

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

LUIS FERNANDO DE LARA

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ÍGNEAS DO CERRO DOS
MARTINS, CAÇAPAVA DO SUL, RS**

**Caçapava do Sul
2019**

LUIS FERNANDO DE LARA

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ÍGNEAS DO CERRO DOS
MARTINS, CAÇAPAVA DO SUL, RS**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Vinicius Matté

**Caçapava do Sul
2019**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

d339g de Lara, Luis Fernando
Geologia e petrografia das rochas ígneas do Cerro dos Martins, Caçapava do Sul, RS / Luis Fernando de Lara.
84 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) --
Universidade Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2019.
"Orientação: Vinicius Matté".

1. Bacia do Camaquã. 2. Formação Hilário. 3. Formação Serra Geral. 4. rochas intermediárias. I. Título.

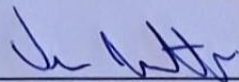
LUIS FERNANDO DE LARA

**GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ÍGNEAS DO CERRO DOS
MARTINS, CAÇAPAVA DO SUL, RS**

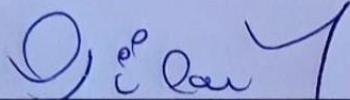
Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 05 de dezembro de
2019.

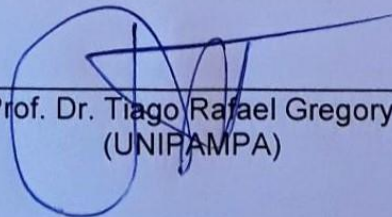
Banca examinadora:



Prof. Dr. Vinicius Matté
Orientador
(UNIPAMPA)



Profª. Drª. Delia Del Pilar Montecinos de Almeida
(UNIPAMPA)



Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
(UNIPAMPA)

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTO

Nada se constrói sozinho! Não sou muito bom com palavras, mas venho por meio deste tentar resumir todos aqueles que me auxiliaram nesta jornada e na elaboração deste trabalho. Afinal, sem eles eu provavelmente não estaria escrevendo estas palavras.

Primeiramente agradeço a minha família, que sempre me deu apoio e coragem, superando momentos difíceis, tanto físicos quanto emocionais. Sem eles eu com certeza não estaria onde estou hoje (Ainda não achei nenhum osso de dinossauro, mas quem sabe um dia...).

Agradeço a Unipampa e todo seu corpo de professores, técnicos e terceirizados, local em que tive a oportunidade de estudar e conhecer várias pessoas que me fizeram crescer de forma pessoal e profissional. Agradecimentos a Caçapava do Sul não podem estar de fora desta lista, por mais que chuvosa as vezes, me acolheu durante estes cinco anos de graduação, proporcionando experiências e conhecimento incríveis com sua geologia singular. E como não citar o seu Luiz e a dona Irene, que me acolheram como um filho nesta cidade, me proporcionando tranquilidade e segurança ao longo destes anos.

Agradecimentos especiais vão ao meu orientador Prof. Dr. Vinicius Matté, que ao longo de toda graduação e, especialmente, durante o TCC foi essencial para a realização deste trabalho. Essencial mesmo, além das importantes correções, conselhos e orientações, sem sua presença, junto da Stromboli - a marreta, poucas amostras saíam do campo para o laboratório (oh pedrinha dura esse tal de diorito!). Agradecimentos também vão à Ana Paula Tavares, que além das ajudas nas atividades de campo, sempre esteve presente durante toda a graduação.

Não posso esquecer de mencionar os técnicos Lenon e Sissa, que também forma essenciais para este trabalho, através da confecção de lâminas delgadas e acesso ao laboratório de microscopia.

A pagina já está acabando e não posso deixar de mencionar os profundos agradecimentos todos os amigos que fiz durante a graduação, compartilhando risos, alegrias e conhecimento. Aliás, nada se constrói sozinho!

“Rochas, meio pelo qual a natureza conta sua história”.

Autor desconhecido.

RESUMO

O distrito Cerro dos Martins, localizado a aproximadamente 20 Km a sul, em linha reta, da cidade de Caçapava do Sul, possui um alto topográfico homônimo, onde em seus arredores encontra-se um importante depósito cuprífero do estado do Rio Grande do Sul. Afloram na região rochas da Bacia do Camaquã, pertencentes ao Grupo Bom Jardim, e um corpo diorítico intrusivo (Diorito Cerro dos Martins), com forma alongada na direção NW – SE, associado a diques dioríticos de mesma orientação. O diorito intrude rochas vulcânicas e subvulcânicas da Formação Hilário. Datações realizadas em estudos anteriores vinculam o Diorito Cerro dos Martins ao vulcanismo Acampamento Velho (550 Ma, através de Pb – Pb via evaporação). Porém, sua localização e forma de ocorrência junto as rochas encaixantes levantam dúvidas em relação a este vínculo. Através da petrografia e de relações estruturais buscou-se caracterizar as rochas ígneas encontradas junto ao Cerro dos Martins. As rochas descritas foram separadas em três grupos, caracterizados como primeiro, segundo e terceiro evento magmático, os quais passaram por dois episódios hidrotermais distintos. Através de comparações petrográficas, as rochas pertencentes ao primeiro (rochas vulcânicas) e segundo (rochas subvulcânicas) evento magmático são associados ao vulcanismo Hilário, as quais foram afetadas por um episódio hidrotermal, denominado primeiro episódio hidrotermal, rico em carbonatos, resultado de atividades concomitantes ao vulcanismo ou a episódios vulcânicos posteriores da bacia do Camaquã. O terceiro evento magmático é marcado pelo diorito Cerro dos Martins, o qual ocorre associado a diques, pontualmente cumuláticos, de orientação NW – SE. As rochas pertencentes ao terceiro evento magmático possivelmente são vinculadas a Formação Serra Geral (Cretáceo), no qual a datação realizada em estudos anteriores possa ser resultado de zircões herdados das rochas encaixantes do Neoproterozoico. A intrusão destas rochas gerou um forte hidrotermalismo, denominado segundo episódio hidrotermal, que afetou as rochas dos dois primeiros eventos magmáticos. Ainda, as rochas do segundo evento magmático podem ter sido diretamente afetadas pela intrusão do Diorito Cerro dos Martins, causando metamorfismo de contato que permeou a facies albita-epidoto-*hornfels*.

Palavras Chave: Bacia do Camaquã; Formação Hilário; Formação Serra Geral; rochas intermediárias

ABSTRACT

The Cerro dos Martins district, located approximately 20 Km south of the city of Caçapava do Sul, has a homonymous high topographic, where in its surroundings is an important cupriferous deposit of the state of Rio Grande do Sul. Rocks of the Camaquã Basin occur in the region, belonging to the Bom Jardim Group, and an intrusive dioritic body (Cerro dos Martins Diorite), elongated in the NW - SE direction, associated with dikes of the same orientation. These rocks intrude volcanic and subvolcanic rocks of the Hilario Formation. Obtained ages from previous studies link the Cerro dos Martins Diorite to the Acampamento Velho volcanism (550 Ma, through Pb - Pb via evaporation). However, its location and form of occurrence along the enclosing rocks raise doubts regarding this link. Through petrography and structural relations sought to characterize the igneous rocks found near the Cerro dos Martins. The rocks described were separated into three groups, characterized as the first, second and third magmatic events, which went through two distinct hydrothermal episodes. Through petrographic comparisons, rocks belonging to the first (volcanic rocks) and second (subvolcanic rocks) magmatic events were associated with Hilario volcanism, which were affected by a hydrothermal episode, denominated first hydrothermal episode, rich in carbonates resulting from activities concomitant with volcanism or subsequent volcanic episodes of the Camaquã Basin. The third magmatic event is marked by the Cerro dos Martins Diorite, which occurs associated with dikes, sometimes cumulates, of NW - SE orientation. The rocks belonging to the third magmatic event were linked to the Serra Geral Formation (Cretaceous), in which the obtained ages performed in previous studies may be the result of zircons inherited from the neoproterozoic rocks. The intrusion of these rocks generated a strong hydrothermalism, denominated second hydrothermal episode, which affected the rocks of the first two magmatic events. Also, the rocks of the second magmatic event may have been directly affected by the intrusion of the Cerro dos Martins Diorite, causing contact metamorphism that permeated the albite-epidote-hornfels facies.

Keywords: Camaquã Basin; Hilario formation; Serra Geral Formation; intermediate rocks

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: localização da área e principais vias de acesso.....	12
Figura 2: imagem de satélite de detalhe da área estudada, com delimitação do Cerro dos Martins, em vermelho, e estradas secundárias, em branco tracejado.....	13
Figura 3: compartimentação petrotectônica do Escudo Sul-rio-grandense, com terrenos separados através das zonas de cisalhamento: Ibaré (ZCI), Caçapava do Sul (ZCCS), Passo do Marinheiro (ZCPM) e Dorsal de Canguçu (ZCDC).....	15
Figura 4: mapa geológico do Terreno São Gabriel.....	17
Figura 5: mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã.....	19
Figura 6: mapa de pontos.....	28
Figura 7: mapa geológico da região do Cerro dos Martins.....	29
Figura 8: A e B demonstram a variação no tamanho de fenocristais compondo textura seriada, os quais encontram-se orientados denotando textura traquítica. C e D ilustram a presença de textura glomeroporfírica. E e F categorizam amígdalas preenchidas por calcita, quartzo e calcedônia.....	31
Figura 9: microfotografias das rochas do primeiro evento magmático. A (NP) e B (NP e NC) demonstram a presença de textura seriada e cristais de plagioclásio com hábito esqueletal. C (NP) e D (NP e NC) representam fenocristais de plagioclásio e minerais opacos subédricos imersos em uma matriz vítrea parcialmente devitrificada. Em C é possível notar a presença de um opaco pseudomorfo, possivelmente de olivina. Em E é possível observar a presença de clorita de forma intersticial e calcita como mineral de alteração.....	32
Figura 10: microfotografias das rochas do primeiro evento magmático. Em A (NC e NP) é possível observar o material basicamente composto por calcita, o qual ocorre na forma de injetitos (diques clásticos). B (NC) e C (NC) demonstram a presença de calcita no preenchimento de amígdalas, contendo apofilita associada (cristais losangulares). D (NC e NP) representa preenchimento de amígdala iniciado por calcita e finalizado por clorita. Em E (NC) é possível visualizar a calcita nas bordas da amígdala e quartzo recristalizado, em sua parte central.....	34
Figura 11: Interação vulcano sedimentar. Em C é possível observar a presença de injetitos (diques clásticos) compostos principalmente por calcita.....	35

Figura 12: A, B e C representam a presença de amígdalas junto as porções mais elevadas do Cerro dos Martins. Em D é possível visualizar a presença de veios concordantes com a direção do Cerro.	36
Figura 13: A e B ilustram a presença de microfenocristais de plagioclásio na rocha. C demonstra os afloramentos em forma de blocos e matacões em campo. D mostra a presença de amígdalas preenchidas por clorita. E e F denotam a granulometria fina da rocha.	37
Figura 14: A demonstra a presença de pirita na rocha. B e C evidenciam a presença de pirita na borda de amígdalas, posteriormente preenchidas por clorita.	38
Figura 15: microfotografias das rochas do segundo evento magmático. A (NP), B (NC e NP) e C (NC e NP) ilustram plagioclásios parcialmente orientados, alterados para sericita, e epidoto com hábito acicular, evidenciados em C (mineral com birrefringência elevada), junto a ocorrência de minerais opacos em seus diferentes hábitos. A clorita ocorre como mineral intersticial.	39
Figura 16: microfotografias das rochas do segundo evento magmático. A (NP) e C (NC) demonstram a presença de epidoto (mineral com maior birrefringência) com hábito acicular e contatos penetrativos. B e D representam detalhe delimitado pelo quadro vermelho em A e C, respectivamente. É possível observar também plagioclásios alterados para sericita.	40
Figura 17: microfotografias das rochas do segundo evento magmático. Em A (NC) e B (NP) mostram a clorita como mineral intersticial e de preenchimento de amígdalas. Em A, observa-se uma camada de opacos (pirita) no preenchimento de amígdalas. Em C, na porção superior, é possível visualizar quartzo formando a primeira fase de preenchimento. Porção destacada em vermelho é ampliada em D, com a presença de quartzo delimitado em branco tracejado.	41
Figura 18: microfotografias das rochas do primeiro evento magmático. A (NC), B (NP) e C (NP e NC) ilustram a presença de augita, associada a plagioclásios, minerais opacos e clorita.	42
Figura 19: Na imagem é possível observar os contatos inferidos de E1 com E2, em vermelho, e de E2 com E3, em branco.	43
Figura 20: A, C e D demonstram a forma como os dioritos afloram na região. Em B é possível visualizar a granulometria média.	44

Figura 21: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. Em A (NP) e B (NC) é possível observar a presença de plagioclásio zonado com a presença de antipertítas. C (NP) e D (NC), demonstram a presença de quartzo intersticial e augita alterada para hornblenda (uralitização).....	45
Figura 22: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. A (NP), B (NC), C (NP) e D (NC) ilustram a presença de lamelas de exsolução de clinopiroxênio em ortopiroxênio. Em A, nota-se também a presença de clorita e biotita como minerais de alteração.....	46
Figura 23: mosaico microfotográfico (NC) ilustrando mineralogia do diorito Cerro dos Martins.	47
Figura 24: Vista do ponto LL – 21 em direção ao ponto LL – 20 (em vermelho), com delimitação inferida do dique em branco.....	48
Figura 25: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. A (NP), B (NP), C (NP) e D (NC) representam a mineralogia encontrada nos diques, onde a augita mostra-se de forma alongada, com alta birrefringência. A olivina mostra-se alterada a iddignsita, os minerais opacos ocorrem em hábitos aciculares e equidimensionais e o plagioclásio demonstra aspecto “ripidiforme”.	49
Figura 26: A imagem A representa afloramento junto ao ponto LL – 37, com alto grau de fraturamento e B demonstra seu aspecto “exótico” em relação as outras rochas do Cerro dos Martins.....	50
Figura 27: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. Em A (NC) e B (NP) é possível notar a presença de plagioclásios extremamente alterados para sericita, minerais opacos formando uma pseudomatriz e o preenchimento de vesículas contemplando quartzo, biotita, clorita e opacos. Em C (NC) e D (NP) é possível visualizar a presença de quartzo recristalizado preenchendo amígdalas.	50
Figura 28: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. As imagens A (NC), B (NP), C (NC) e D (NP) representam a mineralogia encontrada na porção cumulática, no qual a olivina, preferencialmente em aglomerados, encontra-se associada a augita, junto a presença de plagioclásio, por vezes zonado.	52
Figura 29: Mosaico microfotográfico (NC) representando mineralogia da porção ortocumulática.....	52

Figura 30: Diagramas de roseta separados por eventos (E1, E2 e E3), e representados de forma combinada para comparação com dados obtidos por Toniolo (2004) e suas interpretações.....	53
Figura 31: Imagem de satélite da região do Cerro dos Martins evidenciando os principais lineamentos (zonas de falhas e fraturas)	60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: resumo dos dados geocronológicos referente aos intervalos de deposição dos diferentes alogrupos.	22
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS

Apo – Apofilita

Aug – Augita

Bt – Biotita

Cal – Calcita

Chl – Clorita

En – Enstatita

Ep – Epidoto

E₁ – Primeiro evento magmático

E₂ – Segundo evento magmático

E₃ – Terceiro evento magmático

Hbl – Hornblenda

H₁ – Primeiro episódio hidrotermal

H₂ – Segundo episódio hidrotermal

Iddg – Iddignsita

Mag – Magnetita

NC – Nicóis cruzados

NP – Nicóis paralelos

OI – Olivina

Py – Pirita

Pl – Plagioclásio

Qtz – Quartzo

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	8
2 OBJETIVOS	10
2.1 Objetivo Geral	10
2.2 Objetivos Específicos.....	10
3 ÁREA DE ESTUDO	11
3.1 Localização da área	11
3.2 Aspectos Fisiográficos	11
3.3 Geologia Regional	14
3.3.1 Contexto Geotectônico	14
3.3.2 Terreno São Gabriel	15
3.3.3 Bacia do Camaquã	18
3.3.4 Formação Serra Geral.....	22
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
4.1 Teoria dos métodos e técnicas	23
4.1.1 Microscopia ótica	23
4.1.2 Petrografia	24
4.1.3 Medidas estruturais	25
5 MATERIAIS E METODOS	26
5.1 Revisão Bibliográfica	26
5.2 Sensoriamento Remoto.....	26
5.3 Mapeamento geológico estrutural.....	26
5.4 Petrografia.....	27
5.5 Análise integradora	27
6 RESULTADOS	28
6.1 Primeiro evento magmático	30
6.2 Segundo evento magmático	36
6.3 Terceiro evento magmático	43
6.3.2 Diques dioríticos	47
6.3.3 Porção ortocumulática	51
6.4 Estrutural.....	53
7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	54
7.1 Primeiro evento magmático	54
7.2 Segundo evento magmático	55
7.3 Terceiro evento magmático	57
7.4 Estrutural.....	59
7.5 Comparações petrográficas	61
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	63

1 INTRODUÇÃO

O distrito Cerro dos Martins, localizado a aproximadamente 20km, em linha reta, a sul da cidade de Caçapava do Sul, possui um alto topográfico homônimo em que nos seus arredores ocorre um importante depósito cuprífero do Escudo Sul-riograndense (COMPANHIA BRASILEIRA DE COBRE, 1978). Nesta localidade encontram-se rochas vulcânicas, subvulcânicas e um corpo intrusivo diorítico, nomeado informalmente neste trabalho como Diorito Cerro dos Martins. A escassez de estudos em relação ao Diorito Cerro dos Martins e sua relação com as demais rochas da região motivou a realização deste trabalho. Menções a este diorito na literatura apenas são encontradas no mapeamento realizado por Santos et al. (1978), no estudo de Toniolo (2004), o qual buscou identificar a gênese do depósito mineral encontrado na região, e em Travassos (2014), que realizou um estudo de geofísica em escala regional. As rochas encontradas no local pertencem a Bacia do Camaquã, vinculadas ao Alogrupo Bom Jardim (PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000).

A Bacia do Camaquã representa eventos vulcanossedimentares associados ao período pós-colisional da orogenia Brasileira Pan-africana no extremo sul do Brasil (e.g. FRAGOSO-CESAR, 1991; CHEMALE JR; HARTMANN; SILVA, 1995; PAIM; CHEMALE JR; LOPES, 2000). A partir de critérios alostratigráficos, a Bacia do Camaquã pode ser dividida em quatro unidades de maior hierarquia: Alogrupo Maricá, Alogrupo Bom Jardim, Alogrupo Santa Bárbara e Alogrupo Guaritas (PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014). Durante a evolução desta bacia alternaram-se períodos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcânicos, e intervalos erosivos. Observa-se um predomínio dos episódios vulcânicos nas fases de preenchimento, normalmente na base das unidades de maior hierarquia (vulcanismos Hilário, Acampamento Velho e Rodeio Velho), seguidos pela deposição de sedimentos predominantemente siliciclásticos. Em tese, a bacia registra uma evolução de ambientes sedimentares siliciclásticos desde marinho raso, passando por costeiro, lacustre-aluvial até ambientes desérticos continentais, com episódios vulcânicos intercalados (PAIM; CHEMALE JR; LOPES, 2000; PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014), depositados aproximadamente entre 630 (Ediacarano) e 535 Ma (Cambriano).

O Alogrupo Bom Jardim contempla rochas vulcânicas de composição básica a ácida, predominantemente intermediária (andesitos e traquiandesitos), com assinatura cálcico alcalina alto potássio a shoshonítica, vinculadas ao vulcanismo Hilário (NARDI; LIMA, 1985; LIMA; SOMMER; NARDI, 2007; ALMEIDA; CHEMALE JR; MACHADO, 2012), associados a rochas intrusivas que variam de leucodioritos cumuláticos a granitos, com a presença de lamprófiros hipabissais, agrupados na Associação Shoshonítica Lavras do Sul (LIMA; NARDI, 1998). Datações realizadas por Janikian *et al.* (2012) relatam que este magmatismo ocorreu até 580 Ma.

As rochas vulcânicas e subvulcânicas que afloram na região do Cerro dos Martins assemelham-se, petrograficamente, com as rochas ígneas do vulcanismo Hilário. Quanto ao Diorito Cerro dos Martins, datações realizadas por Toniolo (2004), em zircões através do método Pb-Pb via evaporação, indicaram idades de 550 ± 5 Ma, onde aquele autor associou tal rocha ao vulcanismo Acampamento Velho devido a idades similares, (574 e 549 Ma, segundo Janikian *et al.* (2012) e Sommer *et al.* (2005) respectivamente).

Rochas dioríticas, em termos hipabissais, foram relatadas por Matté (2011), vinculadas à Formação Acampamento Velho na região sudoeste do Platô da Ramada, a 60km do Cerro dos Martins, indicando a existência de composições intermediárias relacionadas a esse evento magmático. Ainda assim, o posicionamento e as rochas encaixantes do Diorito Cerro dos Martins geram dúvidas quanto a seu posicionamento estratigráfico.

Posteriormente aos eventos da Bacia do Camaquã ocorrem rochas ígneas vinculadas à Formação Serra Geral. A Formação Serra Geral contempla um grande volume de rochas efusivas e intrusivas mesozoicas, em torno de 135 Ma (PINTO *et al.*, 2011), caracterizadas por sua natureza predominantemente básica e caráter toleítico. Suas rochas intrusivas são caracterizadas, principalmente, por diabásios de afinidade toleítica, que afloram preferencialmente na parte norte da Província Magmática do Paraná, especialmente na porção oriental do estado de São Paulo (MACHADO *et al.*, 2005), mas ocorrem de forma relativamente comum na região sul do país, segundo Almeida (1986).

O presente trabalho apresenta dados mais detalhados, do ponto de vista petrográfico, acerca das rochas ígneas encontradas junto ao Cerro dos Martins.

Buscou-se relatar e sugerir, através de particularidades e comparações petrográficas, uma sucessão de eventos ígneos e hidrotermais que levaram as características hoje encontradas nas rochas presentes nesta região.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Como objetivo principal, buscou-se a caracterização geológica e petrográfica das rochas ígneas do Cerro dos Martins.

2.2 Objetivos Específicos

Como objetivos específicos buscou-se:

verificar as relações de contato entre o corpo diorítico e as rochas encaixantes; buscar por outras ocorrências de rochas dioríticas na região do Cerro dos Martins;

buscar padrões estruturais e suas relações com as rochas presentes no local; realizar comparações petrográficas com rochas dioríticas/gabroicas pertencentes a outras unidades geológicas do Escudo Sul-rio-grandense.

Justificativa

Tendo em vista o pouco conhecimento encontrado na literatura, a caracterização petrográfica deste corpo pode vir a sugerir aspectos que envolvem sua gênese e seu posicionamento estratigráfico junto aos eventos magmáticos neoproterozoicos da Bacia do Camaquã ou mesozoicos da Formação Serra Geral, concordando ou discordando com estudos anteriormente publicados. O trabalho justifica-se também pela proximidade e fácil acesso da cidade de Caçapava do Sul, na qual localiza-se o curso de geologia da Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA), diminuindo despesas de deslocamento. O Campus Caçapava do Sul também fornece laboratórios para confecção e análise de lâminas delgadas, as quais são constituintes essenciais do presente estudo.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização da área

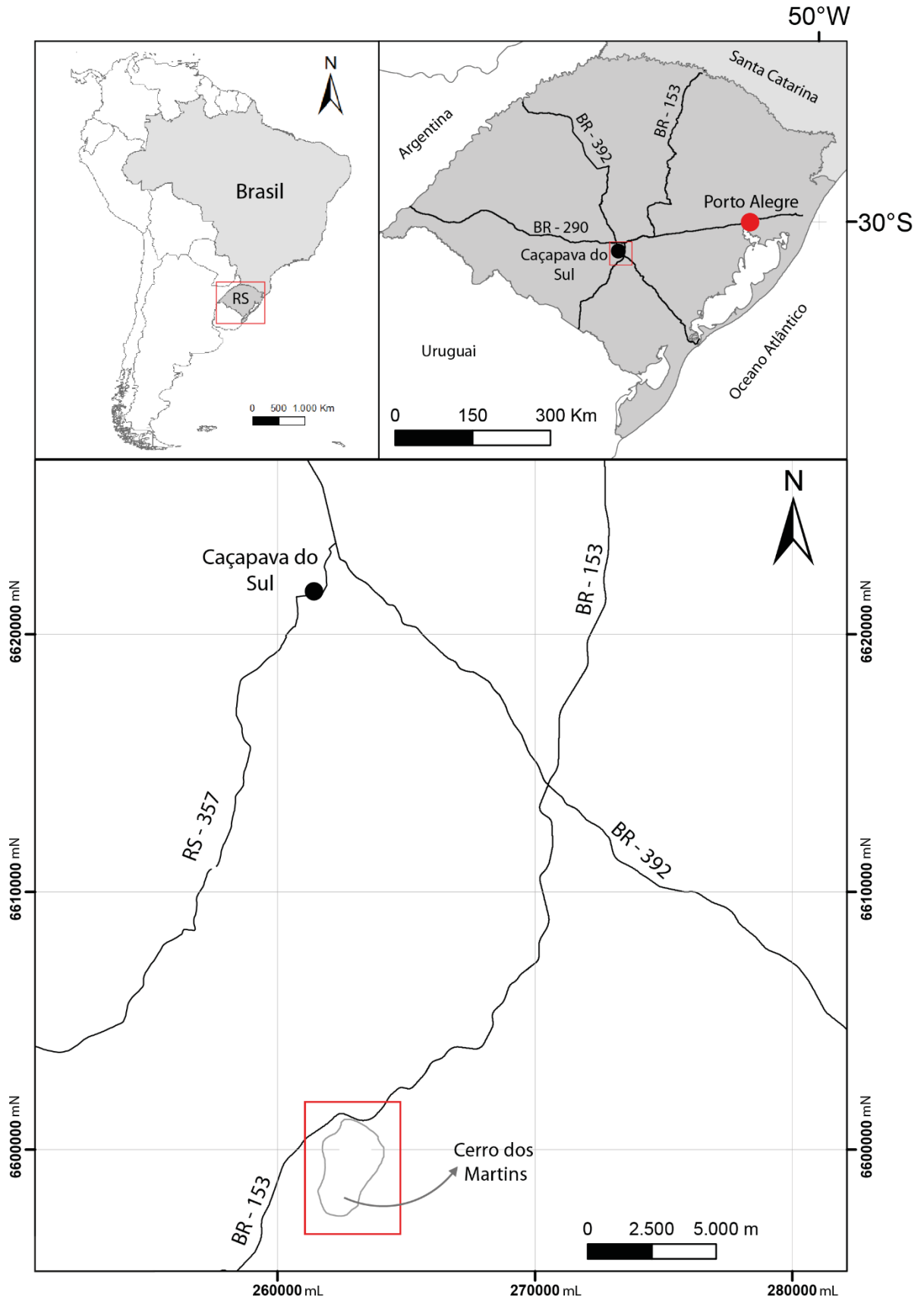
O Cerro dos Martins está localizado na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. Encontra-se, através de suas vias de acesso, a cerca de 268 km da capital Porto Alegre, no qual percorre-se cerca de 225 Km através da BR – 290, sentido oeste, até o entroncamento com a BR – 153. Na BR – 153 segue-se, no sentido sul, por mais 43 Km. Partindo de Caçapava do Sul, percorre-se cerca de 15 Km pela BR – 392, sentido sul, então tem-se acesso a BR – 153, na qual segue-se por mais 18 Km, no sentido sul (Figura 1). Seu acesso se dá próximo ao Km 534, encontrando-se a sul/sudeste desta rodovia (Figura 2).

3.2 Aspectos Fisiográficos

A geomorfologia da região é marcada pela presença de coxilhas suaves e cerros que se destacam como altos topográficos, estando inserida na unidade geomorfológica “Serra do Sudeste”, a qual não ultrapassa 600 metros de altitude (INVENTÁRIO FLORESTAL CONTÍNUO – UFSM, 2019). O Cerro dos Martins estende-se, de forma alongada, por 4 km na direção N-S e possui uma largura de aproximadamente 1 km, com topo relativamente plano e altitude máxima de 350 metros. O cerro é levemente inclinado com suas maiores altitudes na porção NW, representando um desnível de aproximadamente 60 metros. Destaca-se uma maior presença de afloramentos junto à porção mais elevada do corpo. Há um predomínio de vegetação de pequeno a médio porte na região, com a presença de vegetação arbórea próximo a drenagens e nas encostas do cerro e arbustiva no topo.

Quanto ao aspecto hidrográfico, segundo dados da CPRM (2013), a região encontra-se na bacia do Baixo Jacuí, próximo ao limite com a Bacia do Rio Camaquã. A área é cortada pelos arroios Passo da Areia e Passo do Lajeado, ambos inclusos na bacia hidrográfica do Baixo Jacuí, no qual seus corpos principais e drenagens alimentadoras nitidamente contém um controle através de feições estruturais.

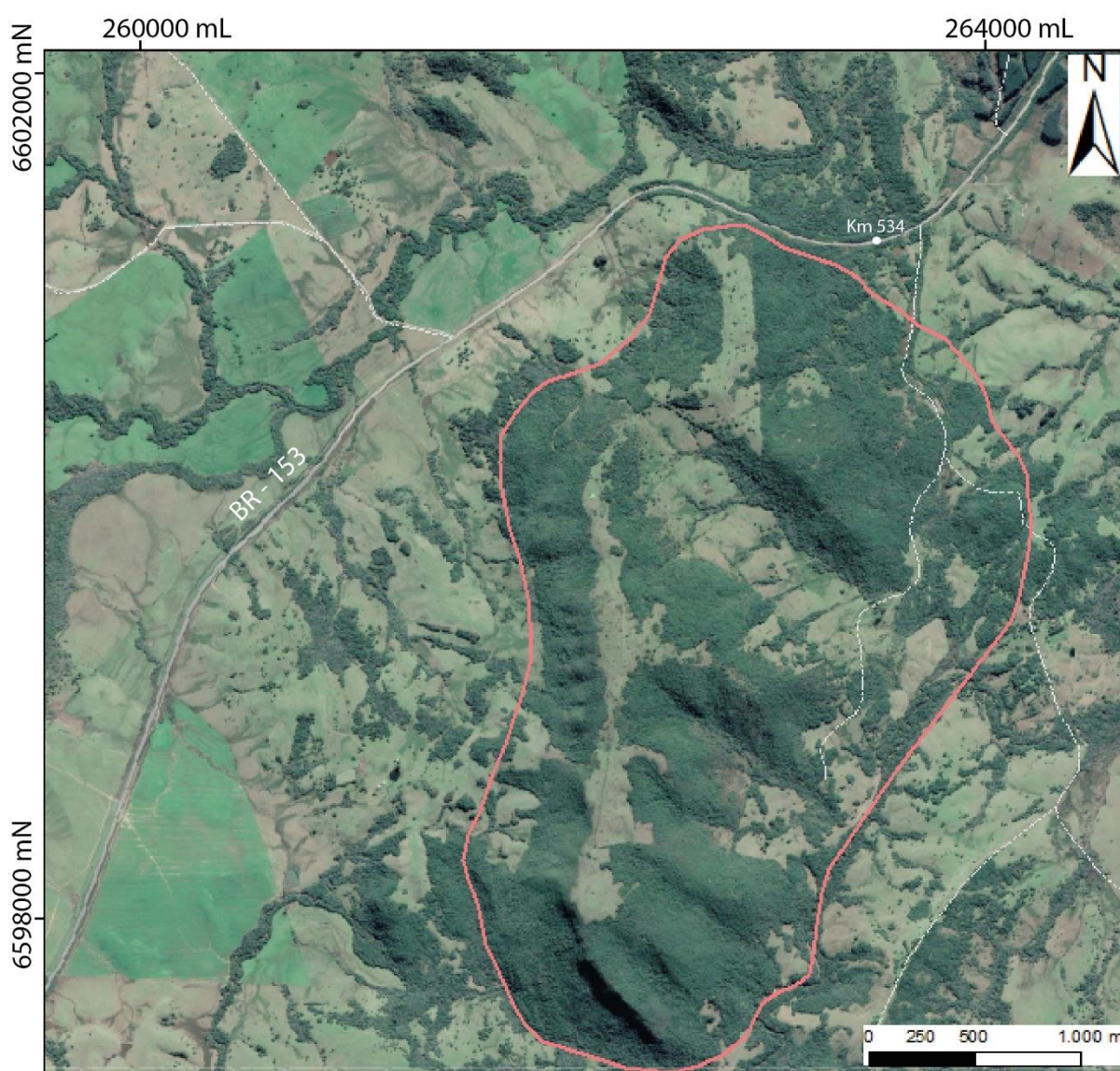
Figura 1: localização da área e principais vias de acesso.



Fonte: banco de dados CPRM (2013).

Dados climatológicos da região indicam menores volumes de chuva nos meses de abril, maio e agosto, com níveis de precipitação em torno de 100mm. Estes meses também apresentam, historicamente, temperaturas amenas, entre 9°C e 22°C, sendo considerados os melhores períodos para realização de levantamentos de campo (CLIMATEMPO, 2019).

Figura 2: imagem de satélite de detalhe da área estudada, com delimitação do Cerro dos Martins, em vermelho, e estradas secundárias, em branco tracejado.



Fonte: Google Earth Pro.

3.3 Geologia Regional

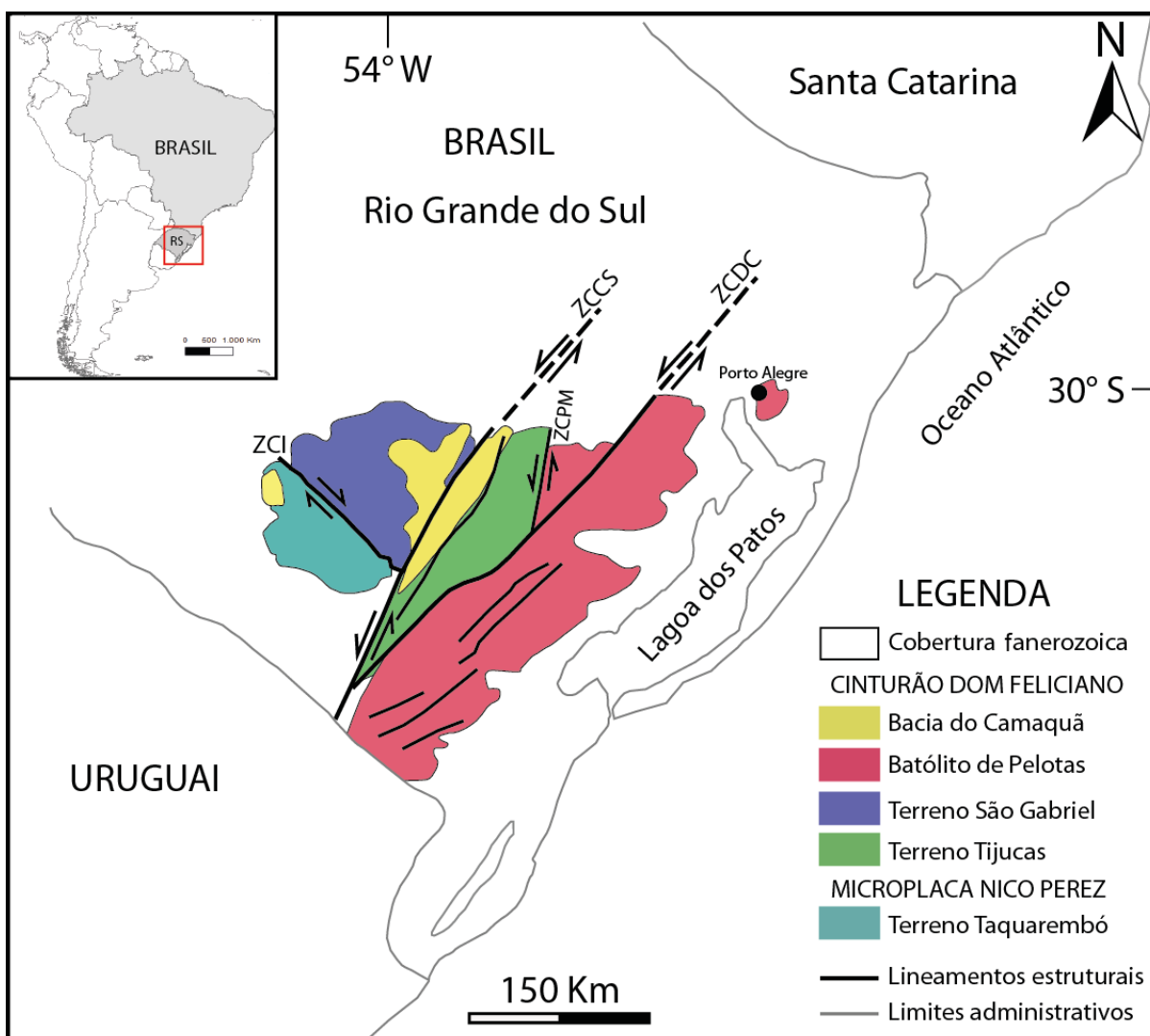
3.3.1 Contexto Geotectônico

As rochas pré-cambrianas encontradas no estado do Rio Grande do Sul (Escudo Sul-rio-grandense) estão inseridas na porção meridional da Província Mantiqueira (HASUI; CARNEIRO; COIMBRA, 1975; ALMEIDA *et al.*, 1981), as quais possuem diferentes interpretações e, ainda hoje, são motivo de discussão quanto a sua evolução geotectônica (FRAGOSO CESAR, 1980; FERNANDES *et al.*, 1995a,1995b; CHEMALE JR., 2000; HARTMANN; CHEMALE JR.; PHILIPP, 2007; PHILLIP, PIMENTEL, CHEMALE JR., 2016).

Com a evolução do conhecimento acerca das relações petrológicas e petroectônicas, o Escudo Sul-rio-grandense pode ser dividido em diferentes terrenos, limitados por estruturas tectônicas de expressão em subsuperfície (RIBEIRO; FANTINEL, 1978; COSTA, 1997). Adotando a nomenclatura utilizada por Hartmann, Chemale Jr e Philipp (2007), o Escudo Sul-rio-grandense (Figura 3) é dividido em: Terreno Taquarembó, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito de Pelotas.

O Terreno Taquarembó é representado por rochas paleoproterozoicas relacionadas ao Ciclo Transamazônico e inclusas na microplaca Nico Perez, a qual compõe uma parcela do Cráton Rio de La Plata. Os Terrenos São Gabriel, Tijucas e o Batólito de Pelotas compõem o cinturão Dom Feliciano, que representa rochas juvenis e retrabalhadas, vinculadas ao ciclo Brasileiro. Junto a estas associações encontra-se também a Bacia do Camaquã, a qual é caracterizada como sucessões vulcano-sedimentares neoproterozoicas a cambrianas que recobrem parcialmente as rochas cristalinas do escudo (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR., 2016).

Figura 3: compartimentação petrotectônica do Escudo Sul-rio-grandense, com terrenos separados através das zonas de cisalhamento: Ibaré (ZCI), Caçapava do Sul (ZCCS), Passo do Marinheiro (ZCPM) e Dorsal de Canguçu (ZCDC).



Fonte: modificado de Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016).

3.3.2 Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel caracteriza-se por rochas juvenis do Neoproterozoico, contendo remanescentes de complexos ofiolíticos e uma sucessão de arcos magmáticos. Encontra-se limitado a sul pelo Lineamento de Ibaré (zona de cisalhamento de Ibaré), a leste pelo Lineamento de Caçapava do Sul (Zona de cisalhamento de Caçapava do Sul) e a norte e oeste é coberto por rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR., 2016). Segundo compilação de Philipp, Pimentel e Chemale Jr. (2016), através

de relações petrotectônicas, as rochas envolvidas podem ser agrupadas em três unidades, sendo: o Prisma de Acreção Palma, a Associação de Arco e a Associação Plutono-vulcano-sedimentar Seival, como observado através da figura 4.

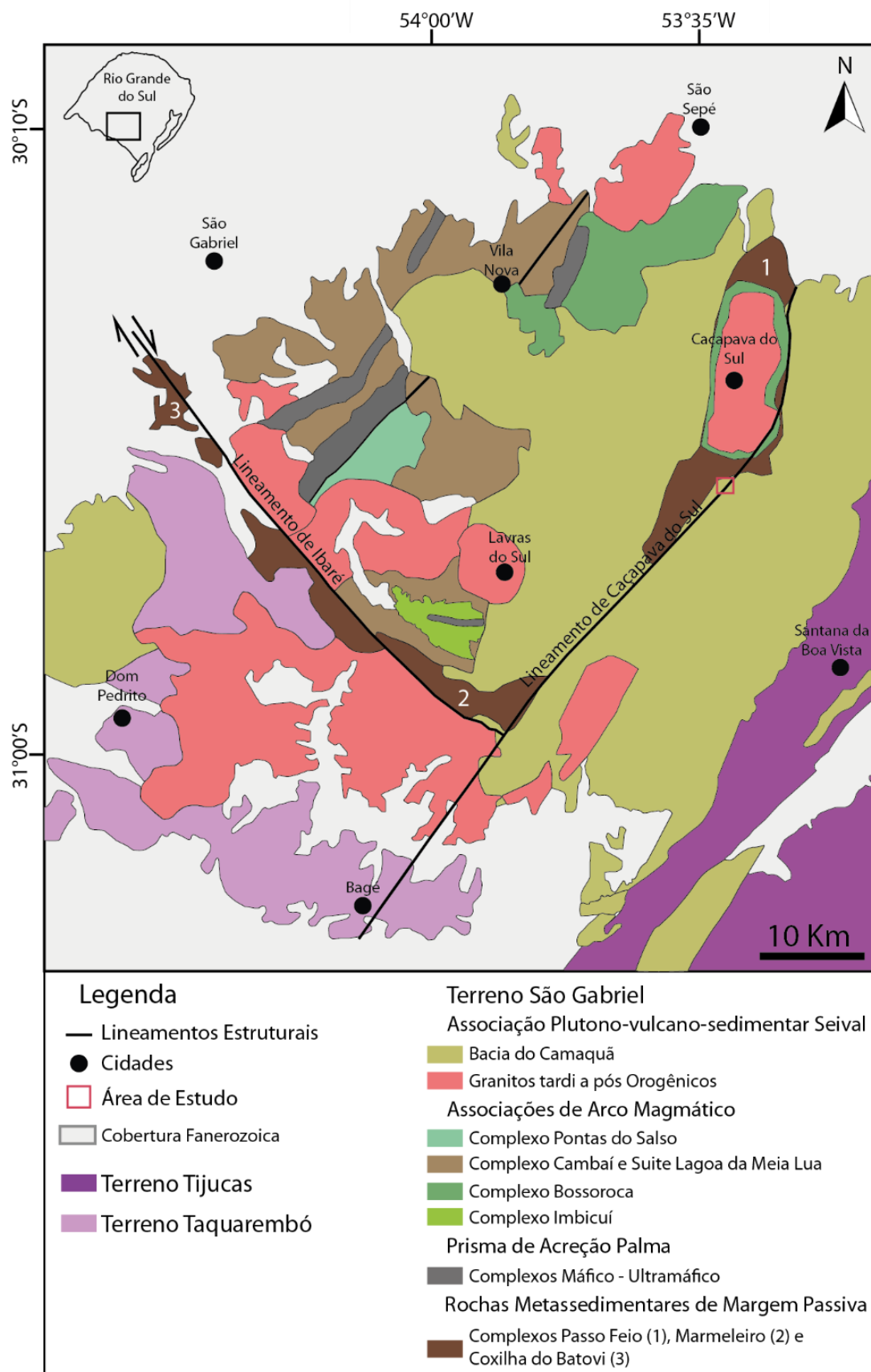
O Prisma de Acreção Palma contempla os complexos ofiolíticos, compostos por xistos magnesianos, serpentinitos e anfibolitos, associados, subordinadamente, a metaperidotitos, metagabros e metapiroxenitos (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR., 2016).

As rochas encontradas na Associação de Arco, contemplando os arcos magmáticos Passinho e São Gabriel, são compostas por associações meta-vulcano-sedimentares, com formação ocorrendo entre 890 e 680 Ma (MACHADO; KOPPE; HARTMANN, 1990; BABINSKI *et al.*, 1996; LEITE *et al.*, 1998; REMUS *et al.*, 1999; HARTMANN *et al.*, 2011; LENA *et al.*, 2014; PHILIPP *et al.*, 2014). Ainda a esta unidade está incluso o Complexo Pontas do Salso, com rochas metamórficas em que seus respectivos protólitos são representantes de uma bacia sedimentar tardi-orogênica, com idades de proveniência de até 680 Ma, associada ao colapso do Terreno São Gabriel, (VEDANA; PHILIPP; BASEI, 2016). Todas estas associações encontram-se em contato tectônico com rochas metassedimentares de margem passiva, representadas pelos complexos Passo Feio, Marmeleiro e Coxilha do Batovi (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR., 2016).

A Associação Plutono-vulcano-sedimentar Seival é composta por rochas tardi a pós-orogênicas do Cinturão Dom Feliciano, formadas entre 630 e 535 Ma. Sua principal unidade é a Bacia do Camaquã, a qual é composta por rochas vulcano-sedimentares sobrepostas e diferenciadas através de discordâncias angulares, com a presença de intrusões de granitoides de afinidade shoshonítica a alcalina sódica (PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JR., 2016).

A área de estudo encontra-se no Terreno São Gabriel, próximo ao limite com o Terreno Tijucas, em unidades pertencentes a Bacia do Camaquã.

Figura 4: mapa geológico do Terreno São Gabriel.



Fonte: modificado e adaptado de Philipp, Pimentel e Chemale Jr (2016) e Lusa, Philipp e Nardi (2010).

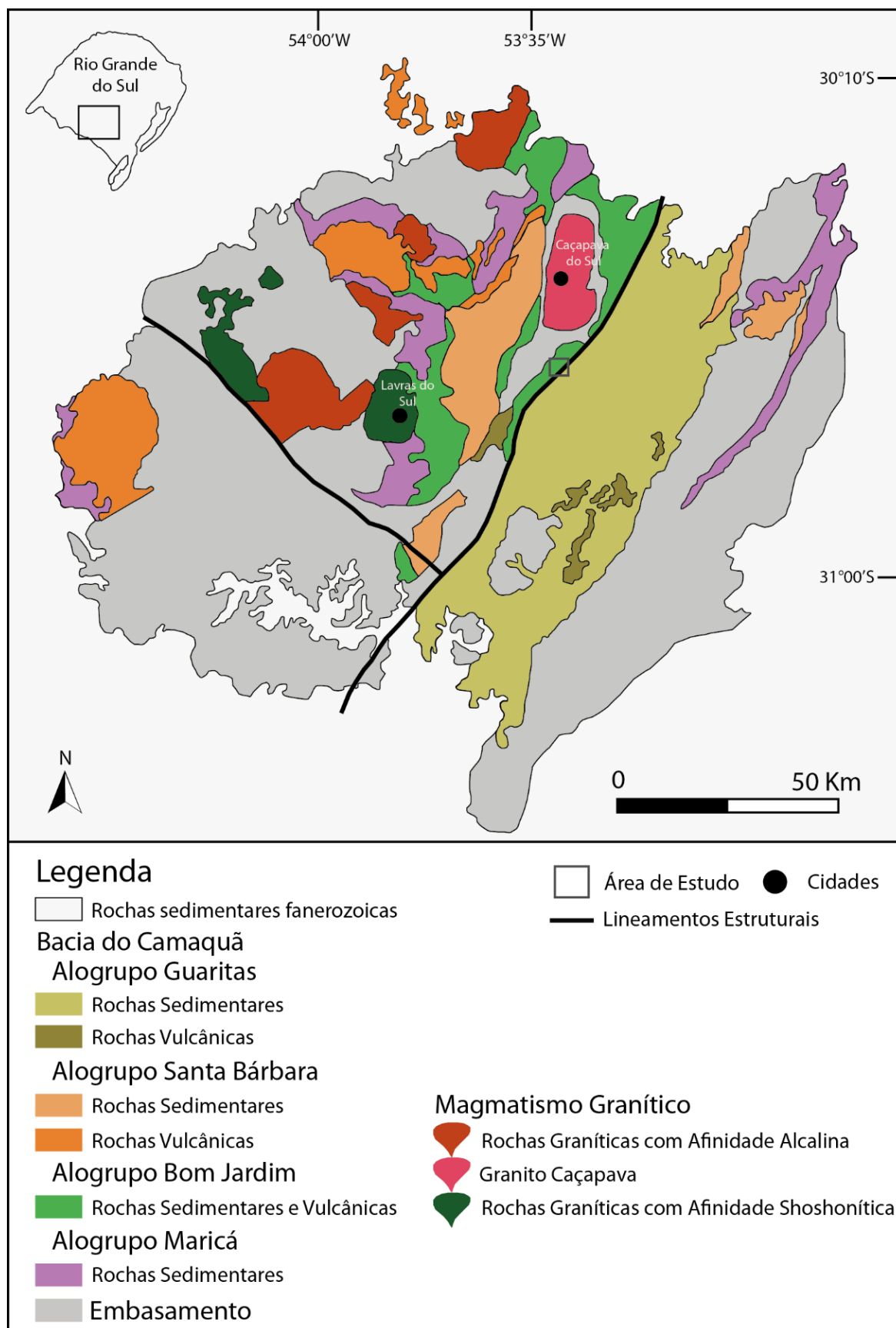
3.3.3 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã (Figura 5) caracteriza-se como uma série de sub-bacias independentes, individualizadas a partir de critérios tectônicos, termomecânicos e geocronológicos, superpostas em um mesmo *locus* deposicional (PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000). É vinculada aos estágios finais da orogenia Brasilina-Panafricana, com evolução de bacias de retro arco e transcorrentes a bacias do tipo rifte, relacionadas a fase tardi e pós-orogênica respectivamente. Porém, ainda há divergências de autores quanto a sua evolução geotectônica (FERNANDES *et al.*, 1995a; PAIM; LOPES; CHEMALE JR., 1995; PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000; FRAGOSO-CESAR *et al.*, 2000, 2003; ALMEIDA, 2005; ALMEIDA *et al.*, 2010; PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014). Estima-se que sua deposição ocorreu entre 630 a 535 Ma (BORBA *et al.*, 2008; HARTMANN; SANTOS; MCNAUGHTON, 2008).

A partir de critérios aloestratigráficos, através de discordâncias angulares, a Bacia do Camaquã remonta quatro pulsos sedimentares e vulcano-sedimentares consecutivos (PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000; PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014), sendo eles: Alogrupo Maricá, Alogrupo Bom Jardim, Alogrupo Santa Bárbara e Alogrupo Guaritas. Em suas respectivas fases de preenchimento, normalmente apresentam um domínio de episódios vulcânicos seguidos por uma sedimentação siliciclástica.

O **Alogrupo Maricá**, de Paim, Chemale Jr. e Lopes (2000), corresponde à Formação Maricá de Leinz, Barbosa e Teixeira (1941) e Ribeiro *et al.* (1966) e a porção inferior do Membro Mangueirão de Ribeiro *et al.* (1966), sendo também correlato às Formações Passo da Promessa, São Rafael e Arroio América de Pelosi e Fragoso-César (2003). Forma a primeira unidade da Bacia do Camaquã, limitada em sua base por uma não conformidade, na qual possui rochas sedimentares, que variam de pelitos a conglomerados, depositados em ambientes de sedimentação fluviais entrelaçados, deltas de planície entrelaçadas e, predominantemente, marinho (PELOSI; FRAGOSO-CÉSAR, 2003; BORBA *et al.*, 2008; PAIM, 1994), em uma bacia de retro-arco de ante-pais (GRESSE *et al.*, 1996; PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000).

Figura 5: mapa geológico simplificado da Bacia do Camaquã.



Fonte: modificado de Lima, Sommer e Nardi (2007).

Não há um vínculo claro a um evento vulcânico, porém alguns indícios sobre sua existência já foram reportados (LEITES *et al.*, 1990; WILDNER *et al.*, 2002; BORBA, 2006; BORBA *et al.*, 2008; ALMEIDA; CHEMALE JR; MACHADO, 2012). Com devida cautela, assume-se que sua deposição ocorreu entre $630 \pm 3,4$ e 601 ± 13 Ma, de acordo com idades obtidas por Borba *et al.* (2008) e Almeida, Chemale Jr. e Machado (2012).

O **Alogrupo Bom Jardim** compreende uma sucessão vulcano-sedimentar em bacias transcorrentes, associadas à fase tardi-orogênica (PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014). Estima-se que sua deposição ocorreu entre $593,6 \pm 6$ Ma e $580 \pm 3,6$ Ma, baseado em datações obtidas por Remus *et al.* (1999) e Janikian *et al.* (2008). Sua parcela sedimentar é composta por rochas inclusas nos membros Vargas e Mangueirão de Ribeiro *et al.* (1966) ou as formações Cerro da Angélica e Picada das Graças de Janikian *et al.* (2003). São definidas por associações siliciclásticas, que variam de pelitos a conglomerados depositados em distintos ambientes de sedimentação, em uma bacia lacustre tectonicamente ativa sob regime distensivo (JANIKIAN *et al.*, 2003). Sua porção vulcânica é representada pela Formação Hilário de Ribeiro e Fantinel (1978). Tratam-se de rochas vulcânicas de composição básica a ácida, predominantemente intermediária, com assinatura cálcico alcalina alto potássio a shoshonítica (NARDI; LIMA, 1985; LIMA; SOMMER; NARDI, 2007; ALMEIDA; CHEMALE JR; MACHADO, 2012). Sua porção vulcânica é caracterizada por traquibasaltos e traquiandesitos associados a monzonitos, quartzo-monzonitos e lamprófiros hipabissais, junto a granitos e leucodioritos cumuláticos, agrupados na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (LIMA; NARDI, 1998). Também é relatada a ocorrência de depósitos vulcanoclásticos subaéreos, sob regime de queda e de fluxo, e raramente depositados sob regime subaquosos (LIMA; SOMMER; NARDI, 2007).

O **Alogrupo Santa Bárbara** (PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014) representa mais uma sucessão vulcano-sedimentar, descrita como duas bacias do tipo rifte, inseridas em um contexto pós-orogênico. Engloba as formações Acampamento Velho (RIBEIRO; FANTINEL, 1978) e Santa Bárbara (ROBERTSON, 1966) ou Alogrupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara (PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000). As rochas da Formação Acampamento Velho compreendem rochas vulcânicas de afinidade alcalina sódica, possuindo como característica marcante um grande

volume de vulcanitos ácidos, efusivos e explosivos, com a presença de rochas básicas intercaladas, caracterizando assim um vulcanismo bimodal (ZERFASS; ALMEIDA, 1997; WILDNER; NARDI; LIMA, 1999; ZERFASS; ALMEIDA; GOMES, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2002; WILDNER *et al.*, 2002; LIMA; SOMMER; NARDI, 2007). Nesta unidade também ocorrem rochas dioríticas e traquíticas intrusivas (MATTÉ, 2016). Quanto às rochas sedimentares presentes neste alogrupo, ocorrem pelitos a conglomerados depositados através de rios entrelaçados de grande porte a ambientes lacustres rasos, influenciados por subsidência mecânica de nível moderado a acentuado (PAIM, 1994; PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000; ALMEIDA, 2005; FRAGOSO-CESAR, 2006). Através de idades obtidas por Janikian *et al.* (2012) e Sommer *et al.* (2005), estima-se que a deposição do Alogrupo Santa Bárbara ocorreu entre 574 ± 7 e 549 ± 5 Ma.

O **Alogrupo Guaritas** (PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000) equivale à Formação Guaritas de Goñi, Goso e Issler (1962). Representa o último episódio vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã. Caracteriza-se como uma sequência vulcano-sedimentar, depositada sobre bacia de rifte transtencional (BORBA, 2006; BICCA, 2013; OLIVEIRA *et al.*, 2014), em um contexto pós-orogênico. Suas rochas vulcânicas compreendem depósitos efusivos e intrusões rasas de composição básica a intermediária, apresentando afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto-K (ALMEIDA *et al.*, 2000). Sua porção sedimentar contempla pelitos a conglomerados, depositados em ambientes aluviais, fluviais, lacustres e eólicos sob clima árido (FRAGOSO-CÉSAR; LAVINA, 1984; DE ROS; MORAD; PAIM, 1994; PAIM, 1994; PAIM; LOPES; CHEMALE JR., 1995; PAIM; SCHERER, 2003; ALMEIDA, 2005; ALMEIDA *et al.*, 2009). Através de dados verificados por Almeida, Chemale Jr. e Machado (2012) e obtidos por Hartmann, Santos e McNaughton (2008), estima-se, com maior segurança, que o intervalo de deposição do Alogrupo Guaritas ocorreu entre $547 \pm 6,3$ Ma e 535 ± 10 Ma. Porém, Paim, Chemale Jr, e Wildner (2014) inferem que o intervalo de deposição do Alogrupo Guaritas possa ter ocorrido até 510 Ma, baseado em idades de ilitas autigênicas, obtidas através de ^{40}Ar - ^{39}Ar , e no seu grau de cristalinidade (MARASCHIN *et al.*, 2010).

A tabela 1 traz um resumo dos dados geocronológicos referentes ao intervalo de deposição dos alogrupos pertencentes a Bacia do Camaquã.

Tabela 1: resumo dos dados geocronológicos referente aos intervalos de deposição dos diferentes Alogrupos, associado à idade obtida para o Diorito Cerro dos Martins.

<i>Alogrupo</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Erro (Ma)</i>	<i>Método</i>	<i>Referência</i>
<i>Alogrupo Guaritas</i>	535	10	U-Pb SHRIMP	Hartmann, Santos e McNaughton (2008)
	547	6,3	U-Pb LA ICP-MS	Almeida, Chemale Jr. e Machado (2012)
<i>Alogrupo Santa Bárbara</i>	549	5	U-Pb SHRIMP	Sommer <i>et al.</i> (2005)
<i>Diorito</i>	550	5	Pb-Pb via evaporação	Toniolo (2004)
<i>Alogrupo Santa Bárbara</i>	574	3,6	U-Pb TIMS	Janikian <i>et al.</i> (2008)
<i>Alogrupo Bom Jardim</i>	580	7	U-Pb SHRIMP	Janikian <i>et al.</i> (2008)
	593,6	5	U-Pb SHRIMP	Remus <i>et al.</i> (1999)
<i>Alogrupo Maricá</i>	601	6,3	U-Pb LA ICP-MS	Almeida, Chemale Jr. e Machado (2012)
	630	10	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar K-feldspato	Borba <i>et al.</i> (2008)

Fonte: autor.

3.3.4 Formação Serra Geral

Posterior aos eventos que geraram a Bacia do Camaquã, houve um domínio de sedimentação siliciclástica intracratônica a qual levou à formação da Bacia do Paraná, depositada entre o Ordoviciano e o final do Cretáceo (MILANI *et al.*, 2007). Na Bacia do Paraná ocorrem rochas ígneas vinculadas à Formação Serra Geral, a qual contempla um grande volume de rochas efusivas e intrusivas mesozoicas caracterizadas por sua natureza básica e caráter toleítico. Termos mais diferenciados, de composição ácida-intermediária também estão presentes, sem, entretanto, atingir 3% do volume total de rochas vulcânicas (MACHADO *et al.*, 2005). A maior atividade e volume de magma liberado ocorreu em torno de 135 Ma (U – Pb SHRIMP em zircão e badeleita), segundo Pinto *et al.* (2011), porém o vulcanismo manteve-se em atividade por mais tempo (BRÜCKMANN *et al.*, 2013). Talvez, segundo Hartmann

(2014), a porção vulcânica represente apenas 10% do volume de rochas vinculadas ao grupo Serra Geral, sendo esta hipótese da presença de um grande volume de rochas intrusivas baseada em dados gravimétricos obtidos por satélite (MARIANI; BRAITENBERG; USSAMI, 2013).

As rochas intrusivas associadas ao vulcanismo Serra Geral são marcadas por diabásios de afinidade toleítica, que afloram preferencialmente na parte norte da Província Magmática do Paraná, especialmente na porção oriental do estado de São Paulo (MACHADO *et al.*, 2005), mas ocorrem de forma relativamente comum na região sul do país, segundo Almeida (1986).

No Rio Grande do Sul, de acordo com Almeida (1986), as rochas intrusivas da Formação Serra Geral ocorrem associadas de forma paralela ao Arco de Rio Grande (SANFORD; LANGE, 1960). O magma basáltico, representado por diques de diabásio, ascendeu por falhas e fraturas, de direção NW – SE, na região central do Arco, ocorrendo tanto no embasamento quanto no preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná (RIBEIRO, 1978; MACIEL FILHO; SARTORI, 1979).

De forma mais localizada, Macedo (2018) relata rochas intrusivas, na forma de diques, no Terreno Tijucas. A intrusão destas rochas, de composição gabroica (olivina-gabros), está estruturada na direção NW – SE, concordantes com o Arco de Rio Grande, a qual a autora supôs uma correlação com a Formação Serra Geral.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Teoria dos métodos e técnicas

4.1.1 Microscopia ótica

A análise de minerais e rochas através do microscópio petrográfico trata-se de um método clássico e de extrema importância na investigação da gênese e evolução de minerais e rochas. Este método possui uma resolução espacial relativamente elevada e, devido a este fato e as propriedades que através dele podem ser investigadas, permite estimativas sobre as composições químicas dos materiais envolvidos assim como seus processos genéticos e posteriores a sua formação (RAITH; RAASE; REINHARDT, 2011).

A descoberta de propriedades óticas dos minerais observadas ao microscópio remonta ao início do século XIX, no qual várias características importantes foram reveladas através de minuciosas observações, tais como o comportamento diferenciado de alguns minerais quando observados à luz polarizada ou a identificação da posição dos eixos óticos mineralógicos, diferenciando minerais em uniaxiais e biaxiais. Com a descoberta destas propriedades, os equipamentos utilizados para observá-los também foram adequados e aprimorados ao longo do tempo. Relatos indicam que por volta de 1850 as primeiras lâminas delgadas de rochas começaram a ser analisadas e, a partir de 1860, foram inseridas no âmbito de estudos petrológicos. O fim do século XIX foi marcado pela evolução dos instrumentos para investigação microscópica de minerais e rochas. Desde então, os equipamentos vêm sendo aprimorados e novas tecnologias estão sendo empregadas com o objetivo de otimizar e melhorar os resultados encontrados (KRISTJÁNSSON, 2015).

O microscópio petrográfico distingue-se do microscópio biológico através da presença de uma platina giratória e de dois filtros polarizadores perpendiculares entre si, nomeados polarizador e analisador, presentes abaixo e acima da platina, respectivamente. Esta característica permite a análise de minerais a nicóis paralelos, com apenas o polarizador inferior ativo, e a nicóis cruzados, com ambos os polarizadores ativos. Pode-se dizer que a luz é composta por ondas que vibram em todas as direções, enquanto que a luz polarizada caracteriza-se por ondas que vibram em um único plano. Os minerais, ao serem atingidos pela luz polarizada pelo polarizador inferior, causam uma certa perturbação nas ondas que possibilita a distinção entre espécimes e conseqüentemente suas identificações, uma vez que cada mineral possui características óticas próprias (MACKENZIE & ADAMS, 1996). Dessa forma, nota-se que a microscopia ótica, apesar de ser uma técnica clássica, ainda é essencial para estudos mineralógicos e petrográficos quanto à caracterização de rochas e sua evolução.

4.1.2 Petrografia

A petrografia é a ciência dedicada a descrição de rochas, estudando sua composição mineralógica e texturas nelas encontradas. Pode ser realizada a partir de

parâmetros qualitativos e/ou quantitativos e desempenha um papel fundamental no estudo e classificação de rochas, tornando possível sua nomenclatura. Essa análise torna-se ainda mais detalhada e exata a partir de análises ao microscópio petrográfico.

A nomenclatura de uma rocha leva em consideração aspectos qualitativos, como o tamanho de grão ou a presença de uma ou mais estruturas, por exemplo, e quantitativos, através da estimativa visual ou contagem modal dos minerais que a compõe. Baseado na convenção de classificações petrográficas de rochas ígneas apresentadas em Le Maitre *et al.* (2002), são levados em consideração os minerais essenciais, qualificadores, acessórios e pós-magmáticos.

Além dos minerais essenciais, os minerais qualificadores e acessórios podem preceder e suceder, respectivamente, o nome raiz da rocha ígnea, possibilitando ao leitor uma fácil e rápida “visualização” da rocha. Estes minerais, além dos essenciais, são definidos em relação a sua representatividade, no qual contemplam porcentagem maior e menor que 5%, respectivamente, do total de minerais da rocha.

A determinação do nome raiz da rocha ígnea é realizada a partir de uma classificação petrográfica de rochas ígneas, no qual a porcentagem de minerais, obtidos através de estimativa visual e contagem modal, é recalculada para que os termos quartzo, plagioclásio e K-feldspato componham 100% da estimativa. Em seguida as respectivas porcentagens são plotadas por exemplo no diagrama QAPF (Quartzo, feldspato Alcalino, Plagioclásio e Feldspatoide – STRECKEISSEN, 1974, 1978), do qual o nome é extraído.

O teor de An em plagioclásios foi determinado através do método de Michel-Levy, o qual leva em consideração o ângulo de extinção em cristais com corte na direção [010]. As medidas foram realizadas em 10 cristais por lâmina delgada.

4.1.3 Medidas estruturais

A geologia estrutural dedica-se à interpretação de feições geométricas, planares e lineares, secundárias de uma rocha (FOSSSEN, 2012). No presente trabalho, buscou-se a aquisição de feições planares, de carácter rúptil, para comparação com dados existentes na literatura e possíveis novas interpretações de feições estruturais encontradas no Cerro dos Martins.

Lineamentos estruturais foram inferidos e traçados, através de imagens de satélite, baseados principalmente em padrões de drenagem. As medidas adquiridas em campo foram coletadas e anotadas em *strike and dip* (mão esquerda). Medidas em *strike and dip* representam a direção do plano no espaço e seu mergulho respectivamente (ROWLAND; DUEBENDORFER; SCHIEFELBEIN, 2007).

5 MATERIAIS E METODOS

5.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi constante durante toda elaboração do presente trabalho através da compilação de informações obtidas em livros, artigos, monografias, dissertações, teses, relatórios e mapas. Estas informações foram importantes para comparações das rochas encontradas na área de estudo com rochas semelhantes encontradas na região. A constante revisão bibliográfica também foi importante para o levantamento e reformulação de hipóteses para a colocação das rochas envolvidas no presente estudo.

5.2 Sensoriamento Remoto

Análises através de sensoriamento remoto foram realizadas, contando com dados aerogeofísicos, disponibilizados pelo GeoSB e dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission – NASA), para análise topográfica e estrutural, junto a imagens de satélite em alta definição obtidas através do *Google Earth Pro*. A manipulação e tratamento de dados foi realizada através do *software ArcGIS 10.5*.

5.3 Mapeamento geológico estrutural

As saídas a campo foram distribuídas em 5 dias (05/06/2019 e 07,08,13 e 14/08/2019), para realização de um mapeamento geológico da área, identificação e coleta de medidas estruturas, principalmente rúpteis, observações das relações de contato entre as rochas envolvidas, coleta de amostras para análise em laboratório e

confeção de lâminas delgadas, bem como verificação dos dados presentes na literatura.

Os equipamentos utilizados para aquisição de dados foram: caderneta de campo, GPS Garmin modelo Etrex 30, câmera fotográfica, marreta de 5 kg, martelo petrográfico Eastwing de 1 Kg, bússola do tipo Brunton, lupa de mão, imã, fita métrica e ácido clorídrico (HCl).

5.4 Petrografia

A petrografia consistiu em descrições macroscópicas e microscópicas convencionais. Descrições macroscópicas preliminares foram efetuadas em campo e posteriormente conferidas em laboratório, pertencente a Unipampa, com o auxílio de lupa binocular Quimis, modelo Q724S-2, com aumento de 2X e 4X.

Com a coleta das amostras, foram confeccionadas 15 lâminas delgadas, no Laboratório de Laminação da UNIPAMPA, campus Caçapava do Sul, para análise microscópica, com o objetivo de melhor classificar e caracterizar as rochas encontradas. Esta etapa envolveu a identificação de fases minerais e variedades texturais. As descrições foram realizadas no Laboratório de Microscopia da mesma instituição, utilizando o microscópio binocular ECLIPSE 50i POL da marca Nikon, cujos aumentos variam de 50 a 500 vezes.

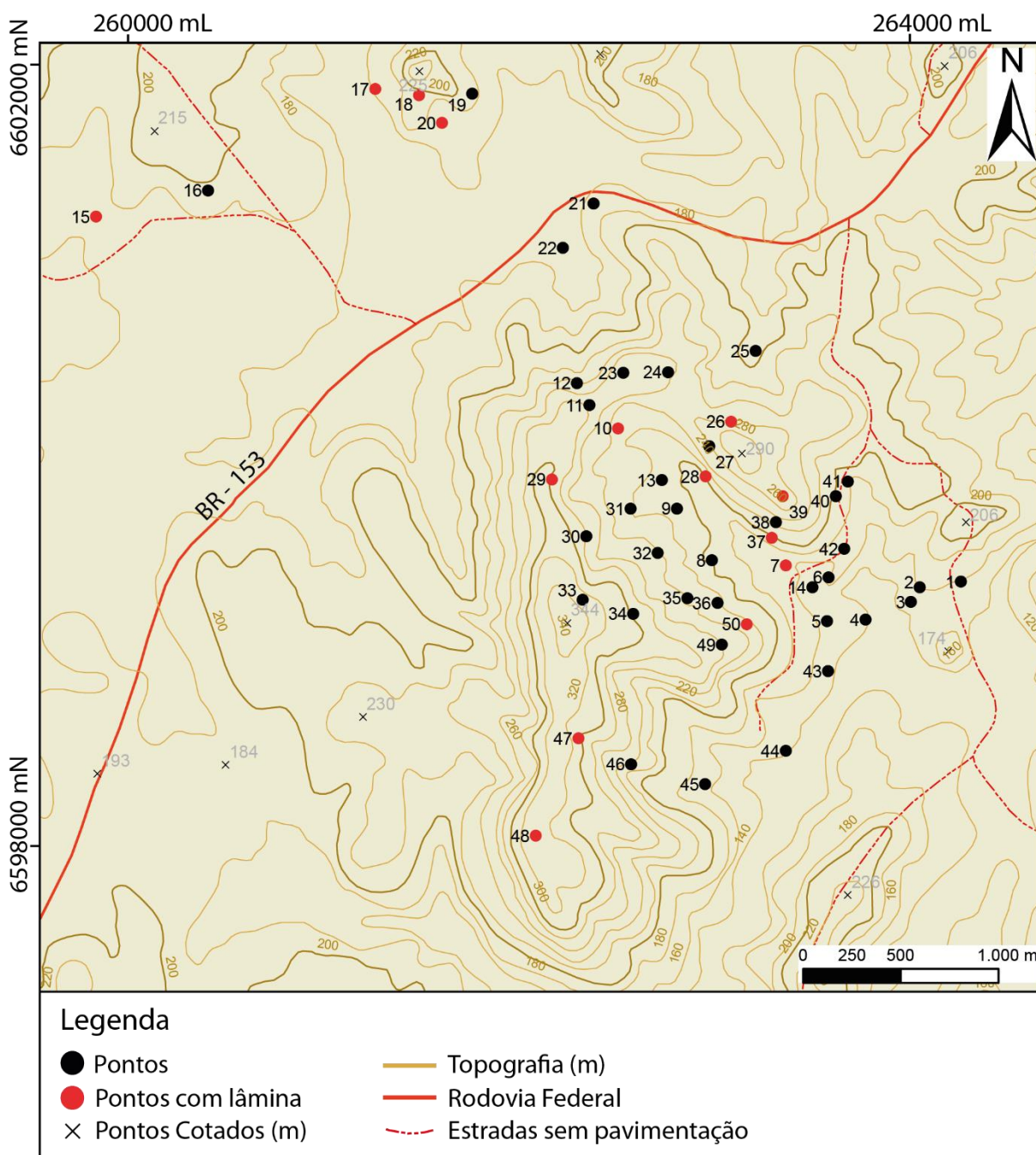
5.5 Análise integradora

Através dos dados obtidos em campo, foi verificado em laboratório as relações espaciais das estruturas rúpteis envolvidas, com objetivo de achar padrões preferenciais. As medidas foram plotadas no *software* Stereonet 10.4, para conferir as orientações de estruturas e suas relações espaciais entre si. Vinculado aos dados estruturais, os dados oriundos da petrografia foram envolvidos para o levantamento de hipóteses relacionadas a colocação e formação das rochas envolvidas.

6 RESULTADOS

Baseado em levantamentos de campo (Figura 6) e em análise de lâminas delgadas, as rochas ígneas do Cerro dos Martins foram separadas em três unidades distintas, denominadas temporalmente de primeiro, segundo e terceiro evento magmático, segundo associação e textura dos minerais e rochas envolvidos.

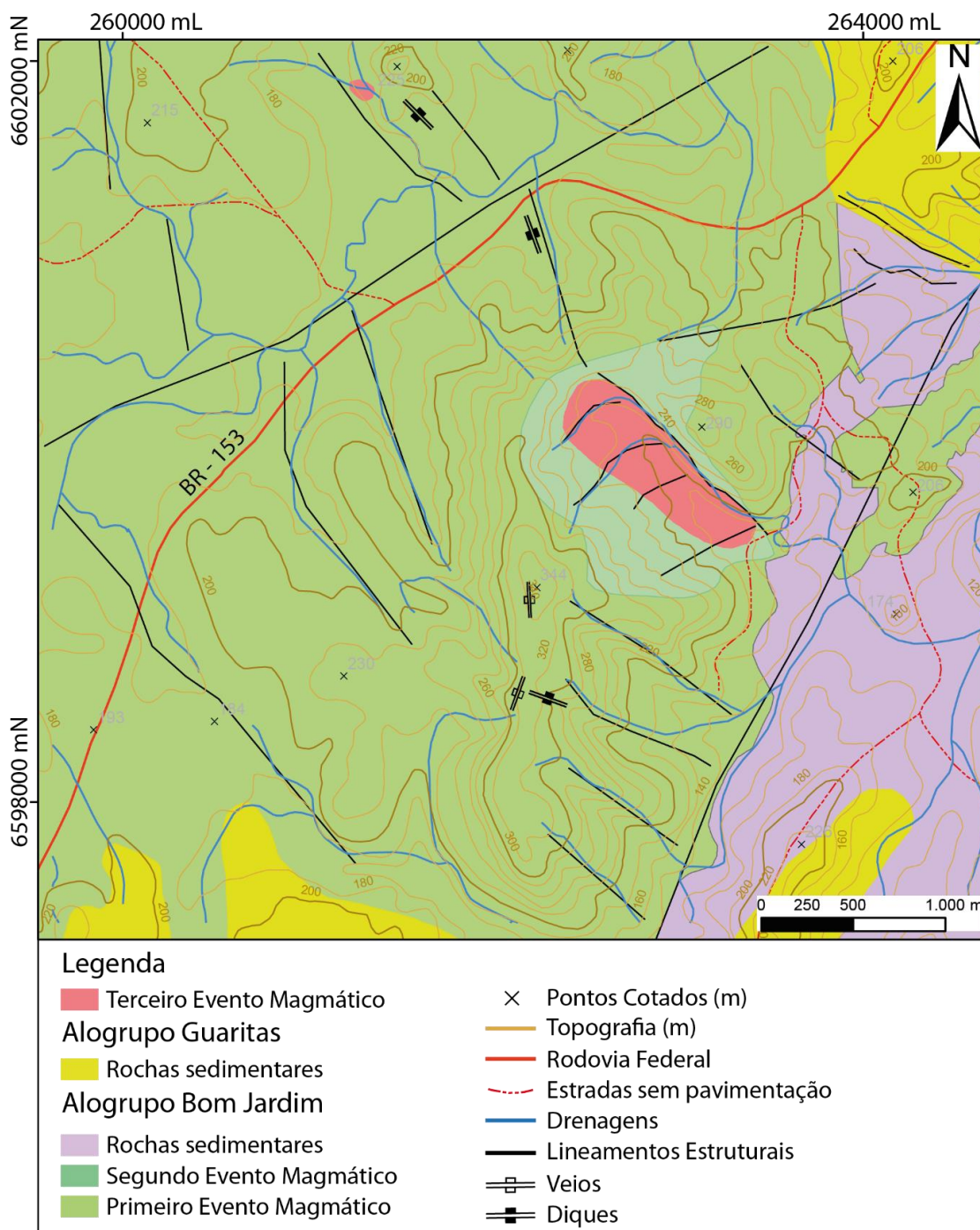
Figura 6: mapa de pontos.



Fonte: dados coletados pelo autor, associados a dados da CPRM (2013).

Presentes na região encontram-se também rochas sedimentares compostas por arenitos finos a médios e conglomerados contendo clastos de andesitos e granitos, porém, estas rochas não foram detalhadas por não comporem objetivos do presente estudo. As diferentes litologias encontradas no Cerro dos Martins são ilustradas na figura 7.

Figura 7: mapa geológico da região do Cerro dos Martins.



Fonte: adaptado de Toniolo (2004) e Toniolo, Gil e Sander (2007), associado a dados da CPRM (2013) e dados coletados pelo autor.

6.1 Primeiro evento magmático

As rochas pertencentes ao primeiro evento magmático (E_1) são compostas por andesitos porfiríticos intercalados a andesitos subvulcânicos pertencentes ao segundo evento magmático (E_2) que os intrudiram. Uma distinção macroscópica entre estas rochas é a notável forma em que afloram. Os andesitos em geral ocorrem na forma de lajeados e as subvulcânicas como blocos e matações. Muitas vezes é possível observar a presença de blocos de subvulcânicas imediatamente sobre os lajeados.

Os andesitos apresentam coloração acinzentada, são melanocráticos a mesocráticos, contendo textura inequigranular porfirítica, com fenocristais de plagioclásio e matriz afanítica (Figuras 8A e B). Por vezes, apresentam textura traquítica, glomeroporfirítica (Figuras 8C e D) e seriada (Figura 9A e B). Apresentam também vesículas (com tamanho em torno de 0,5 cm) e amígdalas (com até 3 cm), ambas equidimensionais e levemente alongadas, preenchidas por quartzo, calcita e clorita (Figuras 8E e F).

Os fenocristais são tabulares, com aspecto “ripidiforme” quando vistos em seção lateral [010] e apresentam dimensões variáveis entre afloramentos, podendo chegar a 1 cm x 0,3 cm. Em geral, apresentam dimensões médias de 1 mm x 0,1 mm. É possível observar texturas de reabsorção (hábito esquelético) em alguns (Figura 9A, B e D). Encontram-se fortemente alterados para sericita, caulinita e calcita. Normalmente, representam 50 % da rocha. Devido à alteração, não foi possível determinar o teor de An. Porém dados obtidos por Toniolo (2004) indicam teores entre 32 e 45, sendo classificados como andesina (Figura 9).

Sua fase máfica encontra-se totalmente alterada para clorita e epidoto, no qual a clorita mostra-se de forma microcristalina, de forma intersticial e no preenchimento de amígdalas. Estima-se que componha cerca de 7% da rocha. O epidoto desenvolve-se em alguns pontos, associado à clorita (Figura 9E).

Os minerais opacos, provavelmente hematita e magnetita, ocorrem como qualificadores, apresentando-se de forma subédrica a euédrica, com hábito equidimensional e acicular, e de forma anédrica em pseudomorfos (possivelmente de

olivina e/ou piroxênio). Em média, possuem dimensões de até 0,1 mm, com largura de 0,04 mm para minerais aciculares. Compõe cerca de 10% da rocha (Figura 9D).

Figura 8: A e B demonstram a variação no tamanho de fenocristais compondo textura seriada, os quais encontram-se orientados denotando textura traquítica. C e D ilustram a presença de textura glomeroporfirítica. E e F categorizam amígdalas preenchidas por calcita, quartzo e calcedônia.

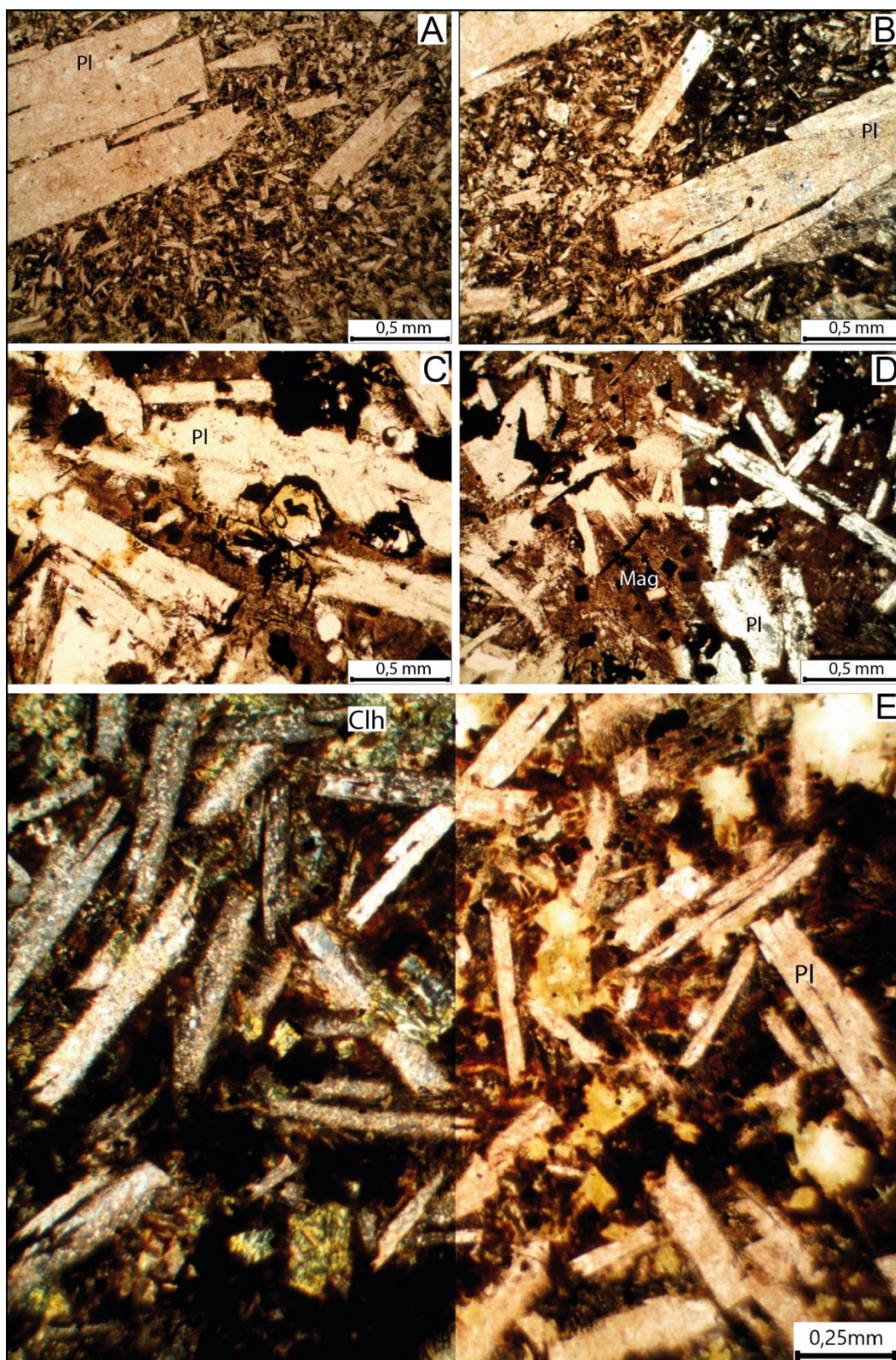


Fonte: autor.

A apatita ocorre como mineral acessório, ocorrendo em forma de agulhas com textura *quenched*. Suas dimensões variam 0,6 mm x 0,05 mm.

O vidro ocorre de forma intersticial, encontrando-se parcialmente devitrificado, no qual apresenta-se associado a uma massa de coloração castanha, sugerindo uma composição básica a intermediária. Estima-se que componha cerca de 30% da rocha.

Figura 9: microfotografias das rochas do primeiro evento magmático. A (NP) e B (NP e NC) demonstram a presença de textura seriada e cristais de plagioclásio com hábito esqueletal. C (NP) e D (NP e NC) representam fenocristais de plagioclásio e minerais opacos subédricos imersos em uma matriz vítrea parcialmente devitrificada. Em C é possível notar a presença de um opaco pseudomorfo, possivelmente de olivina. Em E é possível observar a presença de clorita de forma intersticial e calcita como mineral de alteração.



Fonte: autor.

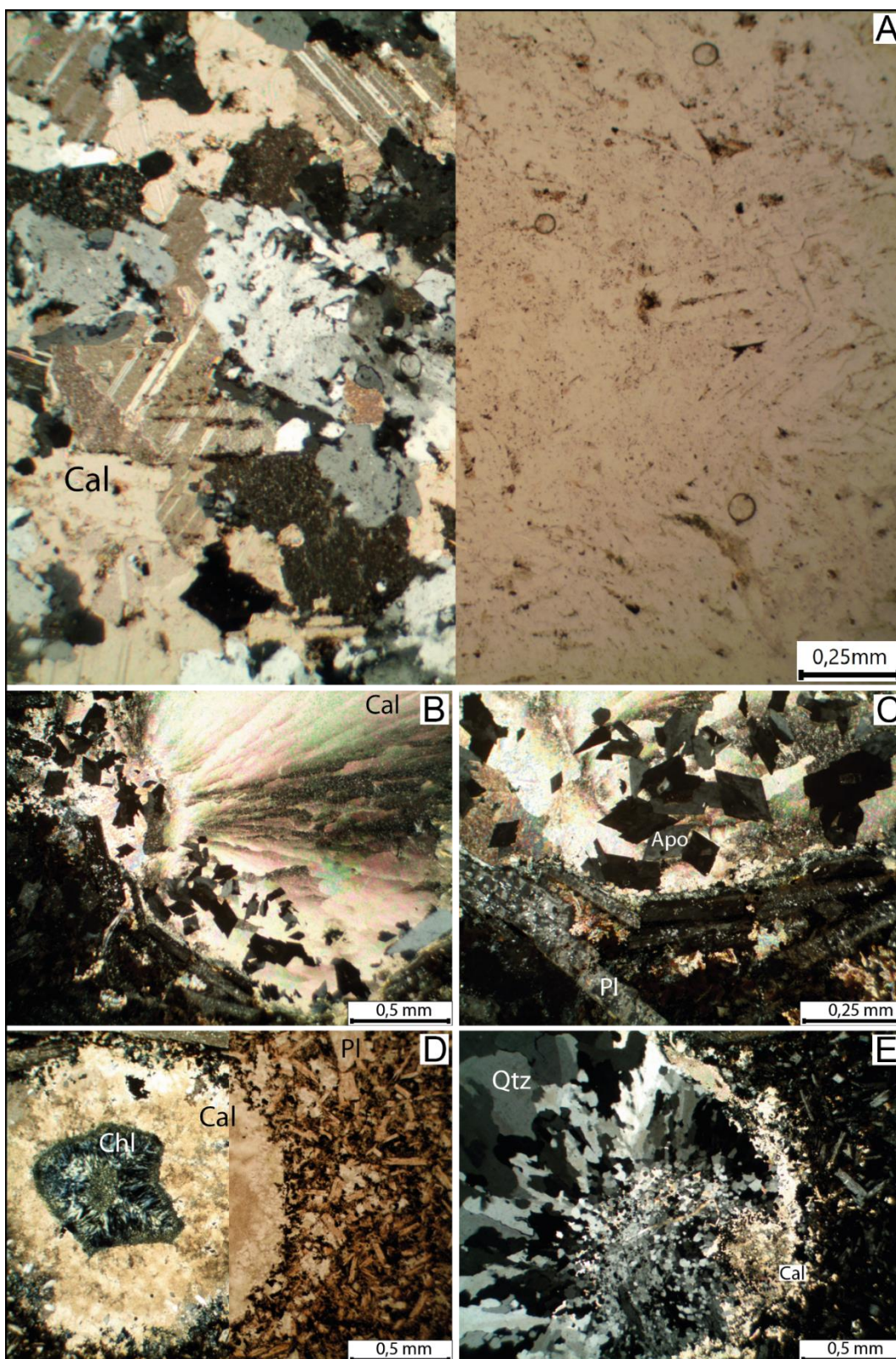
Calcita, apofilita e quartzo (Figura 10) ocorrem como minerais pós-magmáticos, preenchendo amígdalas e fraturas. O quartzo encontra-se exclusivamente em amígdalas, compondo sua primeira fase de preenchimento (borda). Encontra-se em pequenos cristais euédricos (0,03mm), com hábito prismático. A calcita apresenta-se, em geral, de forma microcristalina e anédrica, com alguns cristais de maior desenvolvimento. Mostra-se como mineral pós-magmático, compondo a segunda fase de preenchimento de amígdalas (Figura 10C). Sua ocorrência mostra-se de forma variada, compondo de 3% a 8% da rocha. Por vezes, a calcita ocorre também como mineral de alteração em plagioclásios (Figura 9E). A apofilita encontra-se associada à calcita no preenchimento de amígdalas, possuindo forma euédrica e hábito losangular. Suas dimensões não ultrapassam 0,1 mm (Figura 10B e C).

Ocasionalmente, ocorre a presença de quartzo recristalizado na porção central de amígdalas (Figura 10E). Este fato será melhor detalhado e discutido junto às rochas que compõe o terceiro evento magmático.

Dessa forma, segundo respectivas porcentagens mineralógicas e assumindo que os minerais opacos são compostos principalmente de magnetita, conforme Travassos (2014), é possível classificar a rocha como magnetita andesito.

Nos pontos LL – 15 e LL – 29 os andesitos apresentam uma interação com rochas sedimentares (peperitos), compostas por pelitos e arenitos finos, sem feições que indiquem a presença de água durante sua deposição. Uma característica importante é a presença de injetitos (diques clásticos) destas rochas sedimentares no andesito, normalmente associados com predomínio de calcita (Figura 10A e Figura 11).

Figura 10: microfotografias das rochas do primeiro evento magmático. Em A (NC e NP) é possível observar o material basicamente composto por calcita, o qual ocorre na forma de injetitos (diques clásticos). B (NC) e C (NC) demonstram a presença de calcita no preenchimento de amígdalas, contendo apofilita associada (cristais losangulares). D (NC e NP) representa preenchimento de amígdala iniciado por calcita e finalizado por clorita. Em E (NC) é possível visualizar a calcita nas bordas da amígdala e quartzo recristalizado, em sua parte central.



Fonte: autor.

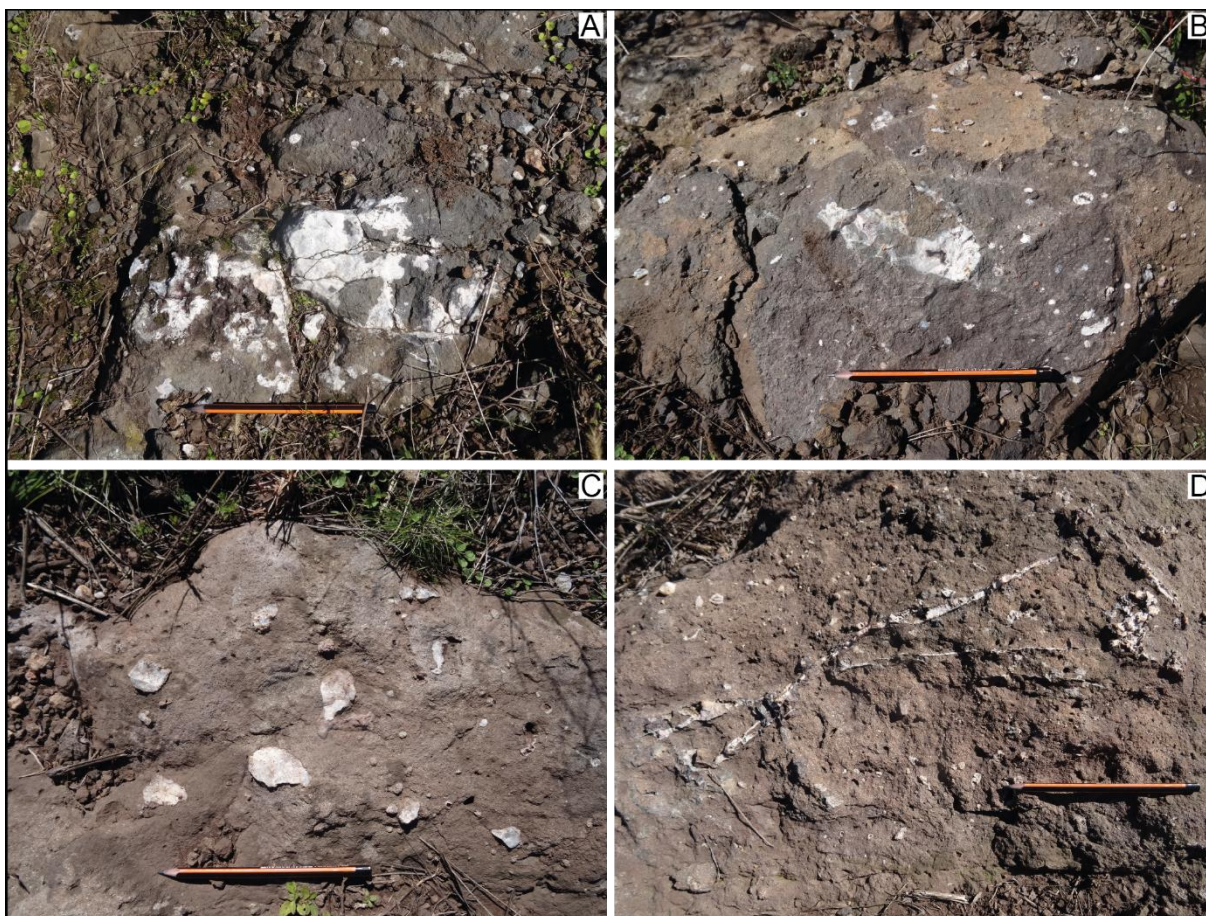
Figura 11: interação vulcano sedimentar observada em A e B. Em C é possível observar a presença de injetitos (diques clásticos) compostos principalmente por calcita.



Fonte: autor.

Junto às porções mais elevadas do Cerro dos Martins, compostas principalmente por rochas vulcânicas, há a ocorrência de um grande número de amígdalas com até 20 cm e veios que ocorrem de forma concordante com o alongamento em que o cerro se apresenta. Estas amígdalas e veios encontram-se preenchidas por quartzo (Figura 12).

Figura 12: A, B e C representam a presença de amígdalas junto às porções mais elevadas do Cerro dos Martins. Em D é possível visualizar a presença de veios concordantes com a direção do Cerro.



Fonte: autor.

6.2 Segundo evento magmático

As rochas pertencentes ao segundo evento magmático (E_2), são andesitos subvulcânicos, diferenciadas e separadas das rochas pertencentes ao primeiro evento magmático devido ao desenvolvimento de fenocristais de plagioclásio, normalmente ocorrendo com menores dimensões, em torno de 1mm.

As rochas subvulcânicas, macroscopicamente, apresentam coloração acinzentada, são melanocráticas a mesocráticas, contendo textura inequigranular com matriz afanítica composta por minerais máficos e a presença de fenocristais de plagioclásio, com dimensões de até 2 mm (Figura 13B, E e F). Possuem estruturas maciça e localmente traquitoide. Apresentam pirita bem desenvolvida, em alguns pontos, com dimensões de até 2 mm (Figura 14A). Nota-se a presença de amígdalas

junto à borda sudeste do Diorito Cerro dos Martins, preenchidas por clorita e contendo uma capa de pirita em sua borda (Figura 14B e C).

Figura 13: A e B ilustram a presença de microfeno-cristais de plagioclásio na rocha. C demonstra os afloramentos em forma de blocos e matações em campo. D mostra a presença de amígdalas preenchidas por clorita. E e F denotam a granulometria fina da rocha.



Fonte: autor.

Figura 14: A demonstra a presença de pirita na rocha. B e C evidenciam a presença de pirita na borda de amígdalas, posteriormente preenchidas por clorita.

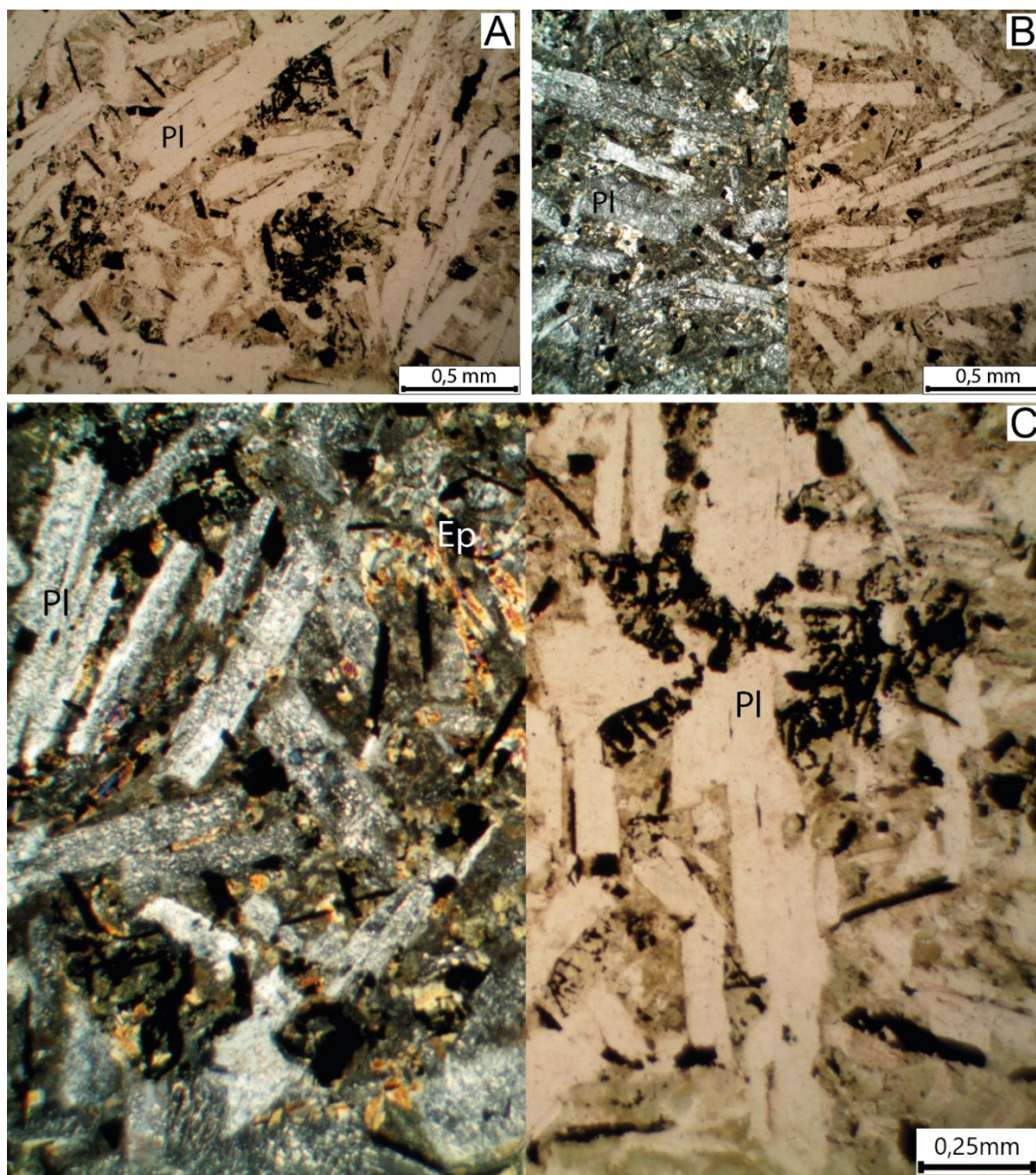


Fonte: autor.

Nota-se que sua mineralogia essencial é composta basicamente por plagioclásio, o qual ocorre de forma subédrica, tendendo a um hábito “ripidiforme” e com dimensões muito variáveis, de 0,8 mm x 0,08 mm a 2 mm x 0,3 mm. Encontram-se fortemente alterados para sericita. A calcita também está presente como mineral de alteração em alguns pontos. Devido à forte alteração, não foi possível determinar o teor de An. Estima-se que componha em torno de 65% da rocha (Figura 15A, B e C).

Minerais opacos estão presentes como qualificadores, no qual mostram-se em três associações distintas, representadas por minerais anédricos, subédricos e euédricos, com hábitos relacionados a pseudomorfos, aciculares e equidimensionais respectivamente (Figura 15C).

Figura 15: microfotografias das rochas do segundo evento magmático. A (NP), B (NC e NP) e C (NC e NP) ilustram plagioclásios parcialmente orientados, alterados para sericita, e epidoto com hábito acicular, evidenciados em C (mineral com birrefringência elevada), junto a ocorrência de minerais opacos em seus diferentes hábitos. A clorita ocorre como mineral intersticial.



Fonte: autor.

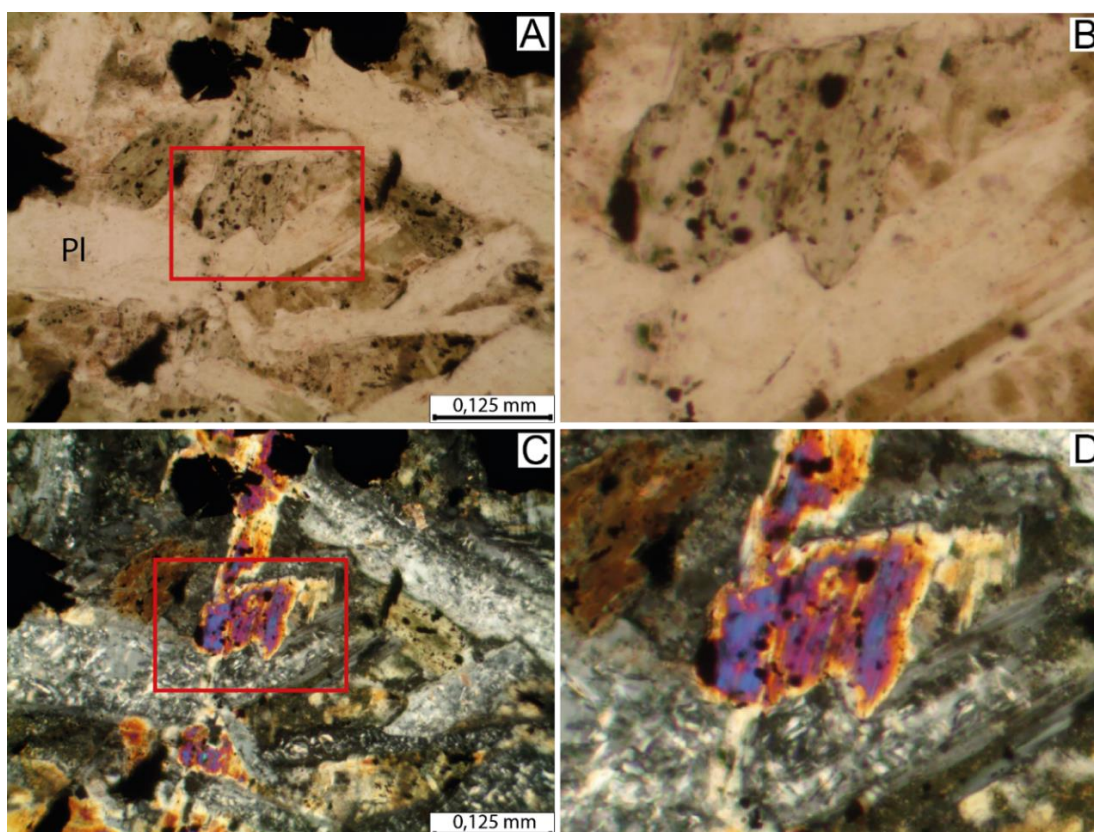
Os minerais que mostram aparente pseudomorfose apresentam dimensões de até 4 mm (dimensões que representariam o mineral original), sendo de certa forma equidimensionais, podendo ser estruturas reliquiares de olivinas (sendo o mineral mais provável, devido ao hábito bipiramidado em que ocorre eventualmente) ou piroxênios. Os minerais aciculares possuem dimensões de aproximadamente 0,4 mm

x 0,04 mm. Já os minerais equidimensionais, apresentam dimensões médias de até 0,2 mm, em forma “cúbica”, sendo provavelmente magnetita. Estima-se que componham cerca de 12% da rocha.

A apatita ocorre como mineral acessório, apresentando-se de forma subédrica, em agulhas com textura *quench*, apresentando dimensões em torno de 0,5 mm de comprimento por 0,02 mm de largura. Estima-se que componha 1% da rocha.

Quartzo, epidoto, clorita, sericita, calcita e argilominerais aparecem como minerais pós-magmáticos e de alteração, no qual o quartzo ocorre de forma anédrica a subédrica, com dimensões de 0,1 mm x 0,1 mm, presente nas bordas de amígdalas, formando a primeira fase de preenchimento (Figura 17D). O epidoto ocorre de forma subédrica, com hábito acicular, apresentando dimensões de até 0,5 mm x 0,05 mm, tendendo a ocorrer em agregados. Alguns minerais apresentam contatos penetrativos em plagioclásios (Figura 16B e D). Estima-se que componham 7% da rocha (Figura 16).

Figura 16: microfotografias das rochas do segundo evento magmático. A (NP) e C (NC) demonstram a presença de epidoto (mineral com maior birrefringência) com hábito acicular e contatos penetrativos. B e D representam detalhe delimitado pelo quadro vermelho em A e C, respectivamente. É possível observar também plagioclásios alterados para sericita.

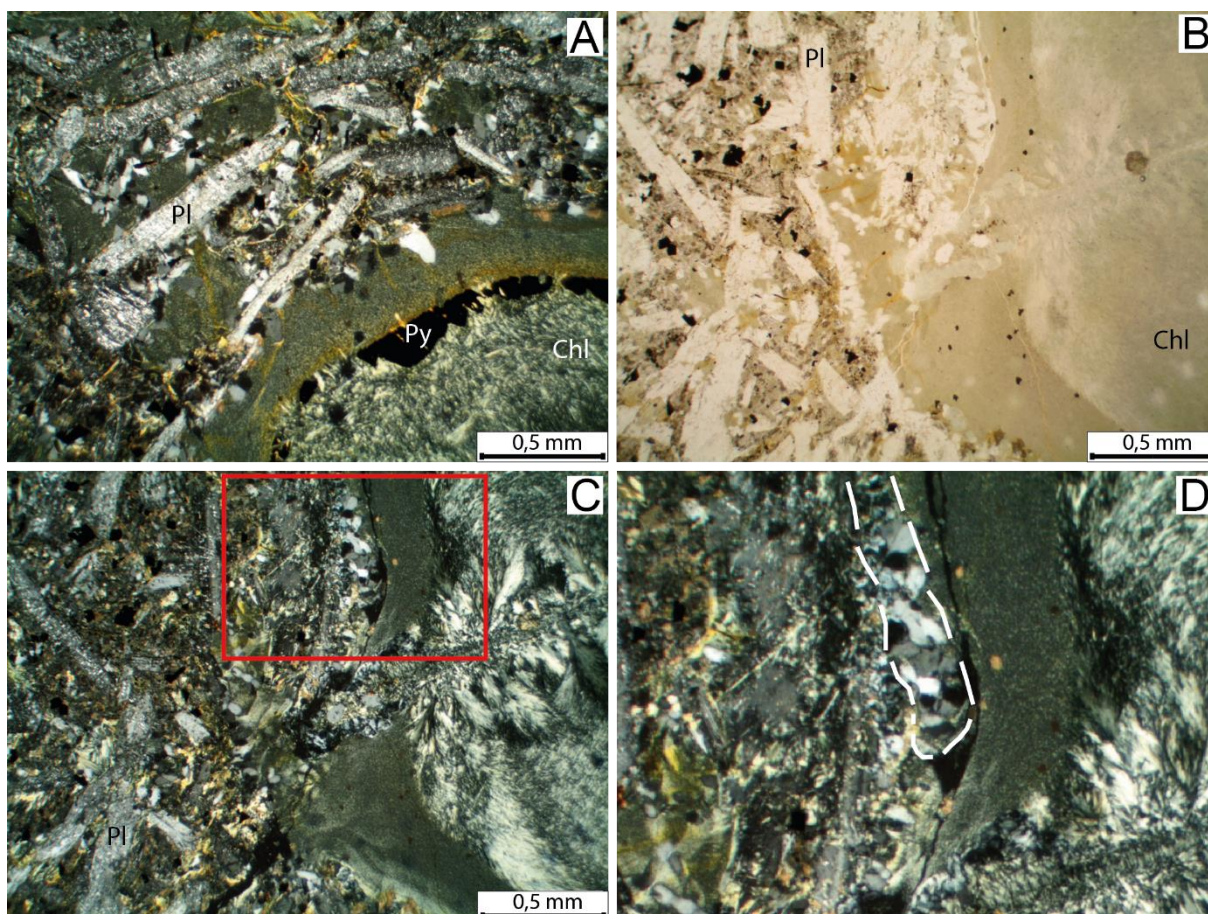


Fonte: autor.

A clorita ocorre de forma intersticial, sendo principalmente microcristalina, com poucos cristais mais desenvolvidos apresentando dimensões de até 0,4 mm x 0,2 mm. Ainda, encontra-se como principal produto de preenchimento de amígdalas. Estima-se que componha de 15% a 20% da rocha (Figura 17).

Dessa forma é possível classificar a rocha, segundo porcentagens mineralógicas e assumindo que os minerais opacos são compostos principalmente por magnetita, conforme Travassos (2014), como magnetita microdiorito ou magnetita diorito subvulcânico.

Figura 17: microfotografias das rochas do segundo evento magmático. Em A (NC) e B (NP) mostram a clorita como mineral intersticial e de preenchimento de amígdalas. Em A, observa-se uma camada de opacos (pirita) no preenchimento de amígdalas. Em C, na porção superior, é possível visualizar quartzo formando a primeira fase de preenchimento. Porção destacada em vermelho é ampliada em D, com a presença de quartzo delimitado em branco tracejado.

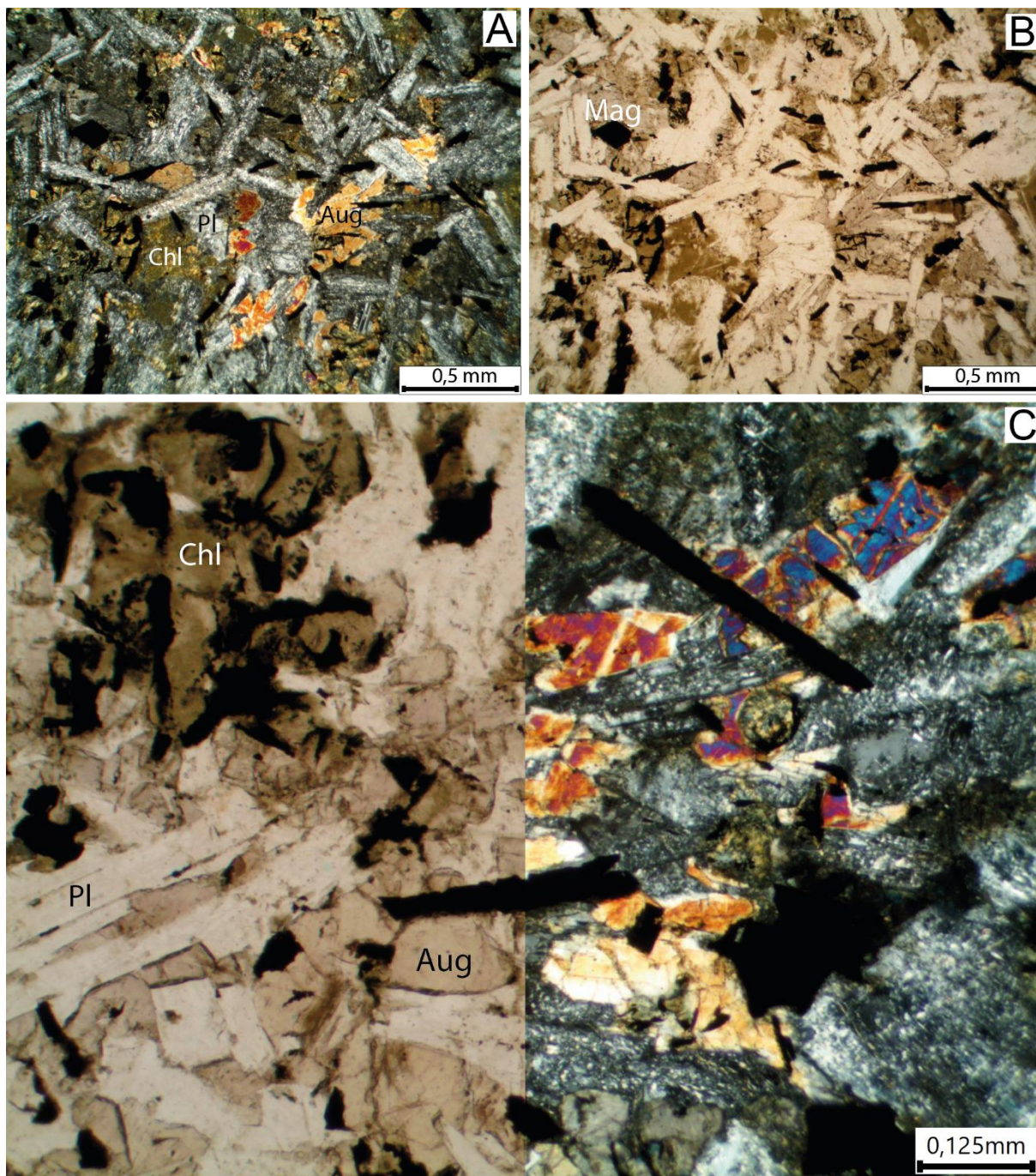


Fonte: autor.

Exclusivamente junto ao ponto LL – 20 nota-se a presença de augita, a qual ocorre de forma anédrica, levemente alongada, com dimensões variando até 0,5 mm x 0,3 mm. Representa, neste ponto, cerca de 12% da rocha. Sua presença pode

caracterizar a existência deste mineral como primário da rocha, no qual nos outros pontos foi totalmente alterada para minerais pós-magmáticos (Figura 18).

Figura 18: microfotografias das rochas do segundo evento magmático. A (NC), B (NP) e C (NP e NC) ilustram a presença de augita, associada a plagioclásios, minerais opacos e clorita.



Fonte: autor.

6.3 Terceiro evento magmático

As rochas pertencentes ao terceiro evento magmático (E_3) são compostas pelo Diorito Cerro dos Martins (Figura 19) e por diques dioríticos (Figura 24), pontualmente ortocumuláticos, de orientação NW – SE. O diorito Cerro dos Martins apresenta-se alongado na mesma direção. Possuem uma composição mineralógica semelhante, porém marcados pela presença de olivina (diques) e quartzo (Diorito Cerro dos Martins). Ambas as rochas afloram, na maioria das vezes, na forma de blocos e matacões em campo (Figura 20A) e, poucas vezes, em lajeados junto a drenagens (Figura 20C e D).

Figura 19: Na imagem é possível observar os contatos inferidos de E_1 com E_2 , em vermelho, e de E_2 com E_3 , em branco.



Fonte: autor.

Os contatos com as rochas pertencentes ao segundo evento magmático (E_2) geralmente não são observados e ocorrem de forma gradual.

Outro aspecto marcante é o contraste na presença de vegetação acima do diorito Cerro dos Martins em relação às suas rochas encaixantes. Devido a não haver uma grande diferença na composição das rochas relacionadas, esta feição pode ser um simples aspecto antrópico ou há a existência de um controle hidrogeológico diferenciado que impossibilite o maior desenvolvimento da vegetação acima do diorito.

6.3.1 Diorito Cerro dos Martins

O Diorito Cerro dos Martins apresenta coloração cinza esbranquiçada, é mesocrático, com textura fanerítica média a grossa (Figura 20B).

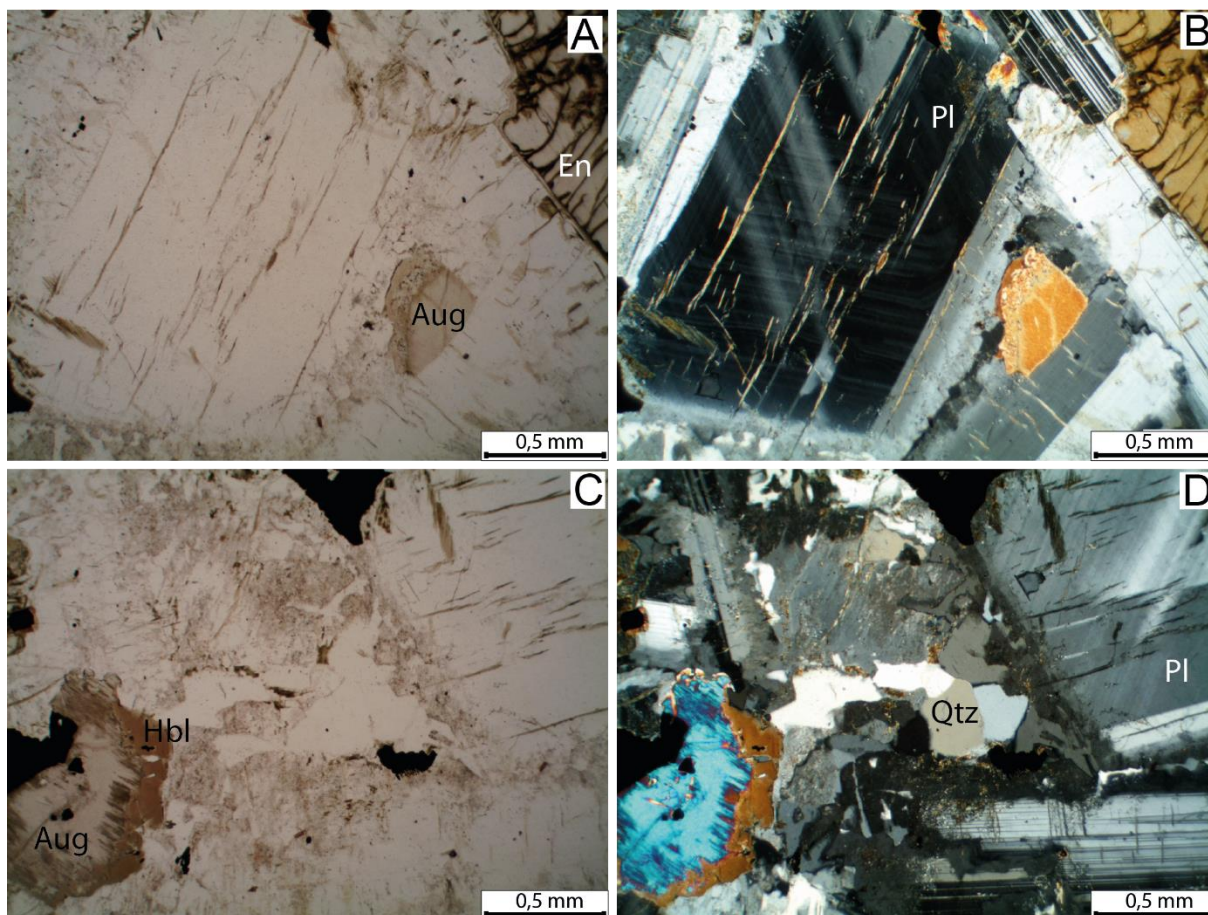
Figura 20: A, C e D demonstram a forma como os dioritos afloram na região. Em B é possível visualizar a granulometria média.



Fonte: autor.

Sua mineralogia essencial é composta por plagioclásio e augita, no qual o plagioclásio ocorre de forma subédrica a euédrica, com hábito prismático, apresentando dimensões em torno de 3 mm x 1 mm, podendo chegar a 6 mm x 2 mm. Uma quantidade considerável de cristais apresenta zonação, tanto direta quanto oscilatória. Alguns minerais apresentam-se levemente alterados para sericita e/ou caulinita. Nota-se a presença de antipertitas. O teor de An encontra-se em torno de 47 a 50, sendo classificado como andesina (Figuras 21A e B). Estima-se que componha em torno de 55% da rocha. A augita ocorre de forma anédrica a subédrica, com hábito tabular e dimensões que variam até 1 mm x 0,6 mm. Possui bordas alteradas para hornblenda verde e marrom. Estima-se que ocupe cerca de 15% da lâmina (Figuras 21C e D).

Figura 21: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. Em A (NP) e B (NC) é possível observar a presença de plagioclásio zonado com a presença de antipertítas. C (NP) e D (NC), demonstram a presença de quartzo intersticial e augita alterada para hornblenda (uralitização).

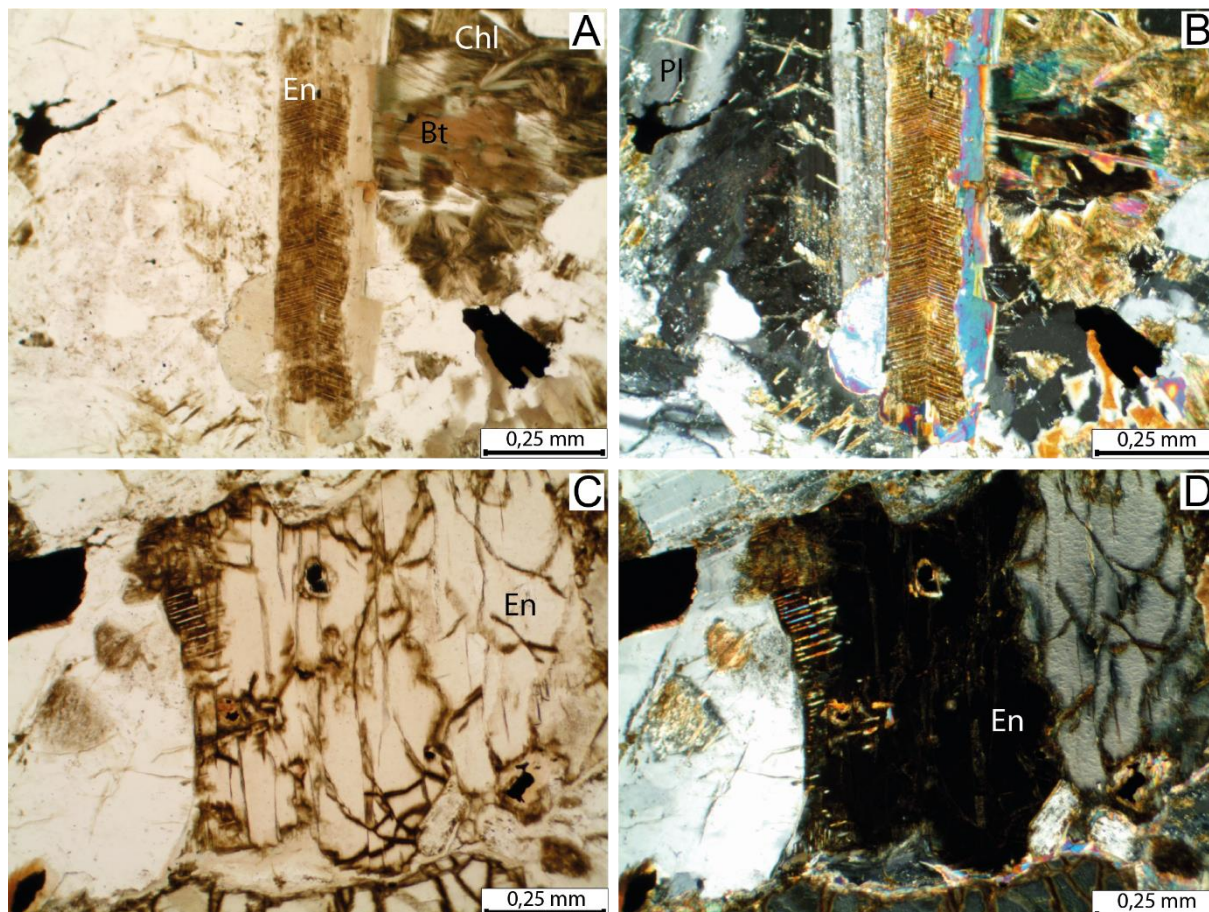


Fonte: autor.

Enstatita, quartzo e minerais opacos estão presentes como minerais qualificadores, no qual a enstatita mostra-se de forma anédrica a subédrica, com hábito prismático, ocorrendo preferencialmente em aglomerados. Suas dimensões médias giram em torno de 1 mm x 0,4 mm, podendo chegar a 5 mm x 1 mm. Possui bordas alteradas para hornblenda, verde e marrom, e óxidos de ferro. Apresenta, ainda, lamelas de exsolução de augita na direção [001], levantando a possibilidade de se tratar de pigeonita invertida (Figura 22A, B, C e D). Estima-se que preencha cerca de 10% da rocha. O quartzo mostra-se anédrico, ocorrendo de forma intersticial. Ocorre também em intercrescimento com K-feldspato (textura micrográfica e microgranofírica a partir de plagioclásios). Apresenta-se em dimensões equidimensionais de no máximo 0,4 mm x 0,4 mm (Figura 21D). Estima-se que preencha cerca de 5% da rocha. A textura gráfica perfaz cerca de 5% da rocha. Os minerais opacos apresentam-se de forma subédrica, com hábito equidimensional e

esqueletal, tendo suas dimensões variando até 0,4 mm, sendo provavelmente magnetita. Estima-se que componha 5% da rocha.

Figura 22: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. A (NP), B (NC), C (NP) e D (NC) ilustram a presença de lamelas de exsolução de clinopiroxênio em ortopiroxênio. Em A nota-se também a presença de clorita e biotita como minerais de alteração.



Fonte: autor.

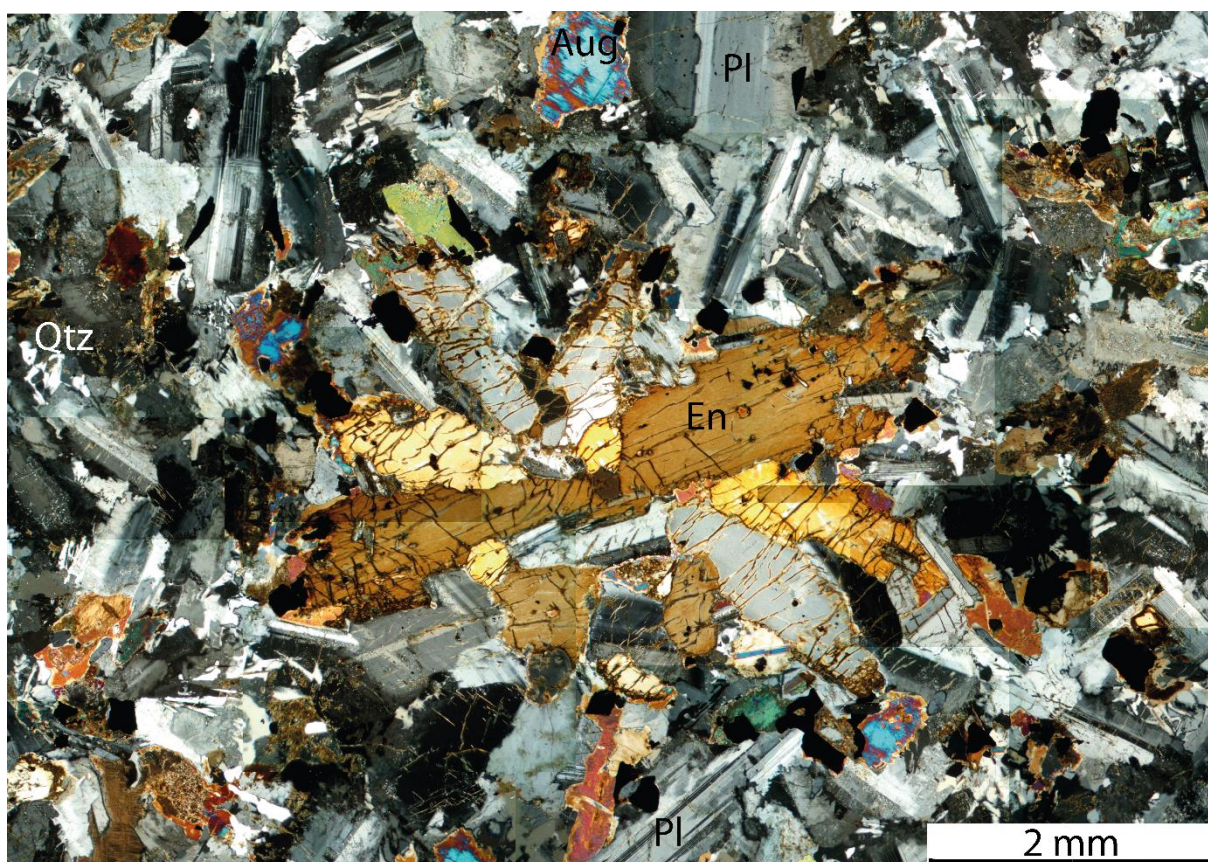
Apatita ocorre como mineral acessório, no qual mostra-se de forma subédrica, contendo hábito acicular e prismático. Suas dimensões, em média, são 1 x 0,1 mm, com alguns cristais apresentando formas mais equidimensionais, com 0,4 mm x 0,2 mm. Estima-se que ocupe cerca de 1% da rocha.

Clorita, biotita, hornblenda e epidoto ocorrem como minerais pós-magmáticos. A clorita ocorre em pequenos cristais, de forma anédrica a subédrica, com hábito lamelar e acicular. Suas dimensões (agregados) encontram-se em torno de 0,2 mm x 0,3 mm (Figura 22A e B). Estima-se que componha cerca de 2% da rocha. A biotita mostra-se de forma subédrica, com hábito tabular e dimensões em torno de 0,4 mm x 0,3 mm, podendo chegar até 1 mm x 0,6 mm. Encontra-se em porções mais alteradas, associada à clorita, sendo provavelmente produto de alteração hidrotermal (Figura

22A e B). Estima-se que ocupe cerca de 2% da rocha. Epidoto e hornblenda, principalmente, ocorrem associados as bordas dos piroxênios, como produto de alteração.

Dessa forma, segundo respectivas porcentagens mineralógicas e assumindo que os minerais opacos são compostos principalmente por magnetita, segundo Travassos (2014), é possível classificar a rocha como um magnetita-quartzo-enstatita-diorito com apatita (Figura 23).

Figura 23: mosaico microfotográfico (NC) ilustrando mineralogia do Diorito Cerro dos Martins.



Fonte: autor.

6.3.2 Diques dioríticos

Os diques dioríticos (Figura 24), macroscopicamente, mostram-se equigranulares, contendo uma textura fina, apresentando-se com aspecto mais melanocrático que as rochas encaixantes, pertencentes ao primeiro (E₁) e ao segundo (E₂) evento magmático.

Figura 24: vista do ponto LL – 21 em direção ao ponto LL – 20 (em vermelho), com delimitação inferida do dique em branco.



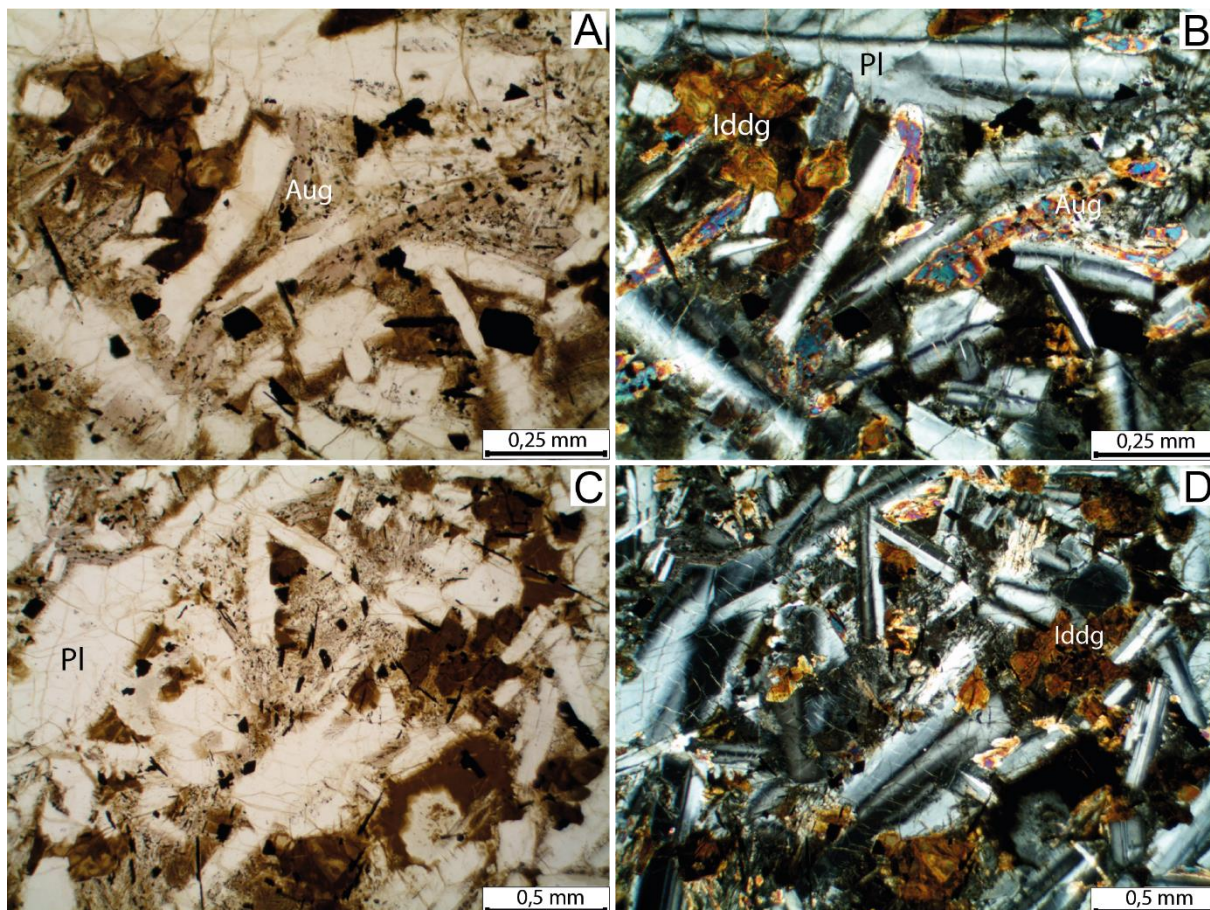
Fonte: autor.

Nota-se que sua mineralogia essencial é composta por plagioclásio (andesina) e augita, no qual o plagioclásio encontra-se subédrico a euédrico, com tamanho variando de 1 mm x 0,1 mm. Encontra-se pouco alterado. O teor de An mostra-se em torno de 45 a 50, sendo classificado como andesina (Figura 25B e D). Estima-se que componha cerca de 60% da rocha. A augita mostra-se em pequenos cristais subédricos, formando prismas alongados. Apresenta dimensões em torno de 0,5 mm x 0,2 mm e está moderadamente alterada. Estima-se que componha cerca de 15% da rocha (Figura 25A e B).

Olivina e minerais opacos estão presentes como minerais qualificadores, no qual a olivina, raramente observada devido à alteração, apresenta-se subédrica, de forma equidimensional. Suas dimensões giram em torno de 0,2 mm. Encontra-se fortemente alterada para iddingsita. Estima-se que componha cerca de 15% da rocha, incluindo seu produto de alteração. Pontualmente, ainda é observada clorita associada à iddingsita como mineral de alteração. Os minerais opacos mostram-se de forma

subédrica a euédrica, com hábito equidimensional (“cubos”). Estima-se que componha cerca de 10% da rocha, sendo provavelmente magnetita devido ao hábito (Figura 25).

Figura 25: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. A (NP), B (NP), C (NP) e D (NC) representam a mineralogia encontrada nos diques, onde a augita mostra-se de forma alongada, com alta birrefringência. A olivina mostra-se alterada a iddignsita, os minerais opacos ocorrem em hábitos aciculares e equidimensionais e o plagioclásio demonstra aspecto “ripidiforme”.

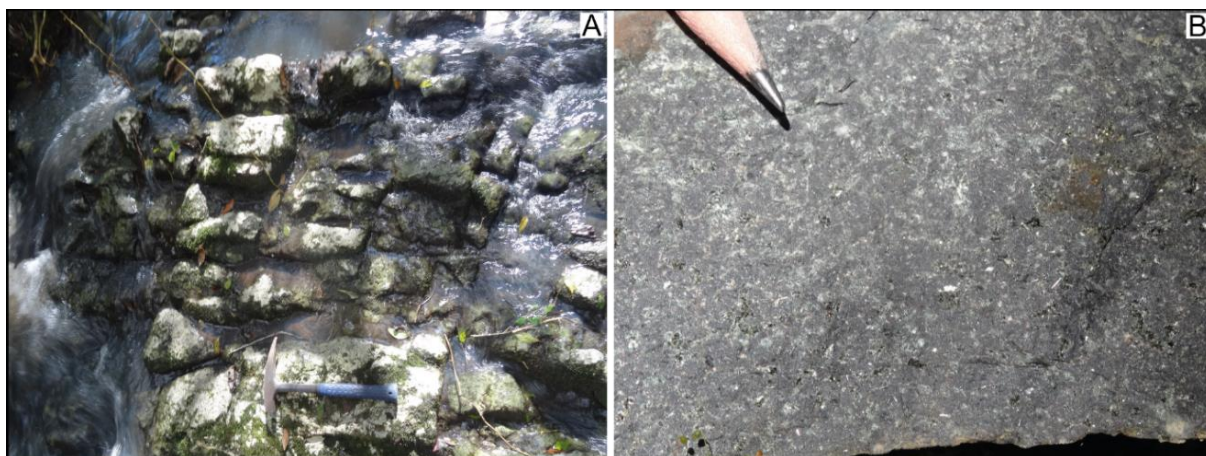


Fonte: autor.

Estas rochas, devido as respectivas porcentagens e assumindo que os minerais opacos são compostos principalmente por magnetita, podem ser classificadas como magnetita-olivina-microdiorito.

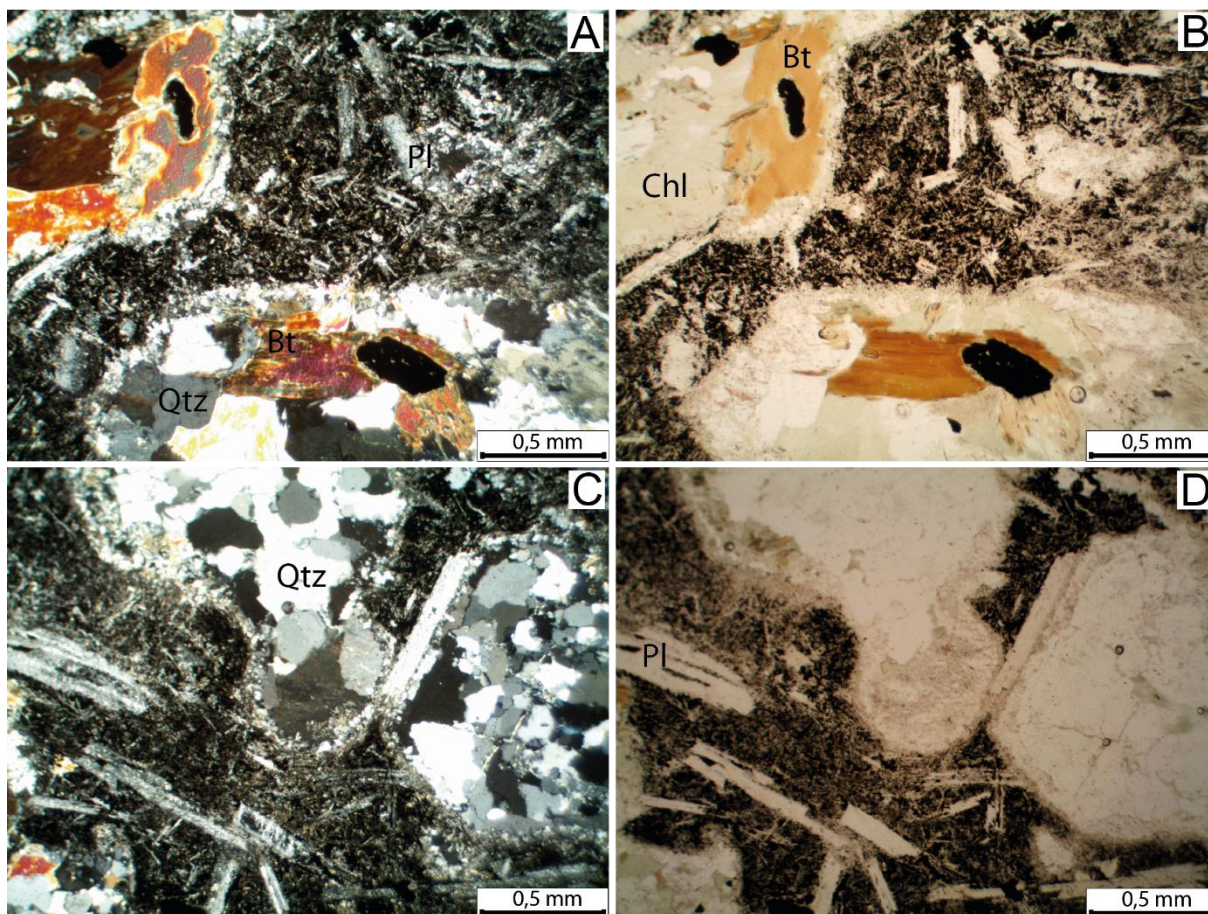
Junto a esta associação, foi anexado o ponto LL – 37, que possui características distintas a todas as rochas, apresentando-se vesiculada e contendo grande quantidade de minerais opacos, provavelmente pós-magmáticos, compondo uma pseudomatriz, denotando um aspecto metálico “exótico” à rocha. Outro aspecto importante são os minerais que preenchem parcialmente e totalmente as vesículas (amígdalas): quartzo, biotita, clorita e epidoto (Figuras 26 e 27).

Figura 26: a imagem A representa afloramento junto ao ponto LL – 37, com alto grau de fraturamento e B demonstra seu aspecto “exótico” em relação as outras rochas do Cerro dos Martins.



Fonte: autor.

Figura 27: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. Em A (NC) e B (NP) é possível notar a presença de plagioclásios extremamente alterados para sericita, minerais opacos formando uma pseudomatriz e o preenchimento de vesículas contemplando quartzo, biotita, clorita e opacos. Em C (NC) e D (NP) é possível visualizar a presença de quartzo recristalizado preenchendo amígdalas.



Fonte: autor.

6.3.3 Porção ortocumulática

A porção ortocumulática, encontrada junto ao ponto LL – 17 mostra-se com coloração negra a acinzentada, melanocrática, com textura inequigranular fina a grossa, a qual apresenta fenocristais de plagioclásio nitidamente orientados formando uma laminação ígnea, com dimensões de até 4 mm (Figuras 29).

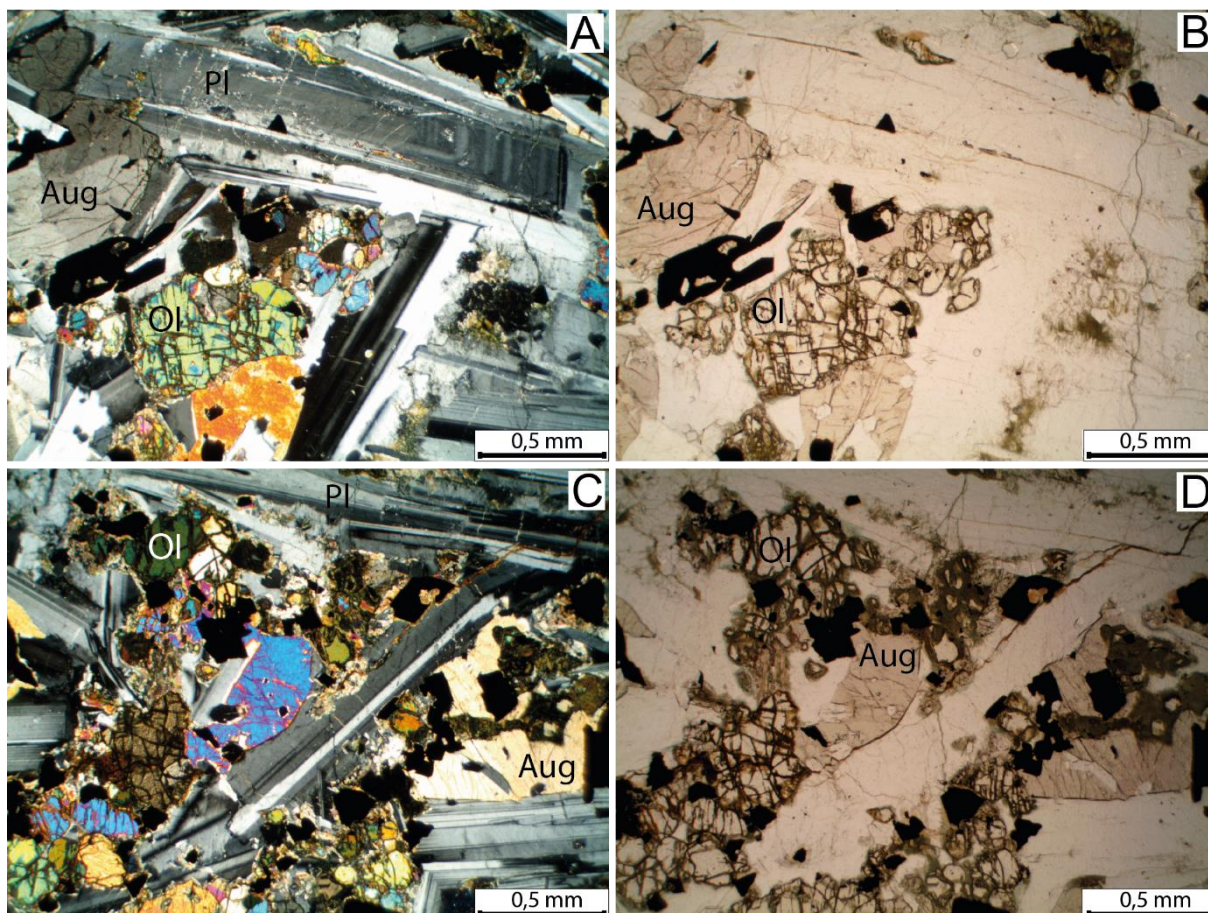
Sua mineralogia essencial é composta por plagioclásio e augita, no qual o plagioclásio mostra-se subédrico a euédrico, com hábito prismático, e nitidamente orientado e muitas vezes em contato uns com os outros, demonstrando uma textura ortocumulática (WAGNER; BROWN; WADSWORTH, 1960). Em média possuem dimensões de 2mm x 0,2 mm, com alguns cristais chegando a 4mm x 0,4 mm. Alguns cristais apresentam zonação normal e oscilatória. O teor de An varia de 46 a 50, sendo classificado como andesina (Figuras 28A e C). Representa cerca de 60% da rocha. A augita mostra-se de forma intersticial, com formas anédricas a subédricas e de modo equidimensional. Possui dimensões, em média, de 0,8 mm por 0,8 mm. Estima-se que componha cerca de 20% da rocha.

Olivina ocorre como mineral qualificador, de forma intersticial, em cristais anédricos e geralmente equidimensionais, contendo grande número de fraturas. Apresentam dimensões em torno de 0,6 mm x 0,6 mm, encontrando-se preferencialmente na forma de aglomerados e geralmente associadas a augita (Figuras 28 C e D). Representam cerca de 15% da rocha.

A apatita e minerais opacos apresentam-se como minerais acessórios. Os opacos são, em geral, anédricos e equidimensionais. Alguns cristais demonstram textura esquelética (presença de embaiamentos). Contém dimensões em torno de 0,4 mm por 0,4 mm. Estima-se que representem cerca de 3% da rocha. A apatita mostra-se com hábito acicular e dimensões em torno de 0,6 mm x 0,2 mm. Representa no máximo 1% da rocha.

A clorita ocorre como mineral pós-magmático, de forma microcristalina, sendo produto de alteração de máficos e opacos. Representa cerca de 2% da rocha.

Figura 28: microfotografias das rochas do terceiro evento magmático. As imagens A (NC), B (NP), C (NC) e D (NP) representam a mineralogia encontrada na porção cumulática, no qual a olivina, preferencialmente em aglomerados, encontra-se associada a augita, junto a presença de plagioclásio, por vezes zonado.



Fonte: autor.

Figura 29: mosaico microfotográfico (NC) representando mineralogia da porção ortocumulática.



Fonte: autor

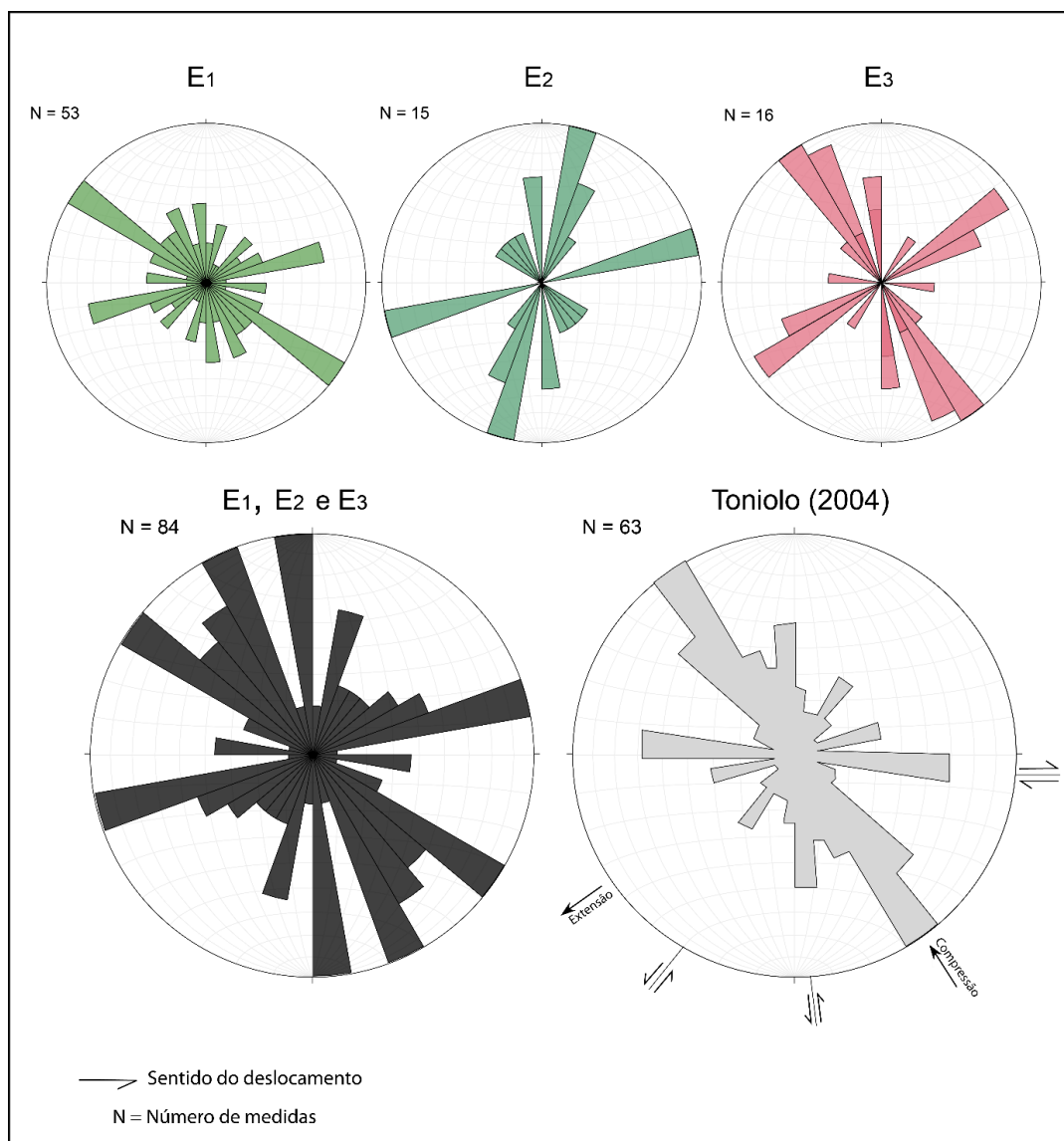
Dessa forma, segundo respectivas porcentagens e assumindo que os opacos são compostos principalmente por magnetita, de acordo com Travassos (2014), é

possível classificar a rocha como olivina diorito cumulático com magnetita e apatita (Figura 29).

6.4 Estrutural

Do ponto de vista estrutural (Figura 30), nota-se que há um padrão de fraturamento preferencial, de direção NW – SE (aproximadamente N60W), coincidente, de forma aproximada, com a intrusão de diques e do alongamento do Diorito Cerro dos Martins. Toniolo (2004) e Travassos (2014) também relatam esta direção preferencial das fraturas, interpretando-as como extensionais. Este padrão de fraturamento também é identificado através de lineamentos em imagens de satélite.

Figura 30: diagramas de roseta separados por eventos (E1, E2 e E3), e representados de forma combinada para comparação com dados obtidos por Toniolo (2004) e suas interpretações.



Fonte: dados obtidos pelo autor, associado a dados de Toniolo (2004).

7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

7.1 Primeiro evento magmático

O primeiro evento magmático (E_1) é marcado por derrames andesíticos com fenocristais de plagioclásio, os quais mostram-se, por vezes, textura glomeroporfírica e seriada. Pontualmente mostram interações com rochas sedimentares (peperitos) sem envolvimento claro com a presença de água, levando à conclusão que estes derrames ocorreram em ambiente seco. A intensa alteração e preenchimento de amígdalas por diferentes fases minerais dá indícios que estas rochas passaram por uma forte atividade hidrotermal, possivelmente por dois eventos, diferenciados pela presença de calcita em um deles.

A textura seriada, nitidamente identificada junto ao ponto LL – 39, sugere que a cristalização do plagioclásio ocorreu de forma polibárica (GILL, 2014), com uma grande influência do teor de voláteis no magma, fazendo com que ocorresse a cristalização em diferentes estágios de descompressão ou desgaseificação. A presença de fenocristais com textura de reabsorção (hábito esquelético ou em peneira) corrobora para altas taxas de descompressão (NELSON; MONTANA, 1992).

Por outro lado, alguns pontos mostram uma única família de fenocristais, com tamanho praticamente homogêneo, sendo um indicativo de uma cristalização uniforme em câmaras magmáticas que se estabeleceram em uma profundidade fixa na crosta. Efusões ocasionais podem ter liberado o magma e cristalizado o restante da rocha, junto à formação do vidro, marcando a distinta variação no tamanho dos cristais. Trabalhos futuros em geotermobarometria poderiam melhor estabelecer as diferentes profundidades de cristalização dos minerais que compõem essas rochas.

A notável textura traquítica observada pode ser relevante em futuros estudos na área, afim de se tentar determinar a localização de um centro vulcânico principal ou a presença de vários destes, através de um número de medidas que a torne estatisticamente confiável. Adicionalmente, análises através de ASM (Anisotropia de susceptibilidade magnética) podem complementar estes dados, tornando-os mais detalhados e confiáveis.

Uma feição importante a se destacar é o hidrotermalismo que atingiu estas rochas, evidenciando fases distintas através do preenchimento de amígdalas. A primeira fase é composta por quartzo que se mostra em pequenos cristais, sendo produto provável de uma remobilização ou resíduo de sílica do magma andesítico, cristalizando, talvez, em um curto período de tempo após a solidificação da lava. A segunda fase de preenchimento é composta basicamente por calcita e clorita, sendo a principal fase de preenchimento e onde a atividade hidrotermal foi mais intensa e pervasiva, atingindo e alterando grande parte dos plagioclásios presentes nas rochas andesíticas da região. Estes fluidos ricos em carbonatos e/ou CO₂ podem ter ocorrido de forma concomitante ao vulcanismo.

Esta intensa atividade também é importante para diferenciar o terceiro evento magmático, que demonstra ausência de carbonatos tanto no preenchimento de amígdalas quanto na alteração de minerais. A presença de carbonatos define a primeira fase hidrotermal (H₁) que atingiu as rochas encontradas no Cerro dos Martins.

Ainda, junto às rochas vulcânicas, nota-se a presença de um segundo episódio hidrotermal (H₂), evidenciado em alguns pontos através da presença de quartzo recristalizado, o qual será discutido mais adiante, junto ao terceiro evento magmático (E₃).

A presença de amígdalas centimétricas e veios, ambos preenchidos por quartzo, paralelos ao alongamento do Cerro do Martins, evidenciado em suas porções mais altas, podem ser a causa de sua maior resistência à erosão, que hoje denota uma anomalia topográfica, destacando-o no relevo da região.

7.2 Segundo evento magmático

Junto às rochas andesíticas (por vezes de forma intercalada) e formando uma auréola em torno do Diorito Cerro dos Martins, ocorrem rochas dioríticas que apresentam textura fina a muito fina, as quais, em alguns pontos, apresentam textura traquitoide e a presença de amígdalas. A grande porcentagem de clorita, que ocorre de forma intersticial, epidoto, contendo hábito acicular, que ocorre de forma penetrativa em plagioclásio, a intensa alteração de plagioclásios para sericita,

acrescido da forma como estas rochas ocorrem em torno da intrusão do Diorito Cerro dos Martins, dão indícios de uma forte atividade hidrotermal, desprovida de carbonatos, e/ou, ainda, a influência térmica direta da intrusão do diorito Cerro dos Martins, levando a um metamorfismo de contato que pode ter alcançado a zona de albita-epidoto-*hornfels* (BUCHER; GRAPES, 2011; STREKEISEN, 2019).

No ponto LL – 20, o qual apresenta características semelhantes a esta associação, porém com influência térmica/hidrotermal menor, nota-se a presença de minerais máficos (augita?) que possam ser relictos originais (minerais primários) desta rocha, os quais não foram alterados pela atividade hidrotermal.

Aparentemente, estas rochas podem estar associadas e serem temporalmente semelhantes às rochas do primeiro evento magmático (E_1). Porém, devido às texturas e estruturas observadas, o magma poderia ter ascendido e estacionado em uma zona subvulcânica, resfriando de forma gradual e relativamente rápida, sem que ocorresse a efusão. A leve diferença na granulometria, evidenciada principalmente em cristais de plagioclásio, poderia ser explicada pela relação espacial da colocação destas rochas, com o aumento da granulometria das bordas para o centro do corpo.

Uma característica importante a ser relatada é a presença de calcita, mesmo que em menor número em relação ao primeiro evento magmático (E_1), como alteração em plagioclásios e de forma intersticial. Este fato demonstra que a primeira atividade hidrotermal (H_1), rica em carbonatos e/ou CO_2 , ocorreu após a colocação destas rochas subvulcânicas pertencentes ao segundo evento magmático (E_2). O segundo evento hidrotermal (H_2), que também atingiu fortemente estas rochas e sobrepôs o primeiro evento hidrotermal (H_1), deve ter remobilizado a maior parte do material carbonático, originado através do primeiro evento hidrotermal (H_1).

Pseudomorfos formados por minerais opacos marcam e diferenciam minerais magmáticos e pós-magmáticos. Os minerais subédricos a euédricos são compostos em grande parte por magnetita, denotando uma forte influência magnética à estas rochas, sendo um produto primário da rocha. Já os pseudomorfos tomam formas equidimensionais, em estruturas reliquiares de olivinas e/ou piroxênios (sendo as olivinas os principais candidatos devido ao hábito prismático bipiramidal que os pseudomorfos assumem), marcando minerais pós-magmáticos. Estes pseudomorfos são exclusivos ao primeiro (E_1) e segundo eventos magmáticos (E_2).

A presença de pirita provavelmente está relacionada aos fluidos que percolaram estas rochas, sendo estes inicialmente redutores e tornando-se progressivamente oxidantes, segundo Toniolo (2004). Fato este é observado nas amígdalas presentes nestas rochas, onde possuem em sua primeira fase de preenchimento uma borda de pirita, sendo posteriormente cobertas por clorita. Porém, aquele autor não caracteriza que distintos eventos hidrotermais assolaram estas rochas. Nota-se que a pirita é encontrada exclusivamente no ponto LL - 37 e junto ao andesito subvulcânico, sendo uma característica que vincula sua formação junto ao segundo evento hidrotermal (H₂).

7.3 Terceiro evento magmático

O terceiro evento magmático (E₃) é composto pelo Diorito Cerro dos Martins e por diques dioríticos com orientação NW – SE, pontualmente ortocumuláticos. Estas rochas são resultado de intrusões de magma junto a fraturas extensionais que predominam na região e são evidenciadas com clareza nas rochas vulcânicas.

A mineralogia apresentada por estas rochas contempla a presença de piroxênios com alto e baixo teor de cálcio (augita e enstatita), sendo uma característica petrográfica para rochas toleíticas, segundo Yoder e Tilley (1962).

A presença de quartzo e olivina, em pontos distintos, associado a características ortocumuláticas, demonstram a atuação do mecanismo de cristalização fracionada.

Uma textura marcante observada junto ao Diorito Cerro dos Martins é a presença de exsolução em ortopiroxênios, no qual ocorrem lamelas de augita em enstatita. Isto sugere uma inversão na estrutura cristalina, já no estado sólido, de piogenita para enstatita (pigeonita invertida). Essa ocorrência indica que o resfriamento foi lento o suficiente para que ocorresse esta inversão (GILL, 2014). Outra textura de exsolução observada é a presença de antipertitas, onde lamelas de ortoclásio ocorrem nos plagioclásios. A presença de antipertitas é outro indicativo que o magma resfriou de forma lenta e gradual (GILL, 2014).

Outra característica importante observada é a zonação, tanto direta quanto oscilatória, nos cristais de plagioclásio. Segundo Gill (2014), a zonação direta

representa um reequilíbrio contínuo do cristal à medida que o magma evolui durante o crescimento do cristal em uma câmara magmática. Já a zonação oscilatória é mais complexa, podendo ser resultado de mecanismos intrínsecos e extrínsecos. Os mecanismos intrínsecos dizem respeito a uma própria organização do cristal ao longo da evolução do líquido magmático, semelhante ao que ocorre na zonação direta. Já os mecanismos extrínsecos podem representar tanto a reciclagem de um cristal em uma câmara magmática convectiva, quanto à entrada de pulsos de magma novo em reação ao magma mais primitivo. Porém, alguns estudos também indicam que a zonação oscilatória pode estar relacionada a regimes de descompressão, no qual plagioclásios mais sódicos cristalizam após taxas súbitas de descompressão, tornando a cristalizar cristais mais cálcicos em consequência a repressurização do magma (BLUNDY *et al.*, 2008). Provavelmente, devido às características de campo e associações com outras rochas, o principal meio que resulta no crescimento oscilatório está relacionado a mecanismos intrínsecos, podendo ser levemente relacionado a despressurização devido à intrusão da câmara magmática em fraturas extensionais.

Apesar de as rochas serem petrograficamente classificadas como diorito, segundo seu teor de An, a presença de piroxênios e a ausência de anfibólios magmáticos, o qual representa os limites para distinção petrográfica entre dioritos e gabros (LE MAITRE *et al.*, 2002), tornam as rochas pertencentes ao terceiro evento magmático muito próximas ao campo petrográfico dos gabros. Deve-se levar em consideração a grande quantidade de minerais zonados, os quais podem dar indícios que uma parcela considerável de plagioclásios cálcicos compõe a rocha, representando as partes centrais dos plagioclásios zonados. Análises de química mineral podem levar a conclusões mais concretas sobre a composição destas rochas.

O ponto LL – 37 encontra-se acima da zona de fratura principal, de direção NW – SE. Neste local há rocha vesiculada composta por plagioclásio totalmente alterado para sericita e opacos, provavelmente pós-magmáticos, compondo uma pseudomatriz. Os minerais que preenchem parcial ou totalmente as vesículas são o quartzo, fortemente recristalizado, clorita, biotita e epidoto. Esta assembleia mineral e suas características petrográficas demonstram a ocorrência do segundo episódio hidrotermal, o qual deve ter atingido temperaturas consideravelmente elevadas. A

evidência clara neste ponto deve-se a sua localização em uma zona de fratura, no qual os fluidos tiveram relativa facilidade de percolação.

Estes fluidos com altas temperaturas são, provavelmente, os principais responsáveis pela intensa presença de clorita, sericita como alteração de plagioclásios e cristalização de opacos em pseudomorfos observados em E₂. Associados ao hidrotermalismo, o contraste térmico causado diretamente pela intrusão do Diorito Cerro dos Martins possibilitou o maior desenvolvimento de alguns minerais como o epidoto, crescendo em forma de porfiroblastos, mesmo que forma diminuta. Este hidrotermalismo afetou de forma mais branda as rochas vulcânicas, sendo evidenciado através do preenchimento de quartzo recristalizado no centro de amígdalas e uma aparente remobilização de calcita.

A associação às zonas de fratura e a atuação nas rochas pertencentes a E₁ e E₂ levam a crer que a segunda atividade hidrotermal (H₂) é resultado do calor gerado pela intrusão de diques e do Diorito Cerro dos Martins, ocorrendo de forma concomitante à intrusão destas rochas.

7.4 Estrutural

Estruturalmente, as rochas andesíticas demonstram um notável padrão de faturamento na direção N60W, coincidente, de forma aproximada, com os diques e a colocação do Diorito Cerro dos Martins (Figura 31). Estas estruturas também são evidenciadas através de imagens de satélite, no qual tendem a formar uma estrutura *en echelon* ao longo do Cerro dos Martins, sendo a principal e mais nítida fratura intrudida pelo diorito Cerro dos Martins, e marcam um contato abrupto a nordeste com andesitos subvulcânicos pertencentes ao segundo evento magmático (E₂).

Esta principal zona de fratura apresenta um deslocamento do *strike* em cerca de 10° a norte em relação as outras fraturas, presentes a sudeste, onde os diques ocorrem. Talvez este deslocamento tenha gerado maior espaço para acomodação do magma e por conseguinte possibilitado um resfriamento mais lento. Acima desta zona de fratura encontra-se o ponto LL – 37, onde a rocha demonstra uma forte alteração hidrotermal, muito maior que em outros pontos, por onde os fluidos podem ter tido

relativa facilidade de percolação devido a uma maior taxa de extensão em relação as demais fraturas.

Este maior deslocamento pode ser resultado da aproximação desta zona de fratura principal em relação a zona de falha Rincão dos Mouras – Mato Grande, que ocorre a noroeste levemente oblíqua à zona de falha Passo dos Enforcados – Cerro dos Martins – Angélica – Lopes, que se encontra a sudeste (TONIOLO; GIL; SANDER, 2007).

Figura 31: imagem de satélite da região do Cerro dos Martins evidenciando os principais lineamentos (zonas de falhas e fraturas)



Fonte: modificado do *Google Earth Pro*.

7.5 Comparações petrográficas

As rochas pertencentes aos dois primeiros eventos magmáticos (E1 e E2), com certa clareza, podem ser associadas às rochas vulcânicas pertencentes à Formação Hilário, por mais que as rochas subvulcânicas tenham sido termicamente afetadas, fato que torna sua comparação um pouco mais complicada.

Os fluidos ricos em carbonatos e/ou CO₂, relacionados ao primeiro episódio hidrotermal, podem ter ocorrido de forma concomitante ao vulcanismo Hilário, ou serem produto de um dos episódios vulcânicos seguintes (Acampamento Velho e Rodeio Velho). O vulcanismo Acampamento Velho também contempla presença de carbonatos como produto de alteração em plagioclásio devido a hidrotermalismo, relatado em Almeida *et al.* (2007) e Matté (2016).

Já as rochas pertencentes ao terceiro evento magmático (E3) contemplam uma mineralogia distinta, cujas características são semelhantes aquelas descritas em rochas pertencentes ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul e a Formação Serra Geral.

Na região de Lavras do Sul, as rochas petrograficamente semelhantes ao evento E3, pertencentes ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul, foram descritas por Gastal *et al.* (2006) e apresentam idades em torno de 600 Ma. Estas rochas, denominadas como monzodiorito Arroio do Jacques, apresentam-se de forma alongada, incluindo diorito (gabro) com ortopiroxênio, monzodiorito e quartzo monzodiorito. Segundo Gastal *et al.* (2006), as características petrográficas são:

O Monzodiorito Arroio do Jacques é constituído por diorito e monzodiorito, e evolui até quartzo monzodiorito. Todos exibem textura equigranular média, ou seriada média a fina, e incluem andesina/labradorita, Mg-augita e Mg-biotita. Grãos de K-feldspato e, mais raro, de quartzo são anédricos e intersticiais, e ilmenita e apatita são os principais acessórios. Nos termos menos evoluídos, a Fe-enstatita é comum e a Mg-biotita é relativamente tardia na cristalização. Na Fe-enstatita, lamelas de exsolução segundo (001), muito finas < 1 µm), são ocasionais, sugerindo tratar-se de pigeonita invertida. A evolução é marcada pelo desaparecimento da Fe-enstatita, decréscimo de Mg-augita, e natureza mais precoce na cristalização da Mg-biotita. Mg-hornblenda em coronas ao redor da Mg-augita, ou em escassos grãos intersticiais, está restrita aos termos mais evoluídos próximos. A actinolita é comum nos núcleos de Mg-augita, porém a maior abundância de actinolita, biotita esverdeada e clorita ocorre em amostras situadas no contato com os granitos (GASTAL, *et al.*, 2006, p 115).

Já as rochas intrusivas pertencentes à Formação Serra Geral, compostas principalmente de diabásio, são descritas petrograficamente por Machado *et al.*, (2005), apresentando idades em torno de 130 Ma. Estas rochas afloram em boa parte da região sul do Brasil, com termos subvulcânicos intrusivos em inúmeras áreas cristalinas, essencialmente ao longo de lineamentos NW-SE. No estado de São Paulo, apresentam as seguintes características, segundo aquele autor:

Coloração variando de cinza até negra, com tons mais ou menos esverdeados, predominantemente mesocráticos, embora também ocorram termos mais leucocráticos. A granulação destas rochas varia de fina a grossa. A textura predominante é intergranular, não sendo raras a ofítica, subofítica, granofírica e intersertal. Menos comuns são as texturas pilotaxítica, hialofítica e poiquilítica.

A composição mineralógica dos corpos intrusivos estudados envolve essencialmente plagioclásio, piroxênios (augita e pigeonita), minerais opacos (magnetita, ilmenita e sulfetos) e olivina. A mesóstase está sempre presente, podendo ser microgranular, micrográfica ou vítrea.

Os cristais de plagioclásio possuem formas variadas, como prismáticas, ripiformes, aciculares, e mesmo de microcristais presentes na mesóstase. Mostram-se como cristais bem zonados, com núcleos chegando a labradorita nos litotipos mais básicos, e naqueles mais ácidos as bordas chegam a oligoclásio. Constituem de 25% até 50% do volume das rochas nos corpos amostrados. São comuns as geminações do tipo albita, ocorrendo também as do tipo Carlsbad e do periclínio. Já os piroxênios são representados principalmente por augita, com concentração variando de 3 a 39% do volume da rocha, com formas prismáticas a granulares. O tamanho dos cristais varia de micrométricos até próximos a 2 mm nas rochas de granulação grossa.

A pigeonita é outro piroxênio presente nestas rochas. Ocorre sempre em menor volume que a augita, com porcentagem variando de 0 a 10%. O hábito é granular, amebóide e até prismático.

Os minerais opacos representam de 4 a 20% do volume das rochas estudadas, com hábito variando de cúbico, octaédrico, prismático, retangular, tabular, acicular, amebóide e esqueletiforme, sendo representados por magnetita, ilmenita e sulfetos. Foi possível verificar que os minerais opacos com forma acicular são predominantes em rochas com características de resfriamento rápido, com a presença de mesóstase vítrea e cristais de plagioclásio mal formados.

A olivina é mais comum na forma de pseudomorfo de filossilicatos de coloração esverdeada. Constituem cristais subedrais a anedrais, e representam de 0 até 5% do volume da rocha, com dimensões submilimétricas. Frequentemente estão inclusas na augita, aparentando ser substituída por esta.

A mesóstase ocorre na forma microgranular e vítrea. No primeiro caso, é constituída de maneira geral por cristalitos e microcristais de clinopiroxênios, apatita e plagioclásio, chegando a representar de 0 a 40% do volume das rochas estudadas. A mesóstase vítrea é comum nos diques e sills poucos espessos tendo em vista o rápido resfriamento da rocha em contato com o litotipo encaixante. De maneira geral, podem chegar até 60% do volume da

rocha e apresentam coloração amarronzada a negra; quando alteradas, adquirem tons mais esverdeados.

Quando observada, a textura micrográfica é comum e formada principalmente por microcristais de quartzo anedrais e feldspato alcalino, dispostos entre plagioclásios e piroxênios. Nos corpos intrusivos mais diferenciados chega a atingir 10% do volume da rocha. Contudo, a textura micrográfica não é tão comum como a intergranular, que ocorre praticamente em todas as intrusivas estudadas.

A apatita ocorre como prismas euedrais ou subedrais e até mesmo aciculares, presentes principalmente na mesóstase microgranular. Em volume podem chegar até 3% da rocha. As vesículas são normalmente preenchidas por quartzo, calcita, zeólitas ou argilomineral esverdeado. Ocorrem nos limites dos sills (mais freqüente no topo) e nos diques poucos espessos onde estão preenchidas por material vítreo e os seus limites bordejados tangencialmente por microcristais de plagioclásios, indicando que, no momento da formação das vesículas, o processo de cristalização dos minerais e a consolidação do material vítreo ainda estava em marcha. Como minerais acessórios ocorrem apatita, quartzo, carbonato, clorita, titanita e epidoto e, como minerais de alteração, biotita, hornblenda, além de um argilomineral de coloração esverdeada, provavelmente celadonita (Machado *et al.*, 2005, p. 9 a 11).

Associando estes dados, os dados descritos neste trabalho e as datações realizadas por Toniolo (2004), que apresentam idades em torno de 550 Ma para o Diorito Cerro dos Martins, levantam a possibilidade das rochas vinculadas ao terceiro evento magmático pertencerem à Formação Serra Geral, e os dados obtidos por Toniolo (2004) serem resultados de zircões herdados das rochas encaixantes. Porém, para afirmações concretas e realmente conclusivas, análises geoquímicas e novas datações mais precisas (*e.g.* U-Pb SHRIMP em zircão) tornam-se indispensáveis.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O desenvolvimento do presente trabalho possibilitou a separação das rochas ígneas encontradas no Cerro dos Martins como resultado de três eventos magmáticos distintos. Ainda, foi possível identificar dois eventos hidrotermais que assolaram estas rochas, sendo compostos por diferentes materiais.

O primeiro evento magmático é composto por rochas vulcânicas, classificadas como magnetita andesito. Conclui-se que os derrames vulcânicos, aparentemente, ocorreram em ambiente seco. Esses derrames ainda podem ter ocorrido de forma distinta ao longo do tempo, contando com rochas formadas em um regime de alta e rápida descompressão, provavelmente com alta quantidade de voláteis, aliado a

vulcanitos parcialmente cristalizados em câmaras magmáticas subvulcânicas, cuja efusão ocorreu de forma mais branda e, provavelmente, com menor quantidade de voláteis. O segundo evento magmático é formado por andesitos subvulcânicos, classificados como magnetita micro-dioritos. Provavelmente o magma gerador destas rochas ascendeu a câmaras magmáticas de pouca profundidade, no qual cristalizou rapidamente, impedindo o maior desenvolvimento de cristais. Pode-se dizer que estes dois eventos ocorrem de forma simultânea, e suas características petrográficas os associam ao vulcanismo Hilário.

As rochas vulcânicas e subvulcânicas passaram por uma forte atividade hidrotermal rica em carbonatos e/ou CO₂, alterando profundamente estas rochas e determinando a primeira atividade hidrotermal que assolou as rochas do Cerro dos Martins. Acredita-se que esta atividade hidrotermal tenha ocorrido de forma concomitante ao vulcanismo, ou então é um produto vinculado a um dos dois episódios vulcânicos posteriores vinculados a Bacia do Camaquã (vulcanismo Acampamento Velho e vulcanismo Rodeio Velho).

O terceiro evento magmático é marcado pelo Diorito Cerro dos Martins, associado a diques, pontualmente ortocumuláticos, que apresentam relações espaciais semelhantes, dispostos na direção NW - SE. O Diorito Cerro dos Martins, classificado formalmente como magnetita-quartzo-enstatita-diorito com apatita, representa parcelas mais diferenciadas deste evento magmático, demonstrando que houve uma saturação em sílica, formando quartzo de forma intersticial. Características petrográficas demonstram que o magma resfriou de forma lenta e gradual. Já os diques, classificados formalmente como magnetita-olivina-microdiorito ocorrendo pontualmente como olivina diorito cumulático com magnetita e apatita, representariam rochas menos diferenciadas com abundante presença de olivina. Pode-se dizer que estas rochas provavelmente estão associadas ao magmatismo Serra Geral, devido à assembleia mineralógica que a compõe, ao padrão estrutural (fraturas NW – SE) em que estas rochas intrudem e a ausência de carbonatos como produto de alteração, além das datações realizadas por Toniolo (2004), que a princípio excluem possibilidades de vínculo com rochas do vulcanismo Hilário. A intrusão destes corpos causou metamorfismo de contato nas rochas encaixantes, fato observado nas rochas pertencentes ao segundo evento magmático.

Por fim, todas estas rochas, incluindo os dois primeiros eventos magmáticos, foram afetadas por fluídos hidrotermais pertencentes ao segundo episódio hidrotermal, desprovido de carbonatos. Estes fluidos apresentavam, aparentemente, temperaturas consideravelmente elevadas, contribuindo fortemente na alteração e possível metamorfismo encontrado nas rochas encaixantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, Delia Del Pilar Montecinos de et al. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, ordovician of the Camaquã basin (RS-Brazil): preliminary results. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 4, p. 763-768, 2000.

ALMEIDA, Delia Del Pilar Montecinos de et al. The Acampamento Velho Formation, a lower cambrian bimodal volcanic package: geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do bugio, perau and serra de Santa bárbara (caçapava do sul, rio Grande do sul, RS-Brazil). *Gondwana Research*, v. 5, n. 3, p. 721-733, 2002.

ALMEIDA, Delia Del Pilar Montecinos de et al. Late sodic metasomatism evidences in bimodal volcanic rocks of the Acampamento Velho Alloformation, Neoproterozoic III, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 79, n. 4, p. 725-737, 2007.

ALMEIDA, Delia del Pilar Montecinos; CHEMALE JR, Farid; MACHADO, Adriane. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: *Petrology-New Perspectives and Applications*. Vol. 2012. InTech e Open Access Publisher, Rijeka, pp. 73e130.

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de et al. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.

ALMEIDA, Renato Paes de. Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai oriental). 2005. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

ALMEIDA, Renato Paes de et al. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 217, n. 1-4, p. 30-51, 2009.

ALMEIDA, Renato Paes de et al. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, v. 118, n. 2, p. 145-161, 2010.

BABINSKI, Marly et al. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, v. 24, n. 5, p. 439-442, 1996.

BICCA, Marcos Muller. Tectônica e proveniência do grupo Santa Bárbara, região de Minas do Camaquã-RS. 2013. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BLUNDY, Jon. et al. Textural and chemical consequences of post-eruptive pressure changes at Mount St. Helens volcano." *Volcanic and Magmatic Studies Group Meeting*. Dublin, 2008.

BORBA, Andre Weissheimer. Evolução geológica da "Bacia do Camaquã"(Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. 2006. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BORBA, Andre Weissheimer et al. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, v. 20, n. 3, p. 359-375, 2008.

BRÜCKMANN, M. et al. Extended duration of Paraná volcanism 135-119 Ma. *Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Chapada dos Guimarães*. Mato Grosso, res, 2013.

BUCHER, Kurt; GRAPES, Rodney. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media, 2011.

CHEMALE JR, Farid; HARTMANN, Leo Alfraneo; SILVA, LC da. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, v. 10, p. 151-166, 1995.

CHEMALE JR, Farid Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, Michael; DE ROS, Luiz Fernando. Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO- UFRGS, V, 2000. p. 13-52.

CLIMATEMPO, 2019. Disponível em: <<https://www.climatempo.com.br/historico-dados/cidade/1385/cacapavadosul-rs>> Acesso: 15 de maio de 2019.

COMPANHIA BRASILEIRA DE COBRE - CBC. 1978. Relatório de reavaliação na área do decreto nº 70.926 (DNPM 7566/64), Cerro do Martins, município de Caçapava do Sul: relatório preliminar. Porto Alegre. 2 v.

COSTA, Antônio Flávio Uberti. Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre, v. 2, 1997. Tese PhD. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

CPRM. Dados geográficos, geológicos e geofísicos. Disponível em: <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>. Acesso: 8 de maio de 2019.

DE ROS, Luiz Fernando; MORAD, Sadoon; PAIM, Paulo Sergio Gomes. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro—Ordovician guaritas sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 92, n. 3-4, p. 197-228, 1994.

FERNANDES, Luís Alberto Dávila et al. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte I-uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 351-374, 1995a.

FERNANDES, Luís Alberto Dávila et al. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II-uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 375-384, 1995b.

FOSSÉN, Haakon. Geologia estrutural. São Paulo: Oficina dos textos, 2012.

FRAGOSO-CESAR, Antonio Romalino Santos. O craton do Rio de la Plata e o cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú: Anais, 1980. p. 2879-2882.

FRAGOSO-CESAR, Antonio Romalino Santos; LAVINA, Ernesto L. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. Anais, 1984.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. Tectônica de placas no Ciclo Brasiliano: as orogênicas dos cinturões Dom Feliciano e Ribeiro no Rio Grande do Sul. Universidade Federal de São Paulo (USP). Tese de Doutorado, São Paulo: Inst. Geoc.-USP, 366p, 1991

FRAGOSO-CESAR, Antonio Romalino Santos et al. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 3, p. 442-445, 2000.

FRAGOSO-CESAR, Antonio Romalino Santos et al. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. SBG, Enc. Estrat. RS–Escudos e Bacias, v. 1, p. 139-144, 2003.

FRAGOSO-CESAR, Antonio Romalino Santos. Estratigrafia e evolução paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Ocidental, Rio Grande do Sul, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 36, n. 3, p. 550, 2006.

GASTAL, Maria do Carmo et al. Reinterpretação do complexo intrusivo lavras do sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia (207PB/206PB/238U). Revista Brasileira de Geociências, v. 36, n. 1, p. 109-124, 2006.

GILL, Robin. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Bookman Editora, 2014.

GOÑI, J. C.; GOSO, H.; ISSLER, R. S. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 1962. p. 5-33.

GRESSE, Pieter G. et al. Late-to post-orogenic basins of the Pan-African–Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. Basin Research, v. 8, n. 2, p. 157-171, 1996.

HARTMANN, Leo Afraneo et al. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. Gondwana Research, v. 19, n. 1, p. 84-99, 2011.

HARTMANN, Léo Afraneo. A história natural do Grupo Serra Geral desde o Cretáceo até o Recente. *Ciência e Natura*, v. 36, n. 3, p. 173-182, 2014.

HARTMANN, Leo Afraneo; CHEMALE JR, Farid; PHILIPP, Ruy Paulo. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: IANUZZI, Roberto; FRANTZ, José Carlos. In: 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, 2007. 399 p

HARTMANN, Léo Afraneo; SCHNEIDER, João Orestes; MCNAUGHTON, Neal Jesse. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, v. 50, n. 4, p. 364-374, 2008.

HASUI, Yociteru; CARNEIRO, Celso Da Ré; COIMBRA, Armando Márcio. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

INVENTÁRIO FLORESTAL CONTÍNUO – UFSM, 2019. Disponível em: <<http://coralx.ufsm.br/ifcrs/fisiografia.htm>>. Acesso: 07 de setembro de 2019.

JANIKIAN, Liliane et al. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. *Brazilian Journal of Geology*, v. 33, n. 4, p. 349-362, 2003.

JANIKIAN, Liliane et al. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, v. 20, n. 4, p. 259-266, 2008.

JANIKIAN, Liliane et al. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research* 21, 466-482, 2012.

KRISTJÁNSSON, Leó. História da microscopia polarizada, 2015. Disponível em <<https://notendur.hi.is/~leo/>>. Acesso em 2 de maio de 2019.

LEINZ, Viktor; BARBOSA, A. F.; TEIXEIRA, E. A. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Rio Grande do Sul. *Prod. Min., Publ.*, v. 6, p. 39, 1941.

LEITE, Jayme A. D. et al. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 40, n. 8, p. 688-705, 1998.

LEITES, Sérgio Reali et al. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 1990. p. 300-312.

LE MAITRE, Roger Walter *et al.* A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2002.

LENA, Luís Otávio Fortes de et al. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and ^{18}O data from detrital zircons. *Precambrian Research*, v. 247, p. 126-138, 2014.

LIMA, Evandro Fernandes; NARDI, Lauro Valentim Stoll; The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 1, p. 67-77, 1998.

LIMA, Evandro Fernandes; SOMMER, Carlos Augusto, NARDI, Lauro Valentim Stoll. (2007) O vulcanismo Neoproterozóico Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi Roberto & Frantz José Carlos. (eds.) 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 79-95.

LUSA, Marcelo; PHILIPP, Ruy Paulo; NARDI, Lauro Valentim Stoll. Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista, (RS): a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, n. 2, p. 151-166, 2010.

MACEDO, Roberta Adelina Machado de. Significado geológico de uma anomalia geofísica aeromagnética no escudo sul-rio-grandense. Trabalho de conclusão de curso, curso de geologia. Universidade Federal do Pampa, 2018.

MACHADO, Fabio Braz et al. As rochas intrusivas da formação Serra Geral na porção leste da bacia do Paraná no estado de São Paulo: aspectos petrográficos e geoquímicos—resultados preliminares. *Geociências (São Paulo)*, v. 24, n. 1, p. 5-17, 2005.

MACHADO, Nuno; KOPPE, Jair Carlos; HARTMANN, Leo Afraneo. A late Proterozoic U/Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, n. 2-3, p. 87-90, 1990.

MACIEL FILHO, C. L.; SARTORI, P. L. P. Aspectos estruturais da região de São Francisco de Assis, RS. *Ciência e Natura*, v. 1, p. 53-65, 1979.

MACKENZIE, William Scott; ADAMS, A. E. Atlas en color de rocas y minerales en lámina delgada. Elsevier España, 1996.

MARASCHIN, Anderson José et al. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): Implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 2, p. 400-411, 2010.

MARIANI, Patrícia; BRAITENBERG, Carla; USSAMI, Naomi. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 45, p. 209-223, 2013.

MATTÉ, Vinicius. Rochas dioríticas do platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho (Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense). Dissertação (Mestrado), Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

MATTÉ, Vinicius. O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Tese (Doutorado), Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

MILANI, Edison José et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, n. 1, p. 183-205, 2007.

NARDI, Lauro Valentim Stoll; LIMA, Evandro Fernandes de. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências* 15, 139-146, 1985.

NELSON, Stephen T.; MONTANA, Art. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, v. 77, n. 11-12, p. 1242-1249, 1992.

OLIVEIRA, Christie Helouise Engelmann et al. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 246, p. 240-255, 2014.

PAIM, Paulo Sergio Gomes. The Guaritas desert system (Cambro-Ordovician of southern Brazil): an example of a wet desert depositional system. In: 14th International Sedimentological Congress. Recife, Abstracts. 1994. p. 15.

PAIM, Paulo Sergio Gomes, CHEMALE JR., Farid; LOPES, Ricardo da C. (2000) A Bacia do Camaquã. In: M. Holz & L. F. De Ros (Eds) *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, p. 231-274.

PAIM, Paulo Sergio Gomes; CHEMALLE JR, Farid, WILDNER, Wilson. Estágios evolutivos da bacia do Camaquã. *Revista Ciência e Natura*. Santa Maria: 2014, n.36, p. 183-193. 2014.

PAIM, Paulo Sergio Gomes; LOPES, Ricardo da C.; CHEMALE JR, Farid. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã-Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, v. 4, p. 39-50, 1995.

PAIM, Paulo Sergio Gomes; SCHERER, Claiton Marlos dos Santos. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogruppo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos*. São Leopoldo: Universidade do Vale do Rio dos Sinos, p. 38-58, 2003.

PELOSI, Ana Paula de Meireles Reis; FRAGOSO-CESAR, Antonio Romalino Santos. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 2, p. 137-148, 2003.

PHILIPP, Ruy Paulo et al. Oldest age of magmatism in the Passinho arc in the southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do Sul, Brazil. In: 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo-SP, Program and Abstracts. 2014.

PHILIPP, Ruy Paulo; PIMENTEL, Marcio Martins; CHEMALE JR, Farid. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 83-104, 2016.

PINTO, Viter Magalhães et al. Zircon U–Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at~ 135 Ma. *Chemical Geology*, v. 281, n. 1-2, p. 93-102, 2011.

RAITH, Michael M.; RAASE, Peter Raase; REINHARDT, Jürgen Reinhardt. *Guide to thin section microscopy*. University of Bonn, 2011.

REMUS, M. V. D. et al. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. *Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, v. 1, n. 1999, p. 83, 1999.

RIBEIRO, Maurício et al. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul*. Boletim, v. 127, 1966.

RIBEIRO, Maurício. Structural setting of some alkaline pipes in the Rio Grande do Sul Shield. In: *1st International Symposium on Carbonatites, Poços de Caldas*. 1978. p. 171-175.

RIBEIRO, Mauricio; FANTINEL, Lucia Maria. *Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul*. Iheringia, Série Geológica, v. 5, n. 1, 1978.

ROBERTSON, Jacques F. Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. *Notas e estudos*, v. 1, n. 2, p. 41-54, 1966.

ROWLAND, Stephen M.; DUEBENDORFER, Ernest M.; SCHIEFELBEIN, Ilsa M. *Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology*. John Wiley & Sons, 2007.

SANFORD, Robert M.; LANGE, Frederico W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. *AAPG Bulletin*, v. 44, n. 8, p. 1316-1370, 1960.

SANTOS, Edu Lucas dos et al. Divisão lito-estratigráfica do Eo-Cambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 30, p. 670-684, 1978.

SOMMER, Carlos Augusto et al. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 3-4, p. 237-254, 2005.

STRECKEISEN, Albert. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, v. 63, n. 2, p. 773-786, 1974.

STRECKEISEN, Albert. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen*, v. 143, p. 1-14, 1978.

STRECKEISEN, Alex. Albite-epidote-hornfels. Disponível em: <<https://www.alexstrekeisen.it/english/meta/hornfels1.php>>. Acesso: 27 de outubro de 2019.

TONIOLO, João Angelo. Metalogênese do Depósito de Cu Cerro dos Martins, RS. 2004. 1 v. Dissertação (Mestrado), Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

TONIOLO, João Angelo; GIL, Cláudio Antônio Alcântara; SANDER, Andrea. Metalogenia das bacias neoproterozóico-eopaleozóicas do Sul do Brasil. 2007.

TRAVASSOS, Rodrigo Piraine. Interpretação estrutural regional do escudo sul-riograndense-Rio Grande do Sul-Brasil, com base em aeromagnetometria. 2014.

VEDANA Luiz Alberto, PHILIPP Ruy Paulo, BASEI Miguel Angelo Stipp. 2016. Geochemistry and provenance of the Pontas do Salso Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *International Geology Review*. In press.

WAGER, L. R.; BROWN, G. M.; WADSWORTH, W. J. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, v. 1, n. 1, p. 73-85, 1960.

WILDNER, Wilson; NARDI, Lauro Valentim Stoll; LIMA, Evandro Fernandes. Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A Well-Preserved Neoproterozoic–Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review*, v. 41, n. 12, p. 1082-1098, 1999.

WILDNER, Wilson et al. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-

collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, n. 1-2, p. 261-283, 2002.

YODER JR, H. S.; TILLEY, Cecil Edgar. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, v. 3, n. 3, p. 342-532, 1962.

Zerfass, H. & Almeida, D. del P. (1997). Mapa geológico da região dos cerros Bugio e Perau, Município de Caçapava do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia, Série Mapas* 3, Vol.XX, No3, pp.1-15, ISSN 0102-1249.

Zerfass, H.; Almeida, D. del P. & Gomes, C. (2000). Faciology of the Acampamento Velho Formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul – RS). *Revista Brasileira de Geociências*, Vol.30, No3, pp.375-379, ISSN 0375-7536.