mergulho dessas estruturas, define uma dobra sinformal aberta, que pode ser melhor percebida em perfil SW-NE (Apêndice E).

Figura 42 – Mapa de superfície e forma do Corpo do Córrego do Oliveira e encaixante do Complexo Rio Negro



Legenda: Corpo do Córrego do Oliveira (tons de verde); Complexo Rio Negro (roxo); Unidade Arcádia Areal (azul).

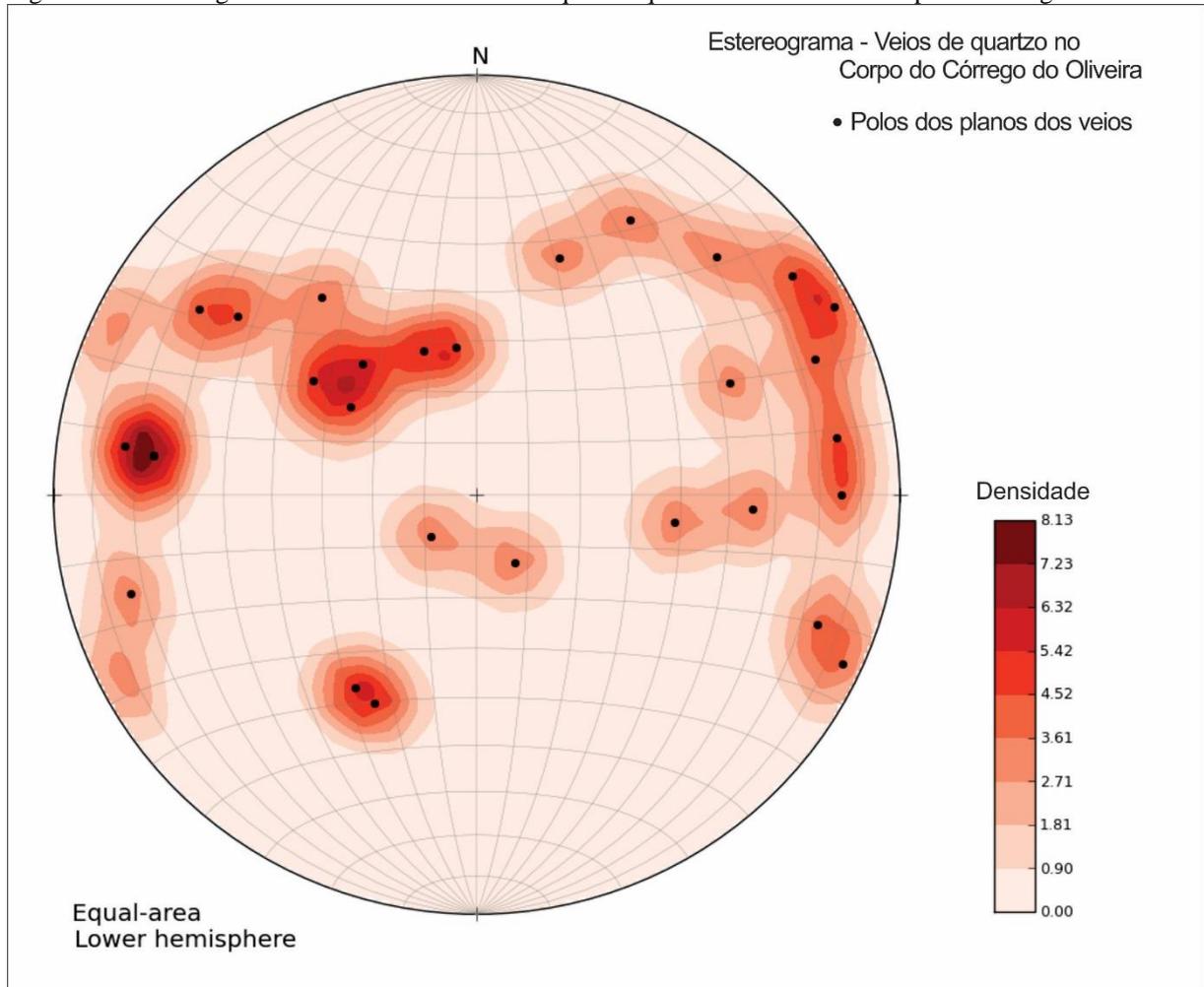
Fonte: O autor, 2018

Foliações discordantes também são observadas regionalmente nas rochas encaixantes ao redor do CCO no mapa geológico da Folha Duas Barras 1:50.000 do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ, 1972). As atitudes são semelhantes às observadas no corpo, mergulhando suavemente ora para SW, ora para NE. Tais feições, associadas às observadas no CCO, podem ser registro de fase deformacional posterior à fase principal, já que não se observa registro desta última nos afloramentos do corpo. Isso pode significar intrusão posterior à deformação principal, ou deformação heterogênea no pico deformacional, que pode não ter afetado o CCO, devido às características de competência diferentes das rochas encaixantes.

Associadas tanto às rochas da Fácies Isotrópica quanto da Fácies Orientada, porém mais presente nesta última, observam-se veios de quartzo e fraturas não preenchidas. A plotagem em estereograma das medidas das atitudes dos veios de quartzo mostra, principalmente, a

ocorrência de veios com mergulhos subverticais com strike NE-SW e veios com mergulhos mais suaves, de até 30° para SE (Figura 43).

Figura 43 – Estereograma das atitudes dos veios de quartzo que cortam rochas do Corpo do Córrego do Oliveira



Fonte: O autor, 2018

2.6 Química mineral por microsonda eletrônica

Visando aprofundamento do estudo das fases minerais que compõem as rochas, principalmente as gerações de anfibólio ou os tipos de piroxênio, as análises de microsonda eletrônica com cálculo da fórmula estrutural permitiram refinamento da química mineral e classificação da assembleia mineralógica.

2.6.1 Anfibólios

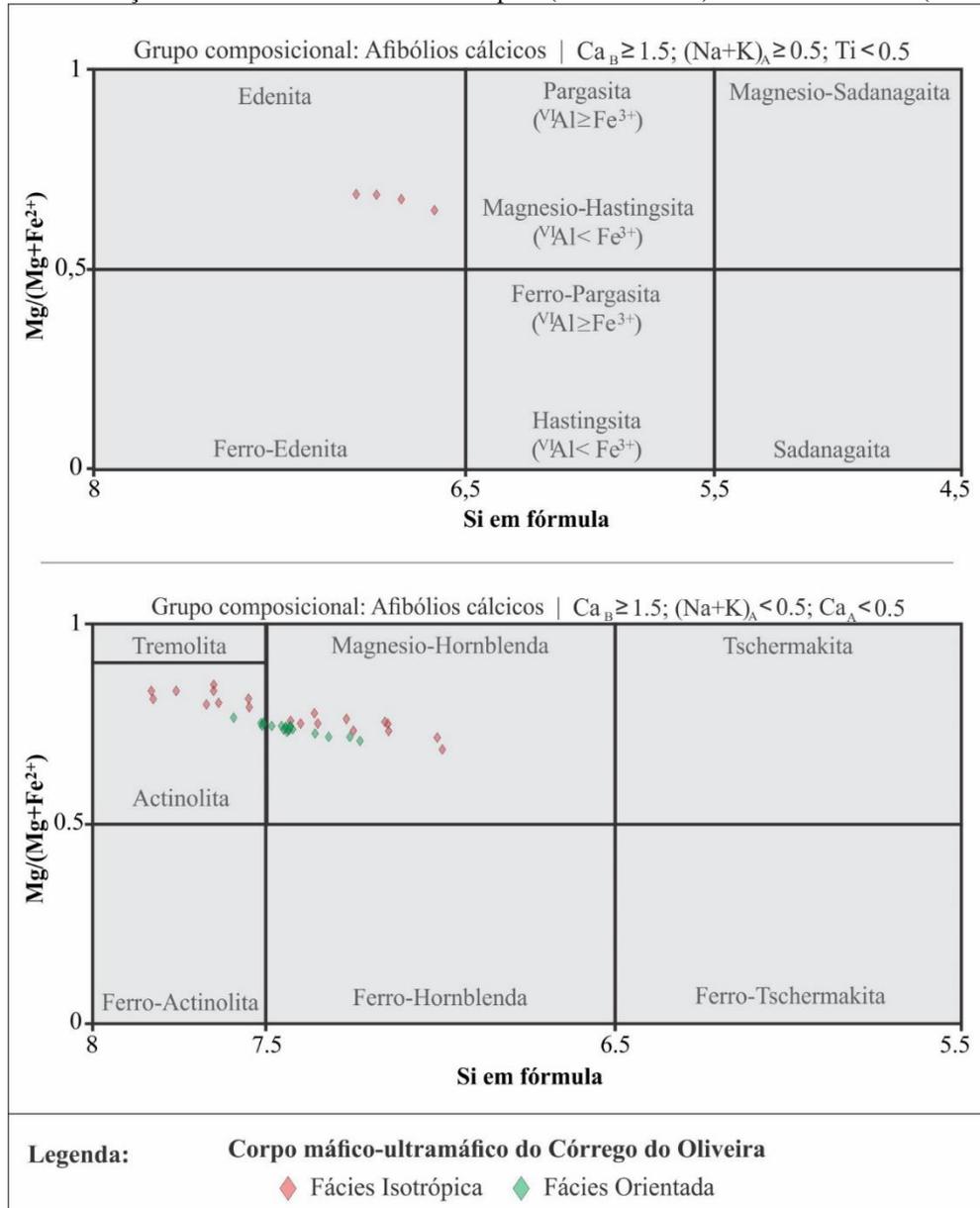
Foram analisados anfibólios de lâminas representativas da Fácies Isotrópica (DB-TUP-135) e Fácies Orientada (VZ-09), com propósito de verificar se houve cristalização metamórfica e processo deformacional ou se a orientação dos cristais estaria relacionada a fluxo magmático. Os valores analíticos encontram-se no Apêndice C.

Para a lâmina DB-TUP-135, as análises dos anfibólios indicam composições de SiO₂ (45,33% – 56,46%), TiO₂ (0,05% – 1,92%), Al₂O₃ (2,07% – 10,30%), FeO (7,60% – 12,32%), MnO (0,08% – 0,15%), MgO (12,93% – 18,98%), CaO (11,87% – 12,58%), Na₂O (0,48% – 2,17%) e K₂O (0,12% – 1,10%).

As análises dos anfibólios presentes na lâmina VZ-09 indicam composições de SiO₂ (50,39% – 53,70%), TiO₂ (0,25% – 0,47%), Al₂O₃ (3,91% – 6,59%), FeO (9,17% – 11,13%), MnO (0,11% – 0,17%), MgO (15,12% – 16,96%), CaO (12,59% – 13,04%), Na₂O (0,79% – 1,32%) e K₂O (0,29% – 0,59%).

O cálculo das fórmulas revelou a presença de magnésio-hornblenda e actinolita em ambas amostras, além de edenita na amostra DB-TUP-135 (Figura 44).

Figura 44 – Classificação dos anfibólios da Fácies Isotrópica (DB-TUP-135) e Fácies Orientada (VZ-09)



Fonte: O autor, 2018

Quanto à química mineral, a edenita apresenta SiO_2 e MgO menores e TiO_2 , Al_2O_3 e FeO maiores do que a magnésio-hornblenda, enquanto esta última apresenta conteúdo médio de SiO_2 e MgO menores e conteúdo de TiO_2 , Al_2O_3 e FeO maiores do que a actinolita.

Na Fácies Isotrópica (lâmina DB-TUP-135), a edenita ocorre no núcleo dos cristais euédricos de anfibólio ou englobando cristais já fortemente substituídos de piroxênios. A magnésio-hornblenda pode ocorrer nas bordas dos cristais de edenita ou piroxênios, ou como cristais euédricos sem núcleo. A actinolita ocorre principalmente nas bordas de piroxênios ou de magnésio-hornblenda, como uma segunda geração de borda.

A hornblenda edenita seria representativa da fase ígnea, porém sua ocorrência em bordas de reação de piroxênios indica que são posteriores à formação dos piroxênios, e que os grãos de edenita sem núcleo de piroxênio seriam casos onde a substituição se completou. Porém, a ocorrência de grãos eudrais de edenita envolvidos por minerais félsicos intersticiais (Figura 33), mostra que sua formação se deu concomitantemente ao assentamento dos piroxênios, o que a caracteriza como parte da fase cumulática.

Na Fácies Orientada (lâmina VZ-09) não se observa diferenças entre os tipos de anfibólio nem nas características óticas nem na forma de ocorrência. Porém, de 20 grãos analisados, 15 são de magnésio-hornblenda e 5 de actinolita, o que pode sugerir a representatividade de cada um desses minerais na rocha. Além do fato de que quatro dos cinco grãos de actinolita plotam praticamente na interface actinolita – magnésio-hornblenda, devido a quantidade de Si muito próximo a 7,5 na fórmula.

2.6.2 Piroxênios

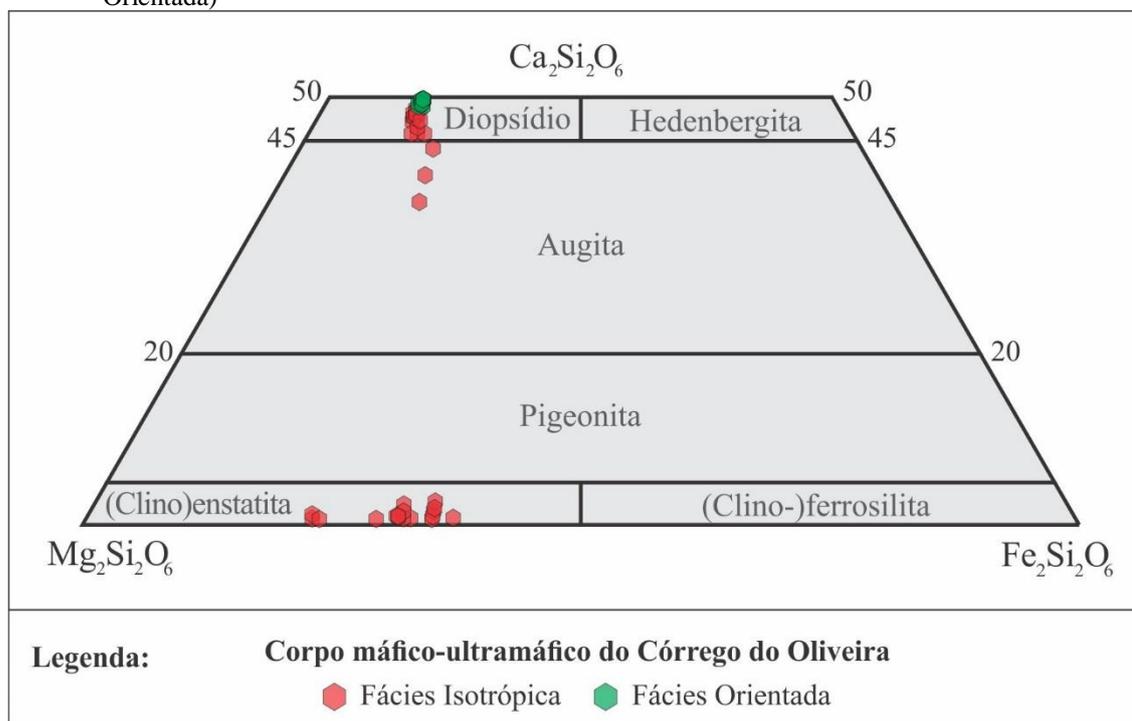
Foram analisados piroxênios de lâminas representativas da Fácies Isotrópica (DB-TUP-135) e Fácies Orientada (VZ-09), com propósito de confirmar a existência de mais de um tipo de piroxênio e que variações químicas ocorrem do núcleo para a borda de um mesmo grão, evidenciando a evolução da química do magma. Os valores analíticos encontram-se no Apêndice C.

Para a lâmina DB-TUP-135, o cálculo das fórmulas químicas dos minerais indica existência de duas estruturas de piroxênio distintas: clinopiroxênio de alto Ca (augita, diopsídio) e ortopiroxênio de baixo Ca (enstatita). As análises de clinopiroxênio indicam composições de SiO₂ (52,29% – 54,37%), TiO₂ (0,02% – 0,26%), Al₂O₃ (1,11% – 3,99%), FeO (5,83% – 9,24%), MnO (0,15% – 0,25%), MgO (14,53% – 16,83%), CaO (18,21% – 24,45%), Na₂O (0,27% – 0,64%) e Cr₂O₃ (0,00% – 0,06%). As análises de ortopiroxênio indicam composições de SiO₂ (52,26% – 55,20%), TiO₂ (0,00% – 0,18%), Al₂O₃ (0,58% – 3,63%), FeO (14,70% – 22,98%), MnO (0,23% – 0,74%), MgO (21,64% – 28,31%), CaO (0,24% – 1,41%), Na₂O (0,00% – 0,26%) e Cr₂O₃ (0,00% – 0,07%).

As análises de piroxênio presentes na lâmina VZ-09 indicam composições de SiO₂ (53,64% – 54,36%), TiO₂ (0,00% – 0,03%), Al₂O₃ (0,78% – 0,93%), FeO (5,85% – 6,20%), MnO (0,21% – 0,26%), MgO (14,41% – 14,80%), CaO (24,59% – 25,18%), Na₂O (0,33% –

0,48%) e Cr_2O_3 (0,00% - 0,05%). O cálculo das fórmulas químicas dos minerais indica que todos os cristais são diopsídio (Figura 45).

Figura 45 – Classificação dos piroxênios das lâminas DB-TUP-135 (Fácies Isotrópica) e VZ-09 (Fácies Orientada)



Fonte: O autor, 2018

Na Fácies Isotrópica (lâmina DB-TUP-135) ocorrem orto- (enstatita) e clinopiroxênio (augita e diopsídio). A presença dos dois piroxênios e aparente ausência de olivina classifica a rocha como um piroxenito, especificamente websterito. Na Fácies Orientada, não foram analisados ortopiroxênios, apesar de serem observados minerais relictos na microscopia ótica. A rocha, portanto, ainda poderia ser classificada como websterito, mas na transição para clinopiroxenito.

A enstatita, comumente com substituição por anfibólio nas bordas, distingue-se dos clinopiroxênios pelo pleocroísmo, baixa birrefringência e extinção reta. O diopsídio e a augita ocorrem como cristais subédricos a euédricos também com substituição por anfibólio nas bordas. A augita também ocorre como fenocristais zonados. Todos os tipos de piroxênio ocorrem envolvidos por interstícios félsicos e de opacos, representando fase cumulática.

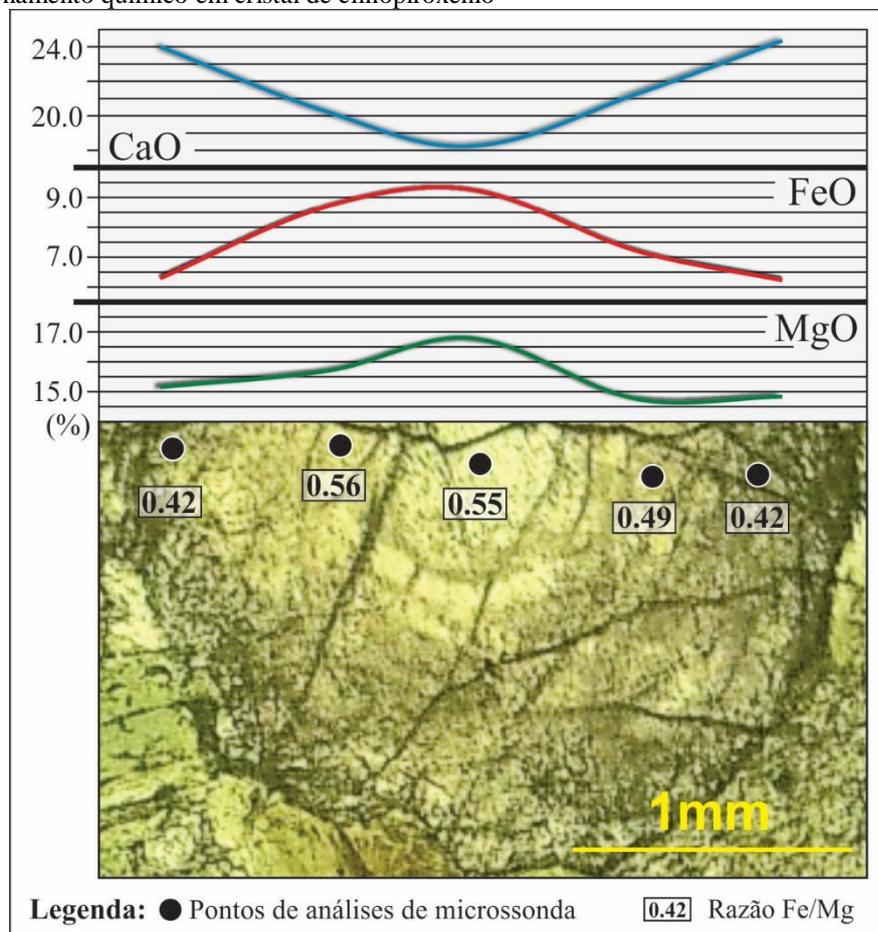
Os cristais zonados de augita perfilados na microsonda mostram aumento no conteúdo de CaO e diminuição em MgO e FeO do núcleo para a borda do cristal (Figura 46), o que define comportamento contrário ao zonamento mais comum em cristais de augita que é o de diminuição no conteúdo de Ca e Mg acompanhados de aumento no conteúdo de Fe, que reflete em um crescente valor da razão Fe/Mg do núcleo para borda (HEWINS, 1974). Considerando

a afinidade química, é possível supor que os teores de Ni na augita acompanhem o comportamento do Mg.

Fodor (1971) indica que a introdução de hornblenda no sistema de cristalização pode limitar o enriquecimento de Fe do clinopiroxênio, com a hornblenda assumindo o papel dominante de silicato ferromagnésiano. A coexistência de edenita e piroxênios pode ser o que motivou a diminuição do conteúdo de Fe na augita. A diminuição da razão Fe/Mg também pode ser causada pelo aumento da fugacidade de oxigênio no magma (HEWINS, 1974).

Quanto ao conteúdo de Ca, alterações metamórficas podem ter sido responsáveis pelo aumento do conteúdo deste elemento nas bordas. Hewins (1974), porém, sugere que esse enriquecimento também pode estar ligado ao desaparecimento de ortopiroxênio do sistema de cristalização.

Figura 46 – Zonamento químico em cristal de clinopiroxênio



Fonte: O autor, 2018

2.6.3 Plagioclásio

Na lâmina DB-TUP-135, foram executadas quatro análises em dois cristais de plagioclásio, que indicaram composições de SiO₂ (53,88% – 54,56%), Al₂O₃ (27,89% – 28,49%), FeO (0,03% – 0,10%), CaO (10,36% – 10,71%), Na₂O (5,26% – 5,55%) e K₂O (0,15% – 0,17%). Os valores analíticos encontram-se no Apêndice C.

A fórmula mineral calculada posiciona os quatro pontos analisados no campo da labradorita, porém muito próximo à interface andesina-labradorita. A identificação de outros cristais de plagioclásio da mesma lâmina pelo método de Michel-Levy posiciona os minerais analisados no campo da andesina, próximo à interface andesina-labradorita.

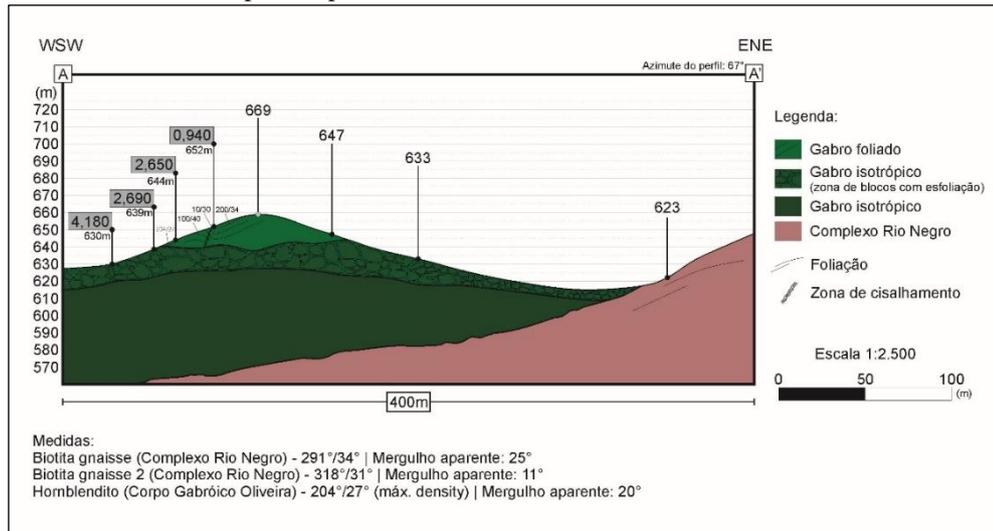
Os pontos analisados para plagioclásio na amostra VZ-09 mostraram que, na verdade, os minerais visados tratavam-se de quartzo (Apêndice C), o que não elimina a presença de plagioclásio na rocha, porém mostra que a presença de quartzo é mais representativa do que se imaginava, concentrado nas microlentes félsicas alongadas ao longo da foliação.

2.7 **Variações de susceptibilidade magnética**

As diferenças petrográficas macroscópicas entre as rochas dos diques de diabásio cretáceos (Item 4.4) e as rochas do CCO não são tão pronunciadas. Porém, há uma destacada diferença nas respostas de susceptibilidade magnética dessas rochas. Enquanto o CCO registra susceptibilidade na ordem de 1×10^{-3} SI a 5×10^{-3} SI, os diques registram valores de 180×10^{-3} SI a 230×10^{-3} SI. A marcante diferença de valores está relacionada à presença de magnetita nos diques Cretáceos e sua ausência nas rochas do CCO. Nestes últimos, a mineralogia ferromagnética está centrada na pirrotita.

Medidas de susceptibilidade magnética realizadas ao longo do perfil do ponto DB-TUP-135 evidenciaram variações significativas de acordo com a altura estratigráfica entre pontos da mesma fácies e, também, entre as duas fácies (Figura 47).

Figura 47 – Perfil de detalhe do ponto-tipo DB-TUP-135



Legenda: Variações de susceptibilidade magnética (em cinza) ao longo do perfil.

Fonte: O autor, 2018

De modo geral, as médias de susceptibilidade magnética medidas em amostras e afloramentos das duas fácies em vários pontos do CCO resultam em valores de $4,137 \pm 0,96 \times 10^{-3}$ SI para a Fácies Isotrópica e $1,747 \pm 0,641 \times 10^{-3}$ SI para a Fácies Orientada, e refletem a maior quantidade de sulfetos (pirrotita) nas rochas da primeira fácies em comparação à segunda. O desvio padrão das medidas é duas vezes maior na fácies orientada, o que indica distribuição irregular da pirrotita nesta fácies, causada por fluxo magmático ou deformação. A condutividade elétrica, medida juntamente com a susceptibilidade magnética, resultou sempre em zero.