



MAURÍCIO DIAS DA SILVA

**NOVOS ESTUDOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS SOBRE A SUÍTE
ALCALINA PASSO DA CAPELA, PIRATINI - RS**

PORTE ALEGRE
2018

MAURÍCIO DIAS DA SILVA

**NOVOS ESTUDOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS SOBRE A SUÍTE
ALCALINA PASSO DA CAPELA, PIRATINI - RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof.^a Dr.^a Márcia Elisa Boscato Gomes
Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus

**PORTE ALEGRE
2018**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Silva, Maurício Dias

Novos estudos petrográficos e geoquímicos sobre a Suíte Alcalina
Passo da Capela, Piratini - RS. / Maurício Dias da Silva.
- Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[112f.] il.

Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Rio
Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientadores: Márcia Elisa Boscato Gomes

Marcus Vinicius Dorneles Remus

1. Fonolitos. 2. Magmatismo Alcalino. 3. Granada Melanita.
4. Petrologia Ígnea. I. Título.

CDU

Catalogação na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila Francine T. Binotto

CRB 10/1743

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil
CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, do Trabalho de Conclusão de Curso “**NOVOS ESTUDOS PETROGRÁFICOS E GEOQUÍMICOS SOBRE A SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA, PIRATINI – RS**” elaborado por MAURÍCIO DIAS DA SILVA, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Andrea Sander

Edinei Koester

Larissa Colombo Carniel

Dedico este trabalho aos meus pais Roseli e Irineu pelo apoio e amor constantes durante todas as minhas jornadas. Dedico também à memória do meu tio Lourenço que sempre acreditou no pequeno Maurício, que agora finalmente será geólogo.

Agradecimentos

É importante dizer que estes agradecimentos foram feitos às 6 horas da manhã do dia da entrega final da monografia.

Os meus agradecimentos iniciais vão para os meus pais Roseli e Irineu pelo amor incondicional, pelo empenho em educar e pela luta diária. Vocês são meus heróis! Agradeço também a minha irmã Letícia pela parceria de longa data e do meu sobrinho João, que espero que alcance todos os seus objetivos. Também não posso esquecer-me de todos os meus familiares, em especial ao meu Tio-avô Lourenço de quem lembrei com muito carinho por acreditar em mim desde muito pequeno.

Ao meu amor que me apoio ao longo de todo esse ano de conclusão de curso e que fez meus dias mais alegres, te amo Patrick. E aos meus amigos de longa data que sempre me aguentaram em todos esses anos - Renan, Davi, Ju, Amandinha's, Gabe e Roger.

Aos meus amigos de geologia que compartilharam comigo a maior experiência da minha vida que foi este longo curso. Em especial para minha amada amiga Elisa que nunca me abandona. Não poderia deixar de citar cada um deles, mesmo que sejam muitos. Aos que me acompanharam desde o início do curso - Beretta, Cíntia e Mari; aos meus amigos ruthes – Victor (muito obrigado pelas contribuições!), Gerônimo, Amanda, Larissa, Nunes e dedei; aos meus colegas de bolsa – Raquel, Bruno, Brose e Tiago; aos meus diplomatas favoritos do CAEG – Max, Casagrande, Sílvia e Gomes; aos meus ativistas e problematizadores da ocupação – Andressa, Sérgio e Nina; as minhas amadas colegas de mapeamento – procrastinadora (Eduarda) e Pri; e ao Diogo Gabriel por rezar por durante minhas provas de estrutural.

Deixo meus agradecimentos ao corpo técnico do IGEO - Susan, Lucas's (anexo e microssonda), Rafael, Natália, Denise, Edgar e todos os outros servidores. Reconheço publicamente a estrutura da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que é pública e de altíssima qualidade, e gostaria de pontuar que eu como aluno cotista recebi todo o apoio e assistência estudantil da PRAE e que isso permitiu minha permanência na UFRGS.

Meu agradecimento mais importante nesse TCC vai para minha orientadora e amiga Márcia Gomes, que é de longe a profissional que mais admiro nas condições normais de Pressão e Temperatura. Sem suas orientações, discussões e conversas, eu não seria metade

do profissional e ser humano que sou. Obrigado professora! Agradeço ao meu orientador Marcus Remus, não só pelas contribuições geológicas e discussões bibliográficas, mas também pelos ensinamentos no tênis de mesa. E a professora Carla Porcher pela grande quantidade de horas/aula e trabalhos de campo (incluindo montanha ativa) que compartilhou seus conhecimentos geotectônicos.

VIVA A DEMOCRACIA, UNIVERSIDADE PÚBLICA E AS COTAS!

“If you can’t love
yourself, how in the
hell you gonna love
somebody else?.”

RuPaul

Resumo

O magmatismo alcalino no Brasil apresenta uma enorme variedade de ocorrências apresentando diversas litologias exóticas distribuídas em suítes e distritos alcalinos, principalmente relacionados à Bacia do Paraná. No Rio Grande do Sul a principal ocorrência de magmatismo alcalino são as rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela, onde são descritos pelo menos 34 corpos hipabissais intrusivos em rochas do Escudo Sul Rio Grandense. Alguns trabalhos pioneiros caracterizaram a petrografia e a geoquímica dessas litologias e verificaram a presença de rochas subsaturadas em sílica representadas por fonolitos e fonolitos tefríticos e, em alguns casos, fonolitos peralcalinos. As idades relacionadas com esse evento são de 99.3 – 76.0 Ma, indicando um evento posterior ao magmatismo da Formação Serra Geral. Para este trabalho, foram estudados 25 corpos, dos quais 24 são classificados como fonolitos e uma ocorrência inédita de rocha menos diferenciada de composição basanítica/tefrítica, o que amplia o conhecimento dessa suíte. Os resultados deste trabalho contribuem para uma classificação e caracterização em detalhe dessas rochas a partir da petrografia, geoquímica e química mineral, o que permite subdividir as litologias entre fonolitos com textura porfirítica e fonolitos com textura afírica/subafírica. Além disso, o estudo mineralógico permitiu caracterizar as zonações compostionais complexas presentes nos minerais, principalmente, no piroxênio, no feldspato e na granada melanita que ocorrem junto com feldspatóides (noseana e hauína) como fenocristais. O presente trabalho traz uma contribuição importante de novos dados para esta suíte e revela que muitos estudos ainda precisam ser feitos para o entendimento do magmatismo alcalino mesozoico no Rio Grande do Sul.

Palavras-Chave: Fonolitos, Petrologia Ígnea, Magmatismo Alcalino, Granada Melanita.

Abstract

The alkaline magmatism in Brasil presents an enormous variety of occurrences with diverse exotic lithologies distributed in suites and alkaline districts, mainly related to the Paraná basin. In Rio Grande do Sul the main occurrence of alkaline magmatism are the Suíte Alcalina Passo da Capela rocks, where at least 34 hipabyssal bodies are intruded in rocks of the Sul Rio Grandense shield. Some pioneering works characterized the petrography and geochemistry of these lithologies and verified the presence of silicon subsaturated rocks represented by phonoliths and tephritic phonoliths and, in some cases, peralcaline phonoliths. The ages related to this event are 99.3 – 76.0 Ma, indicating an event subsequent to the Serra Geral Formation magmatism. For this study, 25 bodies were studied, of which 24 are classified as phonoliths, and an unprecedented occurrence of a less differentiated rock of basantic / tephritic composition, that broadens the knowledge of this suite. The results of this work contribute to a detailed classification and characterization of these rocks using petrography, geochemistry and mineral chemistry, which allows subdivide the lithologies between phonoliths with porphyritic texture and phonoliths with afiric/subafiric texture. Besides that, the mineralogical study allowed to characterize compositional zonations present in the minerals, mainly in pyroxene, feldspar and melanite garnet that occur along with feldspathoids (noseane and hauyne) as fenocrystals. The present work brings an important contribution of new data to this suite and reveals that many studies still need to be done to understand the mesozoic alkaline magmatism in Rio Grande do Sul state.

Keywords: Phonolites. Igneous Petology. Alkaline Magmatism. Melanite Garnet.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO, GERADO NO ARC MAP 2010.	16
FIGURA 2: CLASSIFICAÇÃO MODAL DE ROCHAS VULCÂNICAS (STRECKSEISEN, 1978). Q = QUARTZO, P= PLAGIOCLÁSIO, F = FELDSPATÓIDE, A = FELDSPATO ALCALINO	20
FIGURA 3: DIAGRAMA TAS.	21
FIGURA 4: MAPA RELACIONANDO PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS COM A OCORRÊNCIA DE ROCHAS ALCALINAS NA BACIA DO PARANÁ.....	24
FIGURA 5: MAPA GEOLÓGICO DA SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA.....	26
FIGURA 6: ESPECTROÔMETRO DE FRX RIX 2000 DA RIGAKU.....	34
FIGURA 7: MICROSSONDA ELETRÔNICA CAMECA SXFive, CPGQ - IGE - UFRGS.	36
FIGURA 8: MICROSCÓPIO ELTRÔNICO DE VARREDURA, MODELO JEOL JSM-6610LV, CPGQ - IGE - UFRGS.....	37
FIGURA 9: MAPA AEROGAMAESPECTROMÉTRICO DE CONTAGEM TOTAL (CT), GERADO NO GEOSOFT PARA ROCHAS DA SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA.....	44
FIGURA 10: MAPA AEROMAGNETOMÉTRICO, GERADO NO GEOSOFT PARA SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA.	44
FIGURA 11: FOTO EM LUPA BINOCULAR MOSTRANDO TEXTURA AFÍRICA DO CORPO 39.....	51
FIGURA 12: FOTOMICROGRAFIAS EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES CRUZADOS (À ESQUERDA) E PARALELOS (À DIREITA) MOSTRANDO FENOCRISTAL DE HAUÍNA TEXTURA AFÍRICA E TRAQUÍTICA DA AMOSTRA 39.....	51
FIGURA 13: FOTOS DE FEIÇÕES DE MISTURA NO CORPO 03.....	51
FIGURA 14: IMAGEM BSE COM PONTOS DE ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL MOSTRANDO FEIÇÕES DA MATRIZ DAS ROCHAS DA VARIEDADE DAS ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA.	52
FIGURA 15: IMAGEM BSE COM PONTOS DE ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL MOSTRANDO FEIÇÕES DA MATRIZ DAS ROCHAS NO CONTATO ENTRE AS MISTURAS DA VARIEDADE COM MISTURA DAS ROCHAS AFÍRICAS.	54
FIGURA 16: IMAGEM EM BSE EM DETALHE QUE INDICAM A MATRIZ DO MAGMA INCLUÍDO NAS ROCHAS AFÍRICAS....	56
FIGURA 17: FOTO EM MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO INDICANDO A MATRIZ DAS ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA, EM LUZ NATURAL (ESQUERDA) E EM LUZ REFLETIDA(À DIREITA).....	56
FIGURA 18: IMAGEM EM LUZ REFLETIDA (À ESQUERDA) E LUZ NATURAL (À DIRETA) DO CONTATO ENTRE MISTURAS NAS ROCHAS AFÍRICAS. IMAGEM BSE (INFERIOR) DA MATRIZ COM PONTOS DE ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL.....	56
FIGURA 19: : IMAGEM EM LUZ REFLETIDA (À DIRETA) MOSTRANDO O MAGMA INCLUÍDO NAS ROCHAS AFÍRICAS E E A IMAGEM BSE (À ESQUERDA) DA MATRIZ COM PONTOS DE ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL.....	57
FIGURA 20: MAPAS EM MEGACRISTAL DE SANIDINA. MAPA COMPOSICIONAL DE Ba (À ESQUERDA), MAPA COMPOSICIONAL DE Sr (À DIREITA) E IMAGEM BSE (INFERIOR).	59
FIGURA 21: GRÁFICOS MOSTRANDO ZONAÇÃO COMPOSICIONAL EM MEGACRISTAL, MOSTRANDO TEORES DE MEMBROS FINAIS (À ESQUERDA) E VARIAÇÕES NOS TEORES DE Ba E Sr (À DIREITA).	60
FIGURA 22: GRÁFICOS MOSTRANDO ZONAÇÃO COMPOSICIONAL EM FENOCRISTAL, MOSTRANDO TEORES DE MEMBROS FINAIS (À ESQUERDA) E VARIAÇÕES NOS TEORES DE Ba E Sr (À DIREITA).	61
FIGURA 23: GRÁFICO Ab VS Or, MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DO FELDSPATOS DA MATRIZ, FENOCRISTAIIS E MEGACRISTAIIS.	62
FIGURA 24: GRÁFICO MOSTRANDO VARIAÇÃO DOS TEORES DE Fe, Mg E Na NOS PIROXÊNIOS ZONADOS.....	65
FIGURA 25: MAPA DE RAIOS-X MOSTRANDO VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DO Ti (VERMELHO) DE UM PIROXÊNIO ZONADO.....	65
FIGURA 26: O MAPA COMPOSICIONAL DE RAIOS-X MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DO Ti(VERMELHO) EM DIFERENTES CORTES DE UM FENOCRISTAL DE GRANADA.	68
FIGURA 27: FOTO EM LUPA BINOCULAR DA AMOSTRA DO CORPO 29, INDICANDO A TEXTURA PORFÍRICA GROSSA (À ESQUERDA) E A TEXTURA GLOMEROPORFÍRICA (À DIREITA).	70
FIGURA 28: FOTOMICROGRAFIAS EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES PARALELOS (À ESQUERDA) E CRUZADOS (À DIREITA) MOSTRANDO MATRIZ TRAQUÍTICA CONTORNADO AGREGADO DE PIROXÊNIO, GRANADA E Ti-MAGNETITA NA AMOSTRA DO CORPO 40.	70
FIGURA 29: FOTOMICROGRAFIAS EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES PARALELOS (À ESQUERDA) E CRUZADOS (À DIREITA) MOSTRANDO TEXTURA GLOMEROPORFÍRICA ENTRE GRANADA E PIROXÊNIO.	70

FIGURA 30: IMAGEM EM MICROÓPIO PETROGRÁFICO MOSTRANDO FENOCRISTais DE SANIDINA ZONADOS E COM EXTINÇÃO ONDULANTE EM MATRIZ FINA. EM LUZ NATURAL (À ESQUERDA) E EM LUZ POLARIZA (À DIREITA).....	70
FIGURA 31: FOTOMICROGRAFIas EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES PARALELOS MOSTRANDO PIROXÊNIO ZONADO (À ESQUERDA) E ESQUELETAL NÃO ZONADO (À DIREITA).....	71
FIGURA 32: MAPAS COMPOSICIONAIS DE RAIOS-X EM MICROSSONDA ELETRÔNICA DE GRANADA E PIROXÊNIO. À DIREITA MAPA DE COMPOSIÇõES AZUL (Si), VERMELHO (Ti) E VERDE (Ca). À ESQUERDA MAPA MOSTRANDO VARIAÇõES EM Ti EM TONS DE AMARELO, O MAIS CLARO MAIS RICO EM Ti.	71
FIGURA 33: FOTOMICROGRAFIas DE AGREGADOS DE PIROXÊNIos EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES PARALELOS (A); (B) AGREGADO DE PIROXÊNIos + MATRIZ EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES CRUZADOS; FOTOMICROGRAFIas EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES PARALELOS DA TITÂNITA LOSANGULAR COMO FENOCRISTal(C), E TITÂNITA PRISMÁTICA ASSOCIADA A GLOMEROPORFIROS DE PIROXÊNIos (D).FOTOMICROGRAFIas EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES PARALELOS MOSTRANDO PSEUDOMORFOSE DE ZEÓLITA SOBRE FELDSPATÓIDE (E), EM DETALHE (F);	71
FIGURA 34: FOTO EM LUPA BINOCULAR DE MEGACRISTAL DE BIOTITA NO DIQUE MÁFICO.....	73
FIGURA 35: FOTOMICROGRAFIas EM LUZ TRANSMITIDA DE PIROXÊNIO VERDE ESQUELÉTICO E NÃO ZONADO.....	73
FIGURA 36: IMAGEM BSE DE PIROXÊNIO VERDE NÃO ZONADO EVIDENCIANDO AS CAVIDADES PREENCHIDAS PELA MATRIZ. PONTOS DE ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL	74
FIGURA 37: FOTO EM MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO DE PIROXÊNIO COM CENTRO VERDE E BORDA ZONADA, (À ESQUERDA) DETALHE DA BORDA COM INCLUSõES DE APATITA E (À DIREITA) PIROXÊNIO COM CENTRO VERDE.....	75
FIGURA 38: IMAGEM BSE DE PIROXÊNIO COM CENTRO VERDE E BORDA ZONADA COM PONTOS DE ANÁLISE.....	75
FIGURA 39: GRÁFICO MOSTRANDO VARIAÇÃO DE Ca, Fe e Mg nos PIROXÊNIos COM CENTRO VERDE. O GRÁFICO APRESENTA DO CENTRO AS MEDIDAS DO CENTRO ATÉ A BORDA COMO APRESENTADO NA TABELA 23.....	76
FIGURA 40: FOTOMICROGRAFIas EM LUZ TRANSMITIDA COM POLARIZADORES PARALELOS DE PIROXÊNIO COM CENTRO INCOLOR E BORDA ZONADA.	77
FIGURA 41: GRÁFICO APRESENTANDO ZONAÇÃO COMPOSICIONAL NO PIROXÊNIO COM CENTRO INCOLOR.	77
FIGURA 42: FOTO EM MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO DE PIROXÊNIO INCOLOR NO DIQUE MÁFICO.	78
FIGURA 43: IMAGEM BSE DE PIROXÊNIO INCOLOR COM PONTOS DE ANÁLISE.	79
FIGURA 44: GRÁFICO APRESENTANDO ZONAÇÃO COMPOSICIONAL NO PIROXÊNIO COM CENTRO INCOLOR.	79
FIGURA 45: IMAGEM DE MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO DE FENOCRISTAL DE OLIVINA NO DIQUE MÁFICO.	81
FIGURA 46: IMAGEM EM MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO DE FLOGOPITA NO DIQUE MÁFICO.	82
FIGURA 47: MOSAICO DE IMAGEM DE FLOGOPITA EM MICROSSONDA ELETRÔNICA, EM LUZ NATURAL.....	82
FIGURA 48: DIAGRAMA ÁLCALIS VS SÍLICA (TAS), PARA ROCHAS DA SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA. LAM = DIQUE MÁFICO, M01 = TRAQUITO	86
FIGURA 49: DIAGRAMAS RARKER Mg, Al, Ti e Fe vs Si.	89
FIGURA 50:DIAGRAMAS RARKER Mn, Ca, K, Na, Cr e P vs Si.	90
FIGURA 51: DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TRAÇOS Ba vs Sr, Sr vs Pb, Rb vs Sr, Rb vs D.I., Nb vs Zr e Rb vs Zr. ...	91
FIGURA 52: DIAGRAMAS RARKER Rb vs Nb+Y, Y/Nb vs Zr/Nb, Nb vs Y, Rb vs Y, Pb vs D.I. e I.A. vs D.I.....	92
FIGURA 53: DIAGRAMAS RARKER Zr vs D.I., Sr vs D.I. e Ba vs D.I.....	93
FIGURA 54: MAPA GEOLÓGICO COM INSERÇÃO DAS VARIEDADES LITOLOGICAS DA SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA. O DIQUE MÁFICO APRESENTADO NO MAPA NÃO ESTÁ REPRESENTADO NA ESCALA DO MAPA.....	94
FIGURA 55: GRÁFICO Mg vs Si MOSTRANDO O TREND EVOLUTIVO DAS ROCHAS DA SUÍTE.	97
FIGURA 56: GRÁFICO Al vs Si MOSTRANDO DIFERENCIACõO ENTRE AS ROCHAS DA SUÍTE.	97
FIGURA 57: GRÁFICO Y/Nb vs Zr/ Nb.....	99
FIGURA 58: OCORRÊNCIAS DOS MINERAIS NAS DIFERENTES LITOLOGIAS.	99

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: RELAÇÃO DOS CORPOS E AMOSTRAS ESTUDADOS POR BARBIERI <i>ET AL.</i> (1987) COM SUAS CLASSIFICAÇÃO .	27
TABELA 2: RESUMO DAS PRINCIPAIS FEIÇÕES PETROLÓGICAS DE CADA VARIEDADE PETROGRÁFICA.	28
TABELA 3: DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS DAS LITOLOGIAS DA SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA. MÁFICO = DIQUE MÁFICO, PORFIRÍTICO = FONOLITOS COM TEXTURA PORFIRÍTICA, AFÍRICO = FONOLITOS COM TEXTURA AFÍRICA, MISTURA = FONOLITOS COM TEXTURA AFÍRICA COM MISTURA DE MAGMA.	42
TABELA 4: COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE FELDSPATO ALCALINO DAS AMOSTRAS 39 E 20.	47
TABELA 5: ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL DE FELDSPATÓIDES. I= INCLUSÃO, F= FENOCRISTAL.	48
TABELA 6: ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL DE PIROXÊNIOS.	49
TABELA 7: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DOS FELDSPATOS DA MATIZ NAS ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA.	50
TABELA 8: ANÁLISES DE PIROXÊNIOS NA VARIEDADE DE ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA.	50
TABELA 9: ANÁLISE DE QUÍMICA MINERAL EM FELDSPATÓIDES DA VARIEDADE DAS ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA...	52
TABELA 10: ANÁLISE DA MATRIZ DA VARIEDADE NAS ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA.	53
TABELA 11: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DO CONTATO ENTRE MISTURAS NAS ROCHAS AFÍRICAS.....	53
TABELA 12: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DOS FELDSPATOS PRESENTES COMO MICROFENOCRISTAIOS NO MAGMA RESIDUAL INCLUÍDO NAS ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA.	55
TABELA 13: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DOS INTERSTÍCIOS (MESÓTASE) PRESENTES NO MAGMA INCLUÍDO NAS ROCHAS AFÍRICAS COM MISTURA.	55
TABELA 14: ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL NOS MEGACRISTAIOS DAS LITOLOGIAS PORFIRÍTICAS. CENT = CENTRO DO MINERAL, INT = INTERMEDIÁRIO, BORD = BORDA.	60
TABELA 15: DADOS DE QUÍMICA MINERAL EM FENOCRISTAL REVELANDO ZONAÇÃO COMPOSICIONAL.	61
TABELA 16: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DOS FELDSPATOS DA MATRIZ DE ROCHA PORFIRÍTICA, CORPO 29.....	62
TABELA 17: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DOS FELDSPATÓIDES DAS LITOLOGIAS PORFIRÍTICAS. F= FENOCRISTAL.....	63
TABELA 18: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DE PIROXÊNIO REPRESENTANDO A ZONAÇÃO COMPOSICIONAL. BORD= BORDA, INTER = INTERMEDIÁRIO.	64
TABELA 19: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DE PIROXÊNIOS DA MATRIZ NAS ROCHAS PORFIRÍTICAS.	66
TABELA 20: DADOS DE QUÍMICA MINERAL EM PIROXÊNIOS EM DIFERENTES CUMULATOS. AGREG = AGREGADO PIROXENITICOS, CUM = CUMULATOS GLOBULARES, HEDEM = HEDEMBERGITA, DIO = DIOPSÍDIO.	67
TABELA 21: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DE FENOCRISTAIOS DE GRANADAS NAS ROCHAS PORFIRÍTICAS.	68
TABELA 22: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DE FENOCRISTAL DE PIROXÊNIO VERDE NÃO ZONADO.	74
TABELA 23: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DE FENOCRISTAL DE PIROXÊNIO COM CENTRO VERDE E BORDA ZONADA....	76
TABELA 24: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DE PIROXÊNIO COM CENTRO INCOLOR E BORDA ZONADA. INC= INCOLOR, COLOR= BORDA COLORIDA.	77
TABELA 25: DADOS DE ANÁLISE DO FENOCRISTAL DE PIROXÊNIO INCOLOR. C=CENTRO, B= BORDA.	78
TABELA 26: DADOS QUÍMICA MINERAL DOS PIROXÊNIOS DA MATRIZ NO DIQUE MÁFICO.	80
TABELA 27: DADOS QUÍMICA MINERAL DE OLIVINA.	80
TABELA 28: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DE FLOGOPITAS NO DIQUE MÁFICO. FENO= FENOCRISTAL, XEN= XENÓLITO.	81
TABELA 29: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DOS CONSTITUINTES FÉLICOS DA MATRIZ DO DIQUE MÁFICO.	81
TABELA 30: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DOS FELDSPATOS DA ROCHA M01. FENO= FENOCRISTAL.	83
TABELA 31: DADOS DE QUÍMICA MINERAL DA CLORITA DA ROCHA.....	84
TABELA 32: RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DAS DIFERENTES ROCHAS DA SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA, EXCLUINDO O PONTO M01.	85
TABELA 33: TABELA DE ÍNDICES CALCULADOS PARA CADA LITOLOGIA ESTUDADA.....	87
TABELA 34: NORMA CIPW CALCULADA PARA TODAS AS LITOLOGIAS.	87
TABELA 35: DADOS GEOQUÍMICOS DE ROCHA TOTAL DE ELEMENTOS MAiores. N.D. = NÃO DETECTADO.	110
TABELA 36: DADOS GEOQUÍMICOS DE ROCHA TOTAL DE ELEMENTOS TRAÇO. N.D. = NÃO DETECTADO.	111

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

CT - Contagem Total

DRX – Difração de Raios X

EPMA – Microssonda Eletrônica

ESRG - Escudo Sul-riograndense

Fm - Formação

FRX – Fluorescência de Raios X.

GNSS - Global Navigation Satellite System

GPS - Sistema de Posicionamento Global

MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura

SIG - Sistema de Informações Geográficas

UTM - Universal Transversa de Mercator

Minerais

Analc- analcima

Ap - apatita

Flog – flogopita

Grt- granada

Hau- Hauína

Kf- Feldspato alcalino

Nos- nosena

Ol – olivina

Pl –plagioclásio

Tit- titanita

Sumário

1.	INTRODUÇÃO	15
1.1	OBJETIVOS.....	16
1.2	JUSTIFICATIVAS.....	16
2.	ESTADO DA ARTE.....	18
2.1	ROCHAS ALCALINAS	18
2.2	MAGMATISMO ALCALINO NO BRASIL.....	22
2.3	SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA.....	24
2.4	DIQUES DE OLIVINA-DIABÁSIO	29
3.	MÉTODOS E FERRAMENTAS	31
3.1	MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	31
3.2	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS.....	31
3.3	PETROGRAFIA.....	33
3.4	GEOQUÍMICA	33
3.5	QUÍMICA MINERAL	35
3.6	SIG E GEOFÍSICA	38
4.	RESULTADOS	40
4.1	ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS	40
4.2	Variedades Petrográficas e QuímicaMineral	45
4.2.1	Fonolitos Afíricos	45
4.2.1.1	Petrografia - Fonolitos Afíricos.....	45
4.2.1.2	Fonolitos afíricos com mistura.....	49
4.2.2	Fonolitos Porfiríticos	57
4.2.3	Dique máfico – Basanito (LAM).....	72
4.2.4	M01 – Traquito.....	83
4.3	GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	85
4.4	MAPA GEOLÓGICO	94
5.	DISCUSSÕES	95
6.	CONCLUSÕES.....	102
7.	REFERÊNCIAS	104
8.	APÊNDICES.....	109

1. INTRODUÇÃO

O objeto de estudo deste trabalho de conclusão de curso é a Suíte Alcalina Passo da Capela localizada no município de Piratini (Figura 1) na região central do estado do Rio Grande do Sul. Essa suíte foi pioneiramente denominada como Província Alcalina do Rio Grande do Sul, por Ribeiro (1971); Horbach *et al.* (1986) propuseram o termo Suíte Alcalina Passo da Capela, que eventualmente é chamada de Suíte Piratini, para rochas alcalinas intrusivas subsaturadas em sílica na região de Piratini. Além destes, diversos trabalhos estudaram as rochas da suíte, como Barbieri *et al.* (1987) Burger (1998), Viero (1998), Phillip *et al.* (2005), Olandi Filho *et al.* (2009) e Horota (2014).

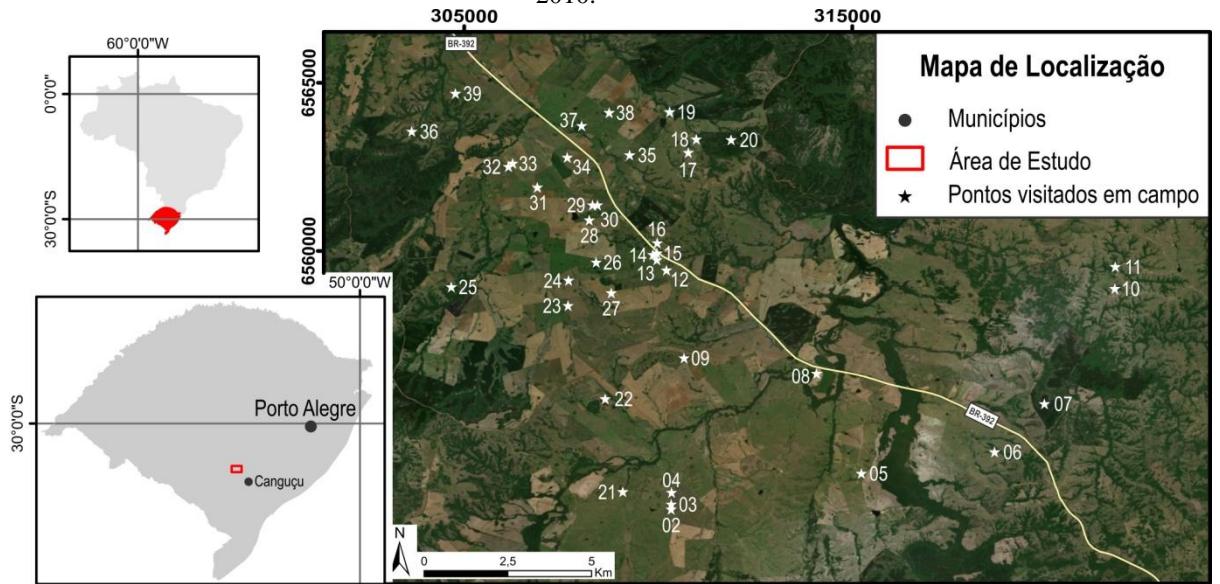
Atualmente entende-se que a suíte apresenta rochas de composições fonolíticas, variando de termos menos diferenciados como fonolitos terfríticos até termos mais diferenciados como fonolitos. Não há um consenso sobre a quantidade de intrusões existentes, mas maior parte dos trabalhos consideram 34 ocorrências. Essas rochas apresentam termos hipabissais rasos, com textura porfirítica e matriz traquítica muito fina, também são descritos corpos com textura afírica a subafírica. A mineralogia descrita é composta por feldspato alcalino, feldspatóides (nefelina e noseana), clinopiroxênios (salita e aegerina-augita) e granada (melanita). Os acessórios são apatita, zircão, titânita e óxidos de ferro.

Essas rochas estão contextualizadas num período de tafrogênese (ALMEIDA, 1983) entre o mesozoico e cenozoico com a reativação de falhas antigas e a formação de novas falhas, associadas à rochas do Escudo Sul Rio-grandense. Entende-se que o posicionamento das chaminés alcalinas apresenta orientação preferencialmente para NW (BURGER *et al.*, 1988).

Estudos geoquímicos realizados nas rochas indicam uma subdivisão das rochas entre fonolitos tefríticos, fonolitos e fonolitos peralcalinos (BARBIERI *et al.*, 1987), indicando uma diferenciação magmática entre esses termos. Barbieri *et al.* (1987) realizaram determinações K/Ar que indicam idades entre 76.0 - 99.3 Ma para essas rochas e Machado (2014) encontrou uma idade de 86 Ma por traço de fissão.

Este estudo visa contribuir com novos dados petrográfico, geoquímicos e de química mineral de modo a propor uma diferenciação entre as litologias e a uma classificação individual dos corpos.

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com pontos amostrados em campo, gerado no Arc Map 2010.



Fonte: elaborado pelo autor.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral deste estudo é contribuir com novos dados petrográficos, geoquímicos, de química mineral e de sensoriamento remoto no entendimento do magmatismo alcalino subsaturado que ocorre na Suíte Alcalina Passo da Capela.

Com isso, este trabalho possui as seguintes metas:

Caracterizar as ocorrências de rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela, procurando classificar individualmente um amplo número de corpos.

Caracterizar a petrografia, mineralogia, geoquímica de rocha total e química mineral das diferentes litologias, para entender processos de zonação presentes em granada, clinopiroxênio e feldspato alcalino.

1.2 JUSTIFICATIVAS

O estudo de rochas alcalinas tem grande importância para a compreensão dos processos petrológicos, geoquímicos e geotectônicos relacionados com o magmatismo de ambientes continentais extensionais. Comumente as rochas alcalinas são alvo de estudos detalhados para o possível aproveitamento econômico para elementos estratégicos (Nb, U, Th e etc) e até mesmo para o uso como fertilizantes e

agrominerais.

O estudo do magmatismo alcalino é tema de grande interesse e motivo de discussões na comunidade científica, especialmente pela grande variedade de rochas. Muitos trabalhos dedicam estudos detalhados para entender a origem de sua variação faciológica, às condições físico-químicas dos magmas, os mecanismos e os processos de evolução magmática, e por fim, a natureza e a fonte dos magmas.

Para este trabalho de conclusão de curso escolheu-se estudar a Suíte Alcalina Passo da Capela, e entre as principais motivações está a diversidade de rochas e de minerais única em rochas alcalinas presente na suíte.

Esse trabalho contribui com a ampliação e atualização do banco de dados, visto que a maior parte dos dados da região são antigos, principalmente os geoquímicos, (Barbieri *et al.*, 1987 e Burger *et al.*, 1988). Desta forma, este trabalho adiciona novos dados e oportuniza a reavaliação de dados petrográficos, geoquímicos e de química mineral pré-existentes. Além disso, sabe-se que existem diferentes tipos petrográficos e geoquímicos, mas ainda não há uma integralização desses dados buscando avaliar a existência de tendências na distribuição espacial dos corpos. Com isso, pondera-se que diferentes tipos litológicos podem apresentar características distintivas quanto as suas formas, tamanhos, as relações com as encaixantes e com as estruturas em escala regional.

Assim, este estudo justifica-se por sua contribuição tanto para a produção de mais dados da geologia local, como para o entendimento de processos nos domínios da mineralogia e da petrografia, que apresenta uma diversidade importante nessas rochas.

2. ESTADO DA ARTE

Para o desenvolvimento do trabalho um dos maiores desafios foi entender a classificação petrológica das rochas alcalinas, que demonstrou possuir inúmeros termos e classificações específicos a qual, mesmo os geólogos, não estão muito habituados.

Para contextualizar o entendimento das rochas que são o objeto desse estudo, faz-se uma breve revisão sobre algumas ideias a cerca da classificação e caracterização de rochas alcalinas e um contexto geológico da ocorrência do magmatismo alcalino no Brasil, com base no livro de Gomes e Comin-Chiaromonti (2017) “Magmatismo Alcalino Continental da Região Meridional da Plataforma Brasileira”.

2.1 ROCHAS ALCALINAS

“The alkaline rocks constitute a group that is difficult to mark off sharply from their more abundant subalkaline relatives”

N. L. BOWEN, 1928

Classificação

As rochas ígneas alcalinas representam um pequeno volume da crosta terrestre dito como insignificante dentro das rochas ígneas por Sørensen *et al.* (1974), devido a escassez de ocorrências quando comparadas as outras rochas. Por outro lado, existe uma variedade enorme de nomenclaturas para classificar essas litologias. A classificação dessas rochas se torna um desafio na medida em que associada a estes inúmeros nomes petrológicos está a nomeação de tipos litológicos inéditos conforme a localidade na qual a rocha foi descrita pela primeira vez (ex: Jacupiranguito), o que torna ainda mais difícil dominar as nomenclaturas, ainda mais para iniciantes.

Em seu livro *The Alkaline Rocks*, Sørensen *et al.* (1974) definem rochas alcalinas como rochas que possuem um empobrecimento de Si ou de Al, ou até mesmo dos dois. Um análogo a isso é o caso do ortoclásio, um mineral saturado em sílica, onde há uma razão molecular $K_2O:Al_2O_3:SiO_2 = 1:1:6$ que cristaliza em líquidos de diversas composições. Enquanto a moscovita, mineral que cristaliza

apenas em condições onde há uma deficiência de Si em relação aos álcalis e alumínio, com a razão $K_2O:Al_2O_3:SiO_2 = 1:1:3$, ou seja, uma queda na razão de sílica precisa ser compensada com a cristalização de uma fase subsaturada em sílica. Portanto rochas alcalinas irão necessariamente cristalizar minerais alcalinos que indiquem o tipo de subsaturação do magma.

Podemos então pensar nas rochas alcalinas como produtos de magmas que vão ter excesso de álcalis quando comparados ao Si e ao Al. Nos casos onde apenas o silício é deficiente (subsaturação em sílica) haverá cristalização de feldspatóide, nos casos onde apenas há deficiência em alumínio haverá cristalização de quartzo e no caso de ambos, Al e Si subsaturados no líquido, então há condições de cristalizar Napiroxênios e Na-anfibólios associado com feldspatóides, lembrando que o feldspato alcalino ocorre em todas as condições.

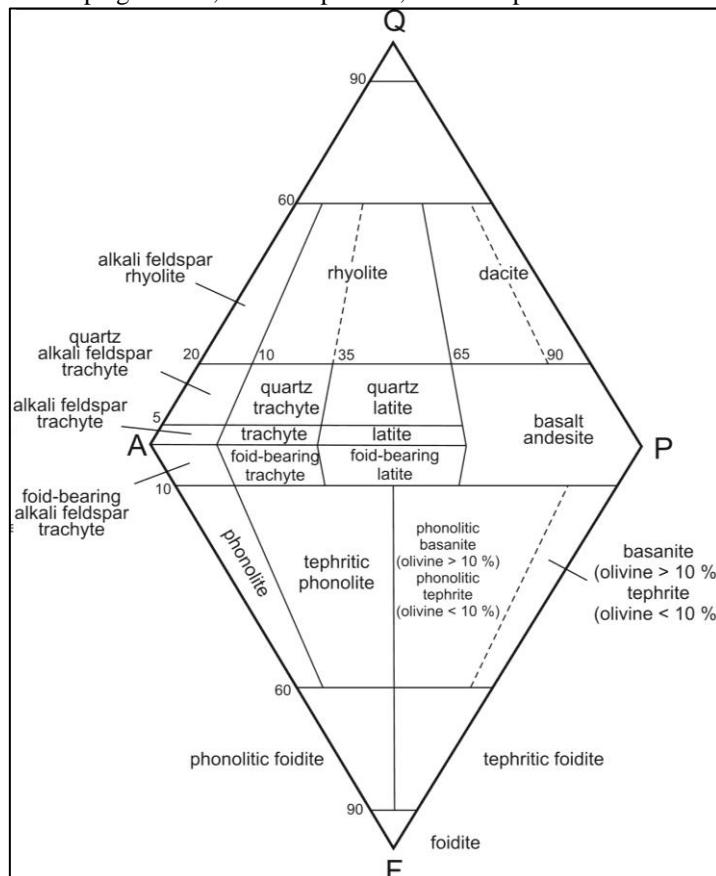
Sørensen *et al.* (1986), admitem que a classificação possui algumas problemáticas, entre elas o fato de algumas províncias descritas como alcalinas na literatura não serem *stricto sensu* alcalinas conforme a classificação, a exemplo de shoshonitos, lamprófiros e kimberlitos que também podem ter afinidade calco-alcalina ou minerais normativos que não configuram a classificação da série alcalina.

Ao avaliarem o diagrama QAPF (STRECKEISEN, 1978), apresentado na Figura 2, Gomes e Comin-Chiaromonti (2017) definem que todas as rochas classificadas na porção subsaturada do diagrama (APF) são alcalinas, enquanto na porção superior (QAP) apenas são assim classificadas as rochas que apresentam a razão $Na_2O+K_2O/Al_2O_3 > 1$, podendo usar a nomenclatura peralcalina, as demais recebem a nomenclatura de metaluminosa. Ainda sobre o QAPF, existe a limitação de representar apenas rochas com M' baixo, excluindo rochas gábricas e ultramáficas, e ainda as rochas vulcânicas e subvulcânicas mais raras como lamprófiros, kimberlitos, lamproítos, portadoras de leucita, kalsilita, melilita e ainda todos os carbonatitos que também não estão contemplados.

Contudo, surgem alternativas para enquadrar as rochas alcalinas em classificações mais amplas, como através do diagrama TAS (LE BAS *et al.*, 1986) Figura 3, que permite relacionar os teores de Na_2O+K_2O com SiO_2 para que possam ser classificadas diversas litologias vulcânicas de diferentes graus de diferenciação e de diferentes séries magmáticas. De La Roche *et al.* (1980) apresentam um diagrama que permite avaliar as variações químicas com mais elementos, o qual é mais

comumente utilizado em trabalhos geoquímicos para rochas alcalinas. Esse diagrama utiliza os índices R_1 e R_2 , onde $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ e $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$.

Figura 2: Classificação modal de rochas vulcânicas (STRECKSEISEN, 1978). Q = quartzo, P= plagioclásio, F = feldspatóide, A = feldspato alcalino



Fonte: STRECKEISEN, 1978

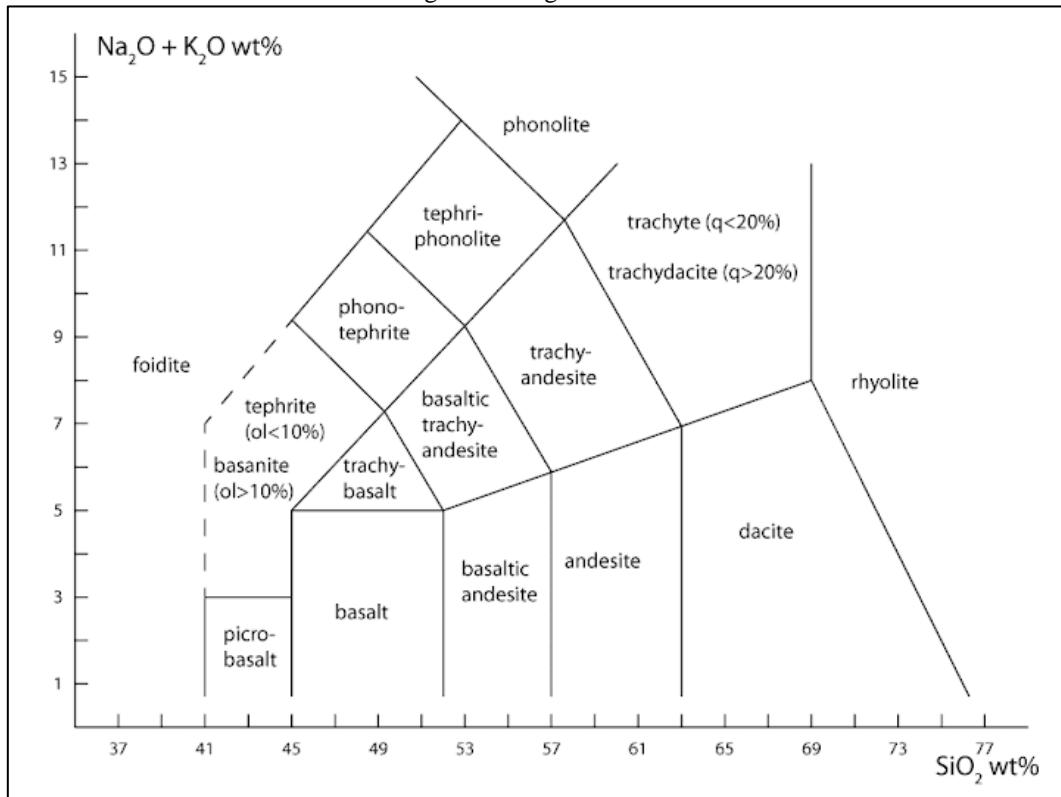
Gênese e Ambientes de Ocorrência

Para Sørensen *et al.* (1974), que faz uma detalhada revisão sobre a evolução do conhecimento das rochas alcalinas, não há como falar de maneira genérica e completamente abrangente sobre a gênese do magmatismo alcalino. Ainda sim, é possível dizer que processos de fusão em ambientes com maiores profundidades (alta pressão) geram líquidos ligeiramente mais empobrecidos em sílica, comparados com líquidos de mesma composição em condições mais baixas de pressão. Isso permite relacionarmos que os processos mantélicos dão origem a magmas parentais alcalinos, ou seja, os termos mais primitivos das associações alcalinas devem ser oriundos do manto.

Entende-se que o termo rochas alcalinas abrange uma gama muito variada de rochas que se formam associadas a contextos muitas vezes completamente distintos, como discutido nos casos de subsaturação ou não de Si e/ou Al. Isso quer dizer que

as rochas alcalinas terão sua evolução e gênese associadas a seus ambientes de ocorrência, de modo que ao falarmos de fonolitos, shoshonitos (rochas de alto K) ou basalto alcalino estaremos falando de rochas alcalinas, mas de séries magmáticas muito diferentes.

Figura 3: Diagrama TAS.



Fonte: LE BAS *et al.*, 1986

Quanto aos ambientes de ocorrência, Sørensen *et al.* (1974) e Gill (2010), indicam que o magmatismo alcalino tem ampla distribuição de contextos tectônicos e por conta disso ampla variedade petrológica. Gill (2010), então lista quatro ambientes de ocorrência, rifte continental, associados a zonas de subducção, ilhas oceânicas e ambientes anorogênicos sem relação com riftes.

Esse magmatismo ocorre, segundo Gill (2010), em suas maiores proporções nos ambientes de rifte continental ativos a exemplo do sistema de riftes do leste africano, no qual é registrada associação de melilititos, nefelinitos, fonolitos, basanitos, basaltos alcalinos, traquitos e riolitos alcalinos.

Além destas, Gill (2010) associa, menos comumente, ocorrências importantes associadas com ambiente anorogênico. Um exemplo são as ilhas vulcânicas alinhadas entre Nigéria-Camarões e o Golfo da Guiné, onde ocorrem complexos graníticos e

sieníticos associados com basaltos alcalinos, nefelinitos, riolitos alcalinos e fonolitos.

Em alguns ambientes associados com subducção também são registradas rochas alcalinas (GILL, 2010). Neste contexto, temos como exemplo as rochas vulcânicas sódicas e de alto-K, da península italiana onde predominam vulcanismo potássico e subordinadamente ocorrem hawaiítos e pantelleritos (variedade de riolito alcalino).

E por fim, ocorrem em ambiente intraplaca oceânica a partir de *hotspot*, a exemplo dos vulcões do Havaí que apesar de apresentarem quase totalidade de seu volume exposto de basaltos toleíticos da série subalcalina, o magmatismo inicial, chamado de pré-escudo apresenta basaltos alcalinos e o final, chamado de pós-escudo é de composição alcalina e apresentam basaltos alcalinos, havaiítos e mugearitos e raramente fonolitos e traquitos (GILL, 2010).

2.2 MAGMATISMO ALCALINO NO BRASIL

Almeida (1983) descreve três principais agrupamentos de rochas alcalinas localizadas na plataforma Sul-Americana. Segundo ele, estão distribuídos nas bordas da bacia do Paraná, na região costeira em ilhas ou na região costeira até 100 km no continente e ainda descreve um agrupamento no cráton amazônico na Bolívia.

Analisando o contexto tectônico da plataforma Sul-Americana, Almeida (1967) e Schobenhauss e Campos (1984) aprofundaram a discussão a cerca do processo que desencadeia esse magmatismo, salientam a relação com um processo de diastrofismo ocorrido com intensidade na região meridional da placa ocorrendo entre o Jurássico e o Terciário. Esse evento também é conhecido como Reativação Wealdeniana ou Evento Sul-Atlantino, causando vários processos tectônicos. Os autores também destacam a geração de novas falhas e ainda a reativação de estruturas profundas do embasamento que então permitiram a manifestação de um intenso magmatismo neste período.

O intenso vulcanismo de composição basáltica da Bacia do Paraná, conhecido como Formação Serra Geral que ocorre entre o Jurássico e o Cretáceo contribuiu para a formação e reativação de arcos, flexuras e zonas de falha discriminadas no trabalho de Ricomini et al. (2005), presentes na Figura 4.

Existem discussões na literatura sobre o momento inicial do magmatismo alcalino na plataforma no Brasil. Comin-Chiaramonti & Gomes (2005) entendem que o magmatismo alcalino ocorre inicialmente no Paraguai, e apenas no final do Jurássico no Brasil onde as rochas alcalinas registram idades simultâneas ou logo posteriores ao vulcanismo da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

Gomes e Comin-Chiaramonti (2017) descrevem o surgimento dos corpos alcalinos mais antigos no Paraguai (Alto Paraguai, Rio Apa e Amambay, e ainda inúmeros corpos próximos aos riftes de Assunção-Sapucai-Villarica e de Santa Rosa), Uruguai (Mariscal), Bolívia (Velasco) e Brasil (Arco de Ponta Grossa). Para mais detalhes sobre o magmatismo no Paraguai, Uruguai e Bolívia ver Antonini *et al.* (2005); Comin-Chiaramonti *et al.* (1996); Carbonini *et al.* (2005); Ruberti *et al.* (2005).

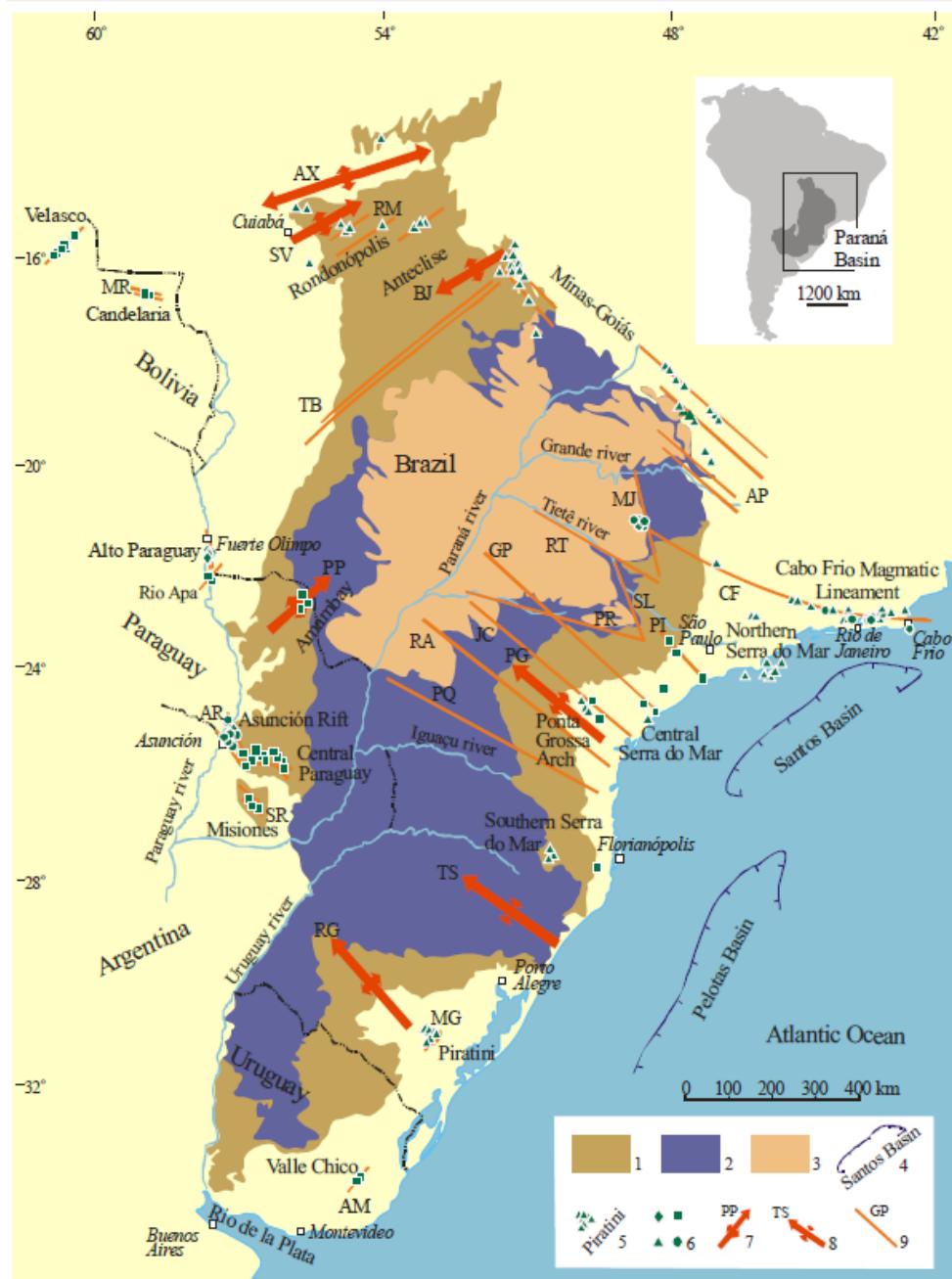
Comin-Chiaramonti e Gomes (2005) descrevem principalmente rochas alcalinas em termos plutônicos, muito mais abundantes, e subordinadamente termos hipabissais e vulcânicos na plataforma Sul-Americana. Quimicamente, estas rochas podem ser saturadas em sílica, como sienitos, já os termos mais empobrecidos em sílica ocorrem em menor proporção como intrusões rasas variando de termos máficos a ultramáficos e potássicos a ultrapotássicos.

Nos termos subsaturados em sílica descritos no seu livro, Comin-Chiaramonti e Gomes (2005) avaliam que os feldspatos, os feldspatóides e os clinopiroxênios são as fases minerais mais importantes e abundantes e que entre as fases acessórias apatita, titanita e minerais opacos ocorrem muito frequentemente.

Uma divisão temporal do magmatismo alcalino na Plataforma Sul-Americana é sugerida por Comin-Chiaramonti e Gomes (2005): no primeiro período, de 250-240 Ma, formaram-se as rochas sieníticas que fazem parte da província do Alto Paraguai; no segundo, de 145 Ma as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral que ocorrem no norte e nordeste do Paraguai; a terceira fase, com 130 Ma, engloba ovulcanismo do Serra Geral, distritos alcalinos-carbonatíticos, como Jacupiranga no Brasil, e corpos alcalinos no graben Asunción-Sapucai- Villarrica no Paraguai, além de sienitos que ocorrem na Bolívia e Uruguai; o quarto período é considerado a partir de 120 Ma e contempla rochas da Província de Missiones (120-116 Ma) no Paraguai, os complexos Banhadão e Itapiroapuã (110-100 Ma), os complexos alcalinos na porção central do sul do Brasil com idade entre 90 e 50 Ma e por fim as mais recentes de 61

a 39 Ma que ocorrem em Assunción no Paraguai, todas com afinidade sódica.

Figura 4: Mapa relacionando principais feições estruturais com a ocorrência de rochas alcalinas na Bacia do Paraná.



Fonte: extraído Ricomini et al. (2005).

2.3 SUÍTE ALCALINA PASSO DA CAPELA

A Suíte Alcalina Passo da Capela foi denominada pioneiramente como

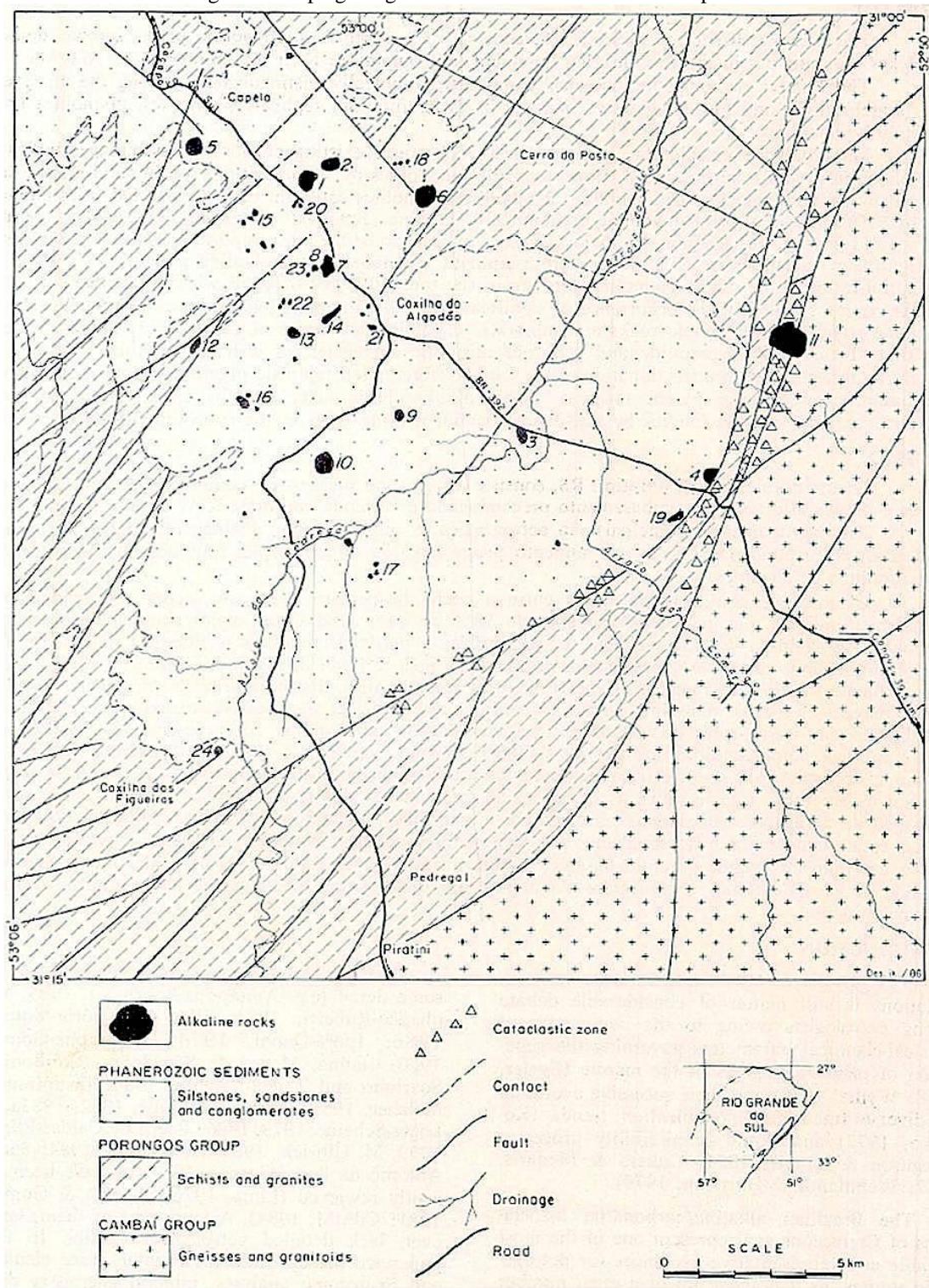
Província Alcalina do Rio Grande do Sul por Ribeiro (1971), que a descreveu como rochas de natureza alcalina na região de Piratini em seu trabalho “Uma província alcalina no Rio Grande do Sul”. Horbach *et al.* (1986) propuseram o termo Suíte Alcalina Passo da Capela para caracterizar a ocorrência de chaminés alcalinas bem como de diques de olivina-diabásio. Barbieri *et al.* (1987) consideram apenas as rochas de afinidade fonolítica (Figura 5), excluindo os olivina-diabásio que foram detalhados mais tarde por Viero (1998), e restringem a Suíte Alcalina Passo da Capela apenas para as intrusões com composições fonolíticas-tefíticas. Atualmente, alguns autores como Phillip *et al.* (2005) e Gomes e Comin-Chiaromonti (2017), usam a denominação de Suíte Piratini.

Pinto *et al.* (1975) mapearam 32 corpos, posteriormente o mapeamento da folha Arroio da Bica da UNISINOS (1986) indicou 19 corpos, enquanto o TG (TCC da geologia – UFRGS, 1995) indicou 20 corpos. Barbieri *et al.* (1987) apresentam um mapa indicando 46 corpos. Os trabalhos posteriores de Viero (1998) e de Phillip *et al.* (2005), descrevem a suíte com 34 corpos, porém ambos em seus mapas mostram 40 corpos.

As intrusões estão localizadas próximas à rodovia BR-392 na faixa norte dos municípios de Canguçu e Piratini. Olandi Filho *et al.* (2009) descrevem os corpos e avalia que o diâmetro máximo seja de 800 metros. Os corpos estudados intrudem o Complexo Metamórfico Porongos, as rochas sedimentares da Formação Rosário do Sul e os Granitos sin-transcorrentes da Zona de Cisalhamento Passo dos Marinheiros.

Em relação às feições em campo, Ribeiro (1978) descreve sem cartografar, zonação petrográfica, textural, química e de *Color Index* (índice de cor) em alguns corpos. Barbieri *et al.* (1987) sugerem que em alguns corpos ocorre borda externa de tinguaito, e também no núcleo de *pipes*. Em sua tese Viero (1998), afirma que as rochas ocorrem como corpos agrupados e apresentam nítido zoneamento concêntrico com borda porfirítica cinza e centro afírico vermelho gerando tipos petrográficos diferentes, aleatoriamente distribuídos nos corpos, o que para ele reflete múltiplas alimentações de magmas fracionados de câmara magmática profunda. Esse autor também descreve bordas de resfriamento com abundância de material vítreo.

Figura 5: Mapa geológico da Suíte Alcalina Passo da Capela.



pelos critérios utilizados. Horbach *et al.* (1986) reconheceram tefritos fonolíticos, fonolitos tefríticos e fonolitos, a partir da composição química das rochas. Barbieri *et al.* (1987), fazem sua classificação baseada na petrografia e geoquímica (Tabela 1), apresentando fonolitos tefríticos (TF) fonolitos (F) fonolitos peralcalinos (FP), diferenciando fonolitos de fonolitos tefríticos pela presença modal de plagioclásio, e indicando aspectos petrográficos similares para ambos, enquanto os fonolitos peralcalinos são diferenciados pelo IA (Índice Agpaítico) $IA > 1$, e apresentam textura afírica/subafírica e diferenças importantes na química mineral. Os autores descrevem uma diminuição dos maficos e do percentual de fenocristais dos fonolitos tefríticos para os fonolitos peralcalinos. A classificação dos autores relaciona sua classificação petrográfica e geoquímica com o Índice de Diferenciação (Or+Ab+Ne normativos) e indica valores para os TF (ID 66.6-77.0), os F (81.7-84.4) e os FP (86.9-93.4). Apesar de utilizarem critérios petrográficos, Barbieri *et al.* (1987) descrevem apenas no corpo nº 13 a ocorrência de plagioclásio com alto Ca, gerando dúvidas sobre classificação dos outros corpos como tefríticos.

Posteriormente, Viero (1998), e Phillip *et al.* (2005) reavaliaram os dados de Barbieri *et al.* (1987), e concordam com suas classificações. Burger *et al.* (1988) encontraram apenas fonolitos, enquanto Orlandi Filho *et al.* (2009) classificam as rochas a partir da composição mineralógica normativa e pelo diagrama de Cox *et al.* (1979) como fonolitos, fonolitos tefríticos e traquitos.

Tabela 1: Relação dos corpos e amostras estudados por Barbieri *et al.* (1987) com suas classificações

Código - corpo	fonolitos tefríticos	fonolitos	fonolitos peralcalinos
1	1	3	1
2	2	2	0
3	4	0	0
4	2	0	1
5	0	0	5
6	0	0	1
7	0	0	3
8	3	0	0
9	0	0	2
10	0	0	1
11	2	0	0
13	1	0	0
14	2	0	0
21	1	0	0
23	1	0	0

Fonte: Barbieri *et al.* (1987).

A petrografia das rochas dessa suíte tem sido tratada por diversos autores em termos gerais, sendo Barbieri *et al.* (1987), o único a fazer sua classificação e relacionar com os corpos cartografados. A Tabela 2 mostra as características petrográficas descritas nesse trabalho. Sobre os produtos de alteração, são descritos produtos de alteração argilosa dos feldspatos e a substituição generalizada da nefelina por calcita, zeólita e cancrinita, principalmente nos fonolitos tefríticos.

Tabela 2: Resumo das principais feições petrológicas de cada variedade petrográfica.

Petro	Felds	M'	Px	Granada	Feldspatóide	Acessórios	feno	matriz
Fonolito Tefrítico Textura Porfirítica	Feno KF Feno Pl	15 - 25%	Feno zonulado Fe- salita Culmulates (Px e Px+Pl)	Feno Melanita	Nefelina Noseana	Apatita Magnetita Titanita	25-15%	Analcita Biotita opacos
Fonolito Textura Porfirítica	Feno KF Sem Pl	?	Fe-salita Não zonado verde a marrom	Feno Melanita	Nefelina Noseana	Apatita Magnetita Titanita	?	?
Fonolito Peralcalino Subafírica	Feno	2 - 5%	Verde escuro (acmita)	melanita	Noseana (feno) Sodalita	Titanita	>5%	orientada

Fonte: dados de Barbieri *et al.* (1987).

Phillip *et al.* (2005) classificam as rochas como fonolitos e fonolitos tefríticos, sendo os fonolitos divididos entre dois tipos texturais, os afílico a subafíricos que apresentam até 5% de micro a fenocristais, e os porfiríticos com quantidades maiores de fenocristais e matriz variando de hipocrystalina a hipo-hialina. Os tefríticos fonolíticos apresentam textura porfíritica e traquítica, além disso, são encontrados nódulos de até 2 cm de cumulatos de clinopiroxênio ou clinopiroxênio + plagioclásio, com magnetita e apatita intercumulus semelhantes às da rocha hospedeira.

A partir da classificação química proposta por Barbieri *et al.* (1987), verifica-se a presença de 19 amostras classificadas como fonolito tefrítico, no entanto plagioclásio com composição cárnea só está presente no corpo 11 (o de maior dimensão), descrito pelo autor como um corpo diferenciado pelo tamanho, mineralogia e relação com as encaixantes. Os demais corpos apresentam feldspatos alcalinos.

Considerando as texturas e a mineralogia, Olandi Filho *et al.* (2009)

classificam as rochas desta suíte como representadas por fonolitos tefríticos, fonolitos e tefritos fonolíticos. Mas descreve de maneira geral, sem diferenciar as especificidades de cada litotipo identificando textura porfirítica, com fenocristais de sanidina, nefelina e fenocristais zonados de albita, todos euédricos. Na matriz, são descritas ripas de sanidina e albita, pequenos grãos de aegirina-augita e melanita, analcima intersticial e, muito raramente, cristais de biotita com bordas de minerais opacos.

A mineralogia de todas as divisões propostas por Barbieri *et al.* (1987), e retomada por Phillip *et al.* (2005) é similar, contendo feldspatos, feldspatóides, clinopiroxênio, titanita e granada melanita, as únicas diferenças descritas são nos fonolitos afíricos onde foi especificada a sanidina, em vez da classificação genérica de feldspato alcalino descrito nos outros tipos, e a presença de acmita. Nos tefritos fonolíticos é descrito plagioclásio além da magnetita que ocorre como acessório apenas nas rochas com textura porfirítica.

Quanto a idade proposta para essa suíte, Barbieri *et al.* (1987), realizaram determinações K-Ar e sugerem que as idades mostram uma tendência em que os termos mais primitivos são mais antigos que os mais evoluídos, que apresentam idades mais recente. As idades apresentadas para fonolitos tefríticos de 92.8 - 89.3 Ma, fonolitos entre 99.3 - 80.8 Ma e para os fonolitos peralcalinos entre 83.5 - 79.3 Ma.

Machado (2014) apresenta determinações U/Pb em zircões da suíte e entende que estes minerais foram herdados do Bloco Tijucas e do Batólito Pelotas, e nos dados obtidos em apatitas pelo método traço de fissão apresenta uma idade de 86 Ma que representa a colocação dos corpos.

2.4 DIQUES DE OLIVINA-DIABÁSIO

Os diques de olivina-diabásio, estudados em detalhe por Viero (1998), são entendidos como inúmeros corpos hipabissais maficos alcalinos que se apresentam na forma de diques, em sua maioria delgados e de dimensões reduzidas, e mais raramente sills, associados a faixas de fraturas NW, cortando o escudo sul-riograndense e a Bacia do Paraná (RIBEIRO, 1971; UNISINOS, 1984; UFRGS, 1995; VIERO, 1995). Este autor identifica os diques maficos como olivina-diabásio

onde verifica-se duas populações com olivina modal de 20% e outro com 4%, e caracteriza quimicamente esse mineral com 74% da molécula Fa (faialita). A mineralogia compreende plagioclásio como fase mais abundante das rochas, além de augita titanífera e a olivina, e resíduos de cristalização de sanidina, albita, nefelina e analcita. Também é descrita textura ofítica a subofítica, e variação do tamanho dos minerais residuais, de muito finos a grossos.

3. MÉTODOS E FERRAMENTAS

3.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

A etapa de campo ocorreu entre os dias 25 e 28 de abril de 2018, nos municípios de Piratini e Canguçu, no Rio Grande do Sul.

O plano de trabalho foi proposto com base nas ocorrências indicadas nos mapas geológicos das folhas Arroio da Bica UFRGS (1995) e Arroio Barracão realizados pela CPRM e UNISINOS (1986). Foram escolhidos estes trabalhos por conta da quantidade de afloramentos indicados, e pelo acesso a descrição de alguns deles. Isso permitiu um planejamento de campo o qual totalizou 39 pontos de ocorrência de rochas alcalinas da suíte a serem estudados.

Nomeados os pontos de 1 a 39 (Figura 1), a proposta metodológica do trabalho de campo foi visitar a ocorrência da maior parte dos corpos possível no tempo disponível. Para este trabalho de campo foi elaborada uma planilha de descrição (nos anexos) que contém as seguintes informações de cada ponto: coordenadas, código do ponto e número de amostras, além da parte descritiva, como: feições do afloramento, mineralogia essencial, máfica e acessória, principais texturas, principais direções de fratura e grau de alteração. Neste momento também foi utilizado o gamaespectrômetro do IGEO, com a finalidade de gerar dados geofísicos de caráter qualitativo para as rochas mapeadas.

O desenvolvimento do trabalho de campo permitiu a cada afloramento visitado uma percepção particular sobre as rochas estudadas, evoluindo no entendimento principalmente da ocorrência de diferentes tipos petrográficos, pensando sobre suas peculiaridades e semelhanças.

3.2 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

As amostras de rocha coletadas foram encaminhadas para o laboratório de preparação de amostra para geoquímica, e para confecção de lâminas para estudos petrográficos. A etapa de preparação do material foi realizada junto dos servidores técnicos do Laboratório de Preparação de Amostras e Separações Minerais do CPGq – IGEO. O procedimento resumidamente consiste em preparação da região laminada a partir do corte na serra para produzir um pequeno tablete de rocha. Esse material foi

polido em várias etapas e depois colado em uma lâmina de vidro. O material fica acoplado e é desbastado em várias etapas de polimento em lixas de diferentes granulometrias e em panos de polimento com abrasivo de alumina até a espessura de 30 µm, o ideal para uso em microscópio petrográfico.

Na preparação de amostras para microssonda eletrônica e MEV, são utilizadas estas mesmas lâminas petrográficas, que devem ser cuidadosamente higienizadas e polidas com pasta diamantada (6 µm, 3 µm, 1 µm, 1/4 µm). A alumina foi evitada nesta etapa, pois por experiência própria, observei que esse material desgasta preferencialmente as bordas da granada fazendo com que o centro se torne mais alto, arredondando os grãos, o que prejudica as análises que necessitam de superfícies perfeitamente aplinadas. O polimento com pastas de diamante requer o uso de discos de polimento por cerca de 1/2 hora para cada etapa. Após cada etapa de polimento a amostra deve ser colocada em banho no ultrassom e lavada com álcool para não contaminar os panos com o tamanho de diamante da etapa anterior.

Após estas etapas, as amostras foram colocadas na estufa para secagem e depois seguiram para o procedimento de metalização realizado no Laboratório de Microssonda Eletrônica do CPGq - IGEO pelo técnico do laboratório, que consiste na deposição de uma camada micrométrica de carbono sobre a superfície da lâmina, possibilitando a condução da corrente elétrica.

Além da confecção de lâminas petrográficas também foram preparadas amostras para análises por Fluorescência de Raios X (FRX) e por Difração de Raios X (DRX). Inicialmente, as amostras foram quarteadas e britadas em diferentes tamanhos até obter-se a menor granulometria possível com este equipamento. Após, ocorreu uma etapa de cominuição em cadiño de porcelana onde se obtém um material fino de pelo menos granulometria areia média-grossa. Em seguida, o material é levado ao pulverizador que possui 4 porta amostras os quais recebem ao menos 10 pequenas esferas de ágata que ajudam a pulverizar a amostra. Por fim o material deve ser passado pela peneira de 250 *mesh*, para um pó muito parecido com um talco, com pelo menos 10 g de amostra, que deve ser minuciosamente pesado na balança de precisão.

Para a determinação dos elementos traços por Fluorescência de Raios X (FRX), são produzidas pastilhas prensadas com 1 g de cera espectroscópica, enquanto que para a análise de elementos maiores foram produzidas pastilhas vítreas com

tetraborato de lítio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) na razão 7:1 fundente/amostra.

3.3 PETROGRAFIA

A petrografia preliminar foi macroscópica em lupa de campo, passando para a lupa binocular no Laboratório de Microssonda Eletrônica do CPGq – IGEO, onde houve o processamento das amostras obtidas em campo, começando pela avaliação das principais texturas e mineralogia essencial das amostras, além de ser o critério inicial de classificação das litologias.

Dentre os corpos mapeados foram selecionadas amostras de pelo menos 8 dos 25 corpos estudados a partir da descrição macroscópica, para a confecção de um total de 20 lâminas petrográficas. A análise petrográfica por microscopia ótica consiste na etapa estratégica na classificação mais segura e de maior detalhe destas rochas quanto à mineralogia essencial e máfica, quanto às fases acessórias presentes e a estabilidade de paragêneses em corpos de composição diferentes, presença de diferentes texturas e microestruturas das intrusões e avaliação de zonações óticas presentes nos minerais.

As análises petrográficas permitiram a escolha de pontos estratégicos para análises em microscópio eletrônico de varredura (MEV) e em microssonda eletrônica (Electron Probe Microanalyzers, EPMA), além do estudo detalhado dos minerais acessórios como a granada que permitiu um estudo mineralógico mais detalhado.

3.4 GEOQUÍMICA

A geoquímica de rocha total é uma ferramenta muito importante para este trabalho, servirá para a caracterização química das amostras selecionadas, pois permite a correlação com dados petrográficos e de química mineral, além de permitir uma série de classificações e índices que podem ser comparados com os dados presentes na literatura. Essa etapa apresenta uma fundamental contribuição para o entendimento dessas rochas, uma vez que as classificações geoquímicas dos trabalhos anteriores ainda não foram cartografadas e associadas com a petrografia.

Para esse estudo foram encaminhadas 27 amostras pulverizadas para o Laboratório de Fluorescência de Raios X – CPGq-IGEO-UFRGS, onde são analisados os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe(total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , perda ao fogo e fechamento) e os Elementos Traço (Ba, Cr, Nb, Ni, Pb, Sr, Rb, Y, Zn, Zr). O equipamento utilizado é um Espectrômetro de Fluorescência de Raios X RIX 2000 da Rigaku do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - CPGq-IGEO-UFRGS (Figura 6).

Figura 6: Espectroômetro de FRX RIX 2000 da Rigaku.



Fonte: elaborado pelo autor.

Na Fluorescência de Raios X fótons de energia muito alta, provenientes do tubo de raios X, incidem na amostra interferindo em toda eletrosfera. O fenômeno principal da técnica de FRX é a organização da eletrosfera depois do bombardeio de fótons de raios X que arranca um elétron da camada mais interna, de modo que em um tempo muito curto de microssegundos o átomo se reorganiza para que o elétron interno seja preenchido por algum elétron mais externo. Isso gera um fóton de raios X com energia característica daquele elemento, que podemos definir como FRX. A quantidade de raios X característicos ejetados é equivalente a concentração do elemento na amostra (pastilha com cerca de 7cm^2) e até uma profundidade entre 10 e 50 μm , em amostras silicáticas. Essa técnica permite avaliar concentrações de elementos maiores e traços (em torno de 1 ppm).

A energia emitida depende do Z (número atômico) e da diferença do nível de energia do elétron arrancado e do elétron que substituiu. A equação que relaciona o número atômico Z e a energia hU dos raios X característicos $K\alpha$ do elemento é a “Lei

de Mosley”:

$$hUk\alpha = 13.6 \text{ eV} (Z-1)2 [] = 13.6 (Z-1) 2 \text{ eV}$$

Z = número atômico do elemento analisado

hU = Energia dos raios X $k\alpha$

Os raios X fluorescentes gerados na amostra contêm diversos comprimentos de onda, dos fótons de diversas mudanças de níveis que ocorrem em diferentes tipos de átomos analisados no material. Para diferenciar as diversas energias e poder denominá-las no espectro é necessário provocar uma dispersão no feixe de radiação. A dispersão em raios X ocorre por Difração de Raios X em um cristal analisador. Na espectrometria de FRX a difração é utilizada para dispersar os feixes de raios X através de cristais analisadores com a distância entre os planos cristalográficos conhecidos. O analisador é um espetrômetro de dispersão em comprimento de onda (WDS), que possui um cristal e um detector montados em um goniômetro do tipo θ - 2θ .

A FRX permite resultados quantitativos, utilizando padrões de rocha de composição conhecida, tanto para os elementos maiores quanto para os elementos traço. A técnica analisa toda a amostra (pastilha), o que possibilita uma quantificação de "rocha total" no material amostrado, com fechamento de 100% com 2% de erro permitido.

3.5 QUÍMICA MINERAL

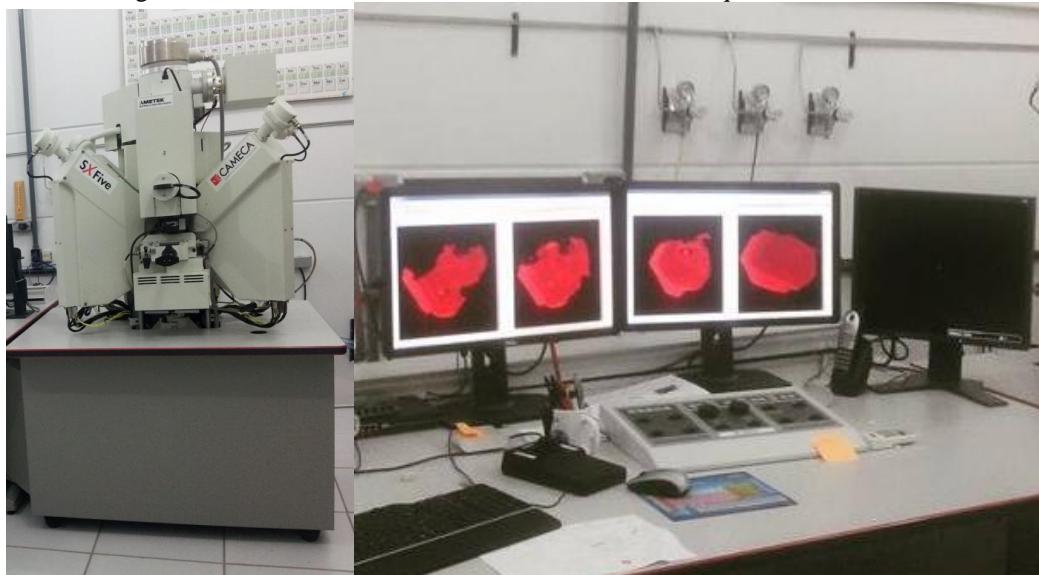
O estudo da química mineral foi possível uma vez que o Laboratório de Microssonda Eletrônica do CPGq – UFRGS apoio este trabalho, proporcionando acesso a esta técnica. Esses dados serviram para o entendimento mais detalhado e inovador dos processos petrológicos e permitiram a partir de estudos de imageamento composicional um robusto dado a cerca das zonas minerais. Abaixo faz-se um breve resumo sobre o funcionamento das técnicas de MEV e EPMA.

microssonda (EPMA)

Microssonda Eletrônica Cameca SXFive do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - CPGq-IGEO-UFRGS (Figura 7), é um equipamento que nos permite

fazer análises químicas quantitativas em materiais. A EPMA possui um feixe de elétrons que excita uma amostra, de modo que a mesma emita raios X característicos. Possui um sistema WDS (espectrometria de raios X por dispersão em comprimento de onda) acoplado com o mesmo princípio da FRX, que é composto por cinco espectrômetros que lhe permitem fazer análises qualitativas. O feixe possui um diâmetro de no mínimo 1 µm.

Figura 7: Microssonda Eletrônica Cameca SXFive, CPGq - IGEO - UFRGS.



Fonte: elaborado pelo autor.

As rotinas normais permitem análises com precisão de elementos maiores com mais de 1% de abundância na amostra, e em rotinas específicas alguns elementos traço (até 100 ppm). Os elementos analisados devem ser a partir do número atômico do Be, pois a janela do espectrômetro é feita deste elemento. Além disso, um conjunto de padrões é necessário para que a precisão da técnica seja garantida. Diferente do MEV/EDS a técnica é quantitativa, de modo que as análises requerem maior tempo para que as contagens sejam comparadas com o padrão e o resultado feche em 100%, com 2% de erro.

A microssonda também permite gerar mapas compostionais de raios X, ou seja, imagens de determinada área da amostra que refletem a variação da composição química. Isso permite que as zonas minerais sejam avaliadas com alta resolução e com diversas ferramentas e combinações de elementos químicos.

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O equipamento é da JEOL modelo JSM-6610LV (Figura 8), equipado com

detector EDS Bruker, modelo Nano X Flash Detector 5030 (133ev), do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI), do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - CPGq-IGEO-UFRGS.

Figura 8: Microcópio Elétrônico de varredura, modelo JEOL JSM-6610LV, CPGq - IGEO - UFRGS.



Fonte: extraído de <https://lgi.ufrgs.br/>.

O MEV baseia-se na incidência do feixe de elétrons no material promovendo a emissão de elétrons secundários e retroespalhados, também é capaz de emitir raios X característicos e de catodoluminescência. A partir disso é gerada uma imagem em tons de cinza, onde os tons claros representam elementos com Z médio relativamente maior do que aquelas com tons mais escuros da contagem de BSE (retroespalhados) emitidos pela amostra.

A imagem BSE demonstra variações compostionais na amostra incidida pelo feixe. A parte ionizada possui formato de “pêra” a partir da superfície. O volume da região ionizada pelo feixe de elétrons é controlado por dois fatores, o número atômico médio dos elementos presentes e a interação do mineral com o feixe, ou seja, das condições analíticas do MEV.

No MEV um sistema de Espectroscopia de Energia Dispersiva (Energy Dispersive System, EDS), possibilita fazer a determinação semiquantitativa da composição química do material, pela emissão de raios X característicos. O MEV permite quantificar elementos com mais de 1% de abundância, mas em rotinas de análise específica como o aumento do tempo de contagem, por exemplo, permitem melhorar o desempenho. O EDS permite confeccionar perfis e mapas químicos que

podem ajudar no estudo de zonação em minerais. Apenas os elementos com $Z > 4$ podem ser analisados por esta técnica.

A vantagem do MEV em relação à microssonda, por exemplo, é que amostras não polidas podem ser analisadas, ou seja, fragmentos de materiais podem ser analisados. Na imagem de SE (elétrons secundários) possui uma área de incidência menor, o que lhe configura uma melhor resolução em relação ao BSE. O SE nos permite fazer imagens da topografia da amostra, o que é o maior interesse neste trabalho.

3.6 SIG E GEOFÍSICA

A etapa pré-campo consiste em revisão bibliográfica sobre o tema gerando um banco de dados sobre a localização dos corpos já descritos. Nas bibliografias a Suíte Alcalina Passo da Capela (ou Suíte Piratini) é descrita pelos autores contendo 34 corpos, no entanto, nos mapeamentos realizados nas folhas Arroio da Bica e Arroio Barracão, os mapas publicados apresentam um total de 39 pontos de ocorrências atribuídos à mesma suíte. Além da compilação de dados à cerca do assunto e das principais características petrológicas, estruturas, feições de campo, geomorfologia e texturas. Nessa etapa também foram produzidos mapas de localização das ocorrências no Google Earth para planejamento de acesso aos corpos e bem como um banco de dado SIG desenvolvido no ArcGis, para a elaboração do mapa final.

A geofísica é um método acessório no contexto desse trabalho, de modo que, os dados gerados são utilizados para um estudo comparativo entre os sinais geofísicos e os afloramentos estudados. Foram utilizados dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos para elaboração de mapas aerogeofísicos, a partir dos dados do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, realizado pela CPRM (2010), com o uso do software GEOSOFT, e dados gamaespectrométricos de campo com o equipamento do IGEO.

A magnetometria baseia-se na avaliação de anomalias magnéticas, que são entendidas como perturbações no campo magnético terrestre. As perturbações podem ser geradas por diferentes propriedades magnéticas das rochas *in situ* (Telford *et al.*, 1976), e devem ser caracterizadas a partir de suas características geométricas, que podem indicar corpos mineralizados ou estruturas geológicas.

A gamaespectrometria baseia-se na medida de intensidade emitida de raios gama dos isótopos K, U e Th (potássio, urânio e tório), com objetivo de quantificar a quantidade destes nas litologias (TELFORD *et al.*, 1990). O dado pode ser em contagem total (CT) ou dos elementos individualmente, o que permite em alguns casos a diferenciação de rochas. Esse método é capaz de verificar a química de rochas em até 50 cm de profundidade, essa propriedade possibilita ao gamaespectrometro ser um equipamento de campo que auxilia nos estudos de mapeamento geológico, pois realiza suas medidas rapidamente.

4. RESULTADOS

4.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS

O trabalho de campo realizado entre os dias 25 e 28 de abril, culminou com a visita a 39 pontos de localização das rochas alcalinas. Os resultados são a descrição de 24 corpos alcalinos, a visualização e locação de outros 5 corpos (05, 06, 07, 10, 11) com as feições similares que não puderam ser acessados por falta de autorização dos proprietários e 10 corpos não foram encontrados sendo a maioria afloramentos de rochas sedimentares, pelo menos dois em regiões sem nenhum afloramento e 1 caso onde um morro com feições muito similares aos corpos alcalinos, mas que no entanto tratava-se de xisto que estava sendo escavado.

Pode-se verificar pelo menos 3 formas de afloramento, a de pequenos morros arredondados com inúmeros afloramentos e de diques discretos, ambos apresentam a característica mais diagnóstica em campo que é a presença de uma vegetação densa, bem desenvolvida sobre os afloramentos rochosos intactos. Estes afloramentos podem ser descritos como lajeados e de grandes a pequenos blocos sempre muito fraturados e com intensa alteração.

A exceção aos tipos de afloramentos é o ponto 14 ou Z01, onde são apresentados nos mapas vários pequenos corpos na literatura, não encontrados em campo, apenas um corpo em forma de dique, sem nenhuma vegetação associada. Neste corpo vimos associação de outros diques aparentemente de composição ácida com a mesma orientação. É notável nesse ponto que as rochas mesoscopicamente são um pouco diferentes, mais máficas e com presença de grandes cristais de biotita euédrica, o que fez classificar essas rochas em primeiro momento como fonolito com biotita, apesar de não confirmarmos a presença de fenocristais de feldspatos.

De modo geral, a visita a essa grande quantidade de afloramento permitiu notarmos uma variedade de texturas em campo. Destaca-se o ponto 37, o qual apresenta visivelmente duas litologias com colorações distintas, dispostas sem um contato regular. O estudo petrográfico indicou apenas diferentes níveis de alteração, principalmente oxidação que causa uma coloração vermelha nas amostras. Também foi possível separar e classificar os afloramentos dos pontos 02, 03 04 os quais apresentaram algumas feições nas amostras que sugerem uma condição de mistura de

magmas.

Para os demais pontos, independente da proporção da ocorrência, verificamos feições similares como fraturamento intenso, texturas porfíriticas, outras subafíricas rochas com maior M' (% minerais máficos), outras com M' praticamente ausente, e bastante ocorrências com grandes fenocristais. É preciso enfatizar a ausência de feições de zonações na escala do corpo, como diferentes texturas ou litologias, As únicas exceções são os corpos 02, 03 e 04 que indicam processo de mistura de magmas. Feições de contato também não foram verificadas, as quais podem estar preservadas nos arenitos e, portanto essas rochas não foram foco no trabalho de campo.

Com base nisso, selecionamos amostras representativas das rochas encontradas no campo para o estudo individual petrográfico e químico. O corpo encontrado com mais de uma litologia será deixado de lado por hora pela complexidade de amostrar e representá-lo na sistemática determinada para os corpos sem essas feições.

Ao longo do trabalho de campo, sempre que possível foram feitas medidas com o gamaespectrômetro, (Tabela 3). Foi possível verificar uma compatibilidade dos dados geofísicos com a classificação petrográfica conferida às rochas presentes nos afloramentos, principalmente para diferenciar o dique máfico. O dique máfico representado pelo corpo 14 apresenta as menores medidas de contagem total (CT) entre 84 – 101, em contraponto os fonolitos porfiríticos apresentam as mesmas medidas com valores mais elevados entre 142 – 196. Em contraste estão os valores mais altos para os fonolitos afíricos 165 – 234 e fonolitos afíricos que apresentam em afloramentos feições de mistura de magmas com valores entre 170 – 254, os valores de Th variam de 16,6 – 26,9 para os afíricos, e entre 18,3 – 30,4 nos que apresentam mistura de magma.

Tabela 3: Dados Gamaespectrométricos das litologias da Suíte Alcalina Passo da Capela. Máfico = dique máfico, Porfirítico = fonolitos com textura porfirítica, Afírico = fonolitos com textura afírica, Mistura = fonolitos com textura afírica com mistura de magma.

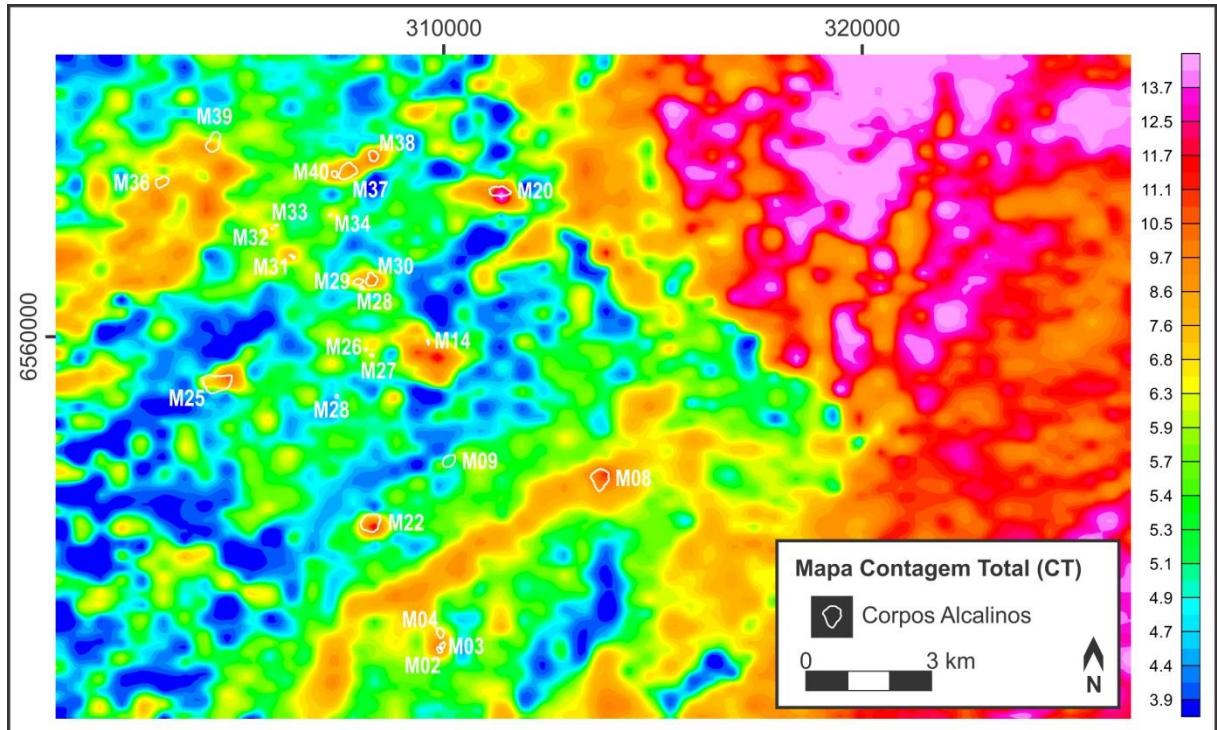
Corpo	Litotipo	CT	K	U	Th
09	Afírico	191	4,8	7,5	20,5
09	Afírico	212	4,6	7,9	26,9
09	Afírico	187	4,2	7,7	21,5
09	Afírico	192	4,6	7,7	20,8
22	Afírico	181	4,4	9,3	15,5
22	Afírico	189	4,1	8,8	20,4
22	Afírico	165	4,1	7	16,6
39	Afírico	206	4,6	7,4	26
39	Afírico	198	4,4	10,4	18,4
39	Afírico	184	5,4	5,2	19,8
39	Afírico	234	6,3	8,7	24
39	Afírico	208	5,5	9,4	18,5
39	Afírico	217	4,8	9,6	23,9
39	Afírico	192	5,6	6,9	18,2
03	Mistura	209	4,2	8,5	26,8
03	Mistura	188	4,2	5,2	27,1
03	Mistura	209	5,2	7,9	23
02	Mistura	170	3,1	9,3	18,3
02	Mistura	177	4,7	4,3	22,7
02	Mistura	243	5,7	8,1	30,4
02	Mistura	207	5,1	6,6	25,5
02	Mistura	234	5,8	10,3	22,9
02	Mistura	254	5,5	9,3	26,4
25	Porfirítico	167	4,7	7,3	13,6
25	Porfirítico	165	4,3	3,5	22,7
25	Porfirítico	172	4,3	4,9	22,2
25	Porfirítico	196	4,8	4,8	19,2
29	Porfirítico	149	3,5	3,6	21,7
29	Porfirítico	155	4	6	17,1
29	Porfirítico	160	3,9	3,4	25,7
29	Porfirítico	165	4,4	4,8	19,7
08	Porfirítico	156	3,5	4,6	21,6
08	Porfirítico	192	3,5	9,9	21,8
08	Porfirítico	142	2,6	7,5	16
08	Porfirítico	158	2,9	6,5	21,5
14	Máfico	95	2,6	3,5	9,8
14	Máfico	101	2,3	3	14,3
14	Máfico	84	2,4	1,5	10,9
14	Máfico	95	2,3	4,6	8,8
14	Máfico	95	2,4	2,8	9,2

Fonte: elaborado pelo autor.

Os mapas aerogeológicos do trabalho foram feitos com base no Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, realizado pela CPRM (2010) e os corpos são indicados pelos contornos brancos em cada mapa. No mapa aerogamaespectrométrico (Figura 9) foi possível verificar contagens médias entre 9 - 12 cps (contagens por segundo) que se corelacionam quase inteiramente com as formas determinadas para cada corpo.

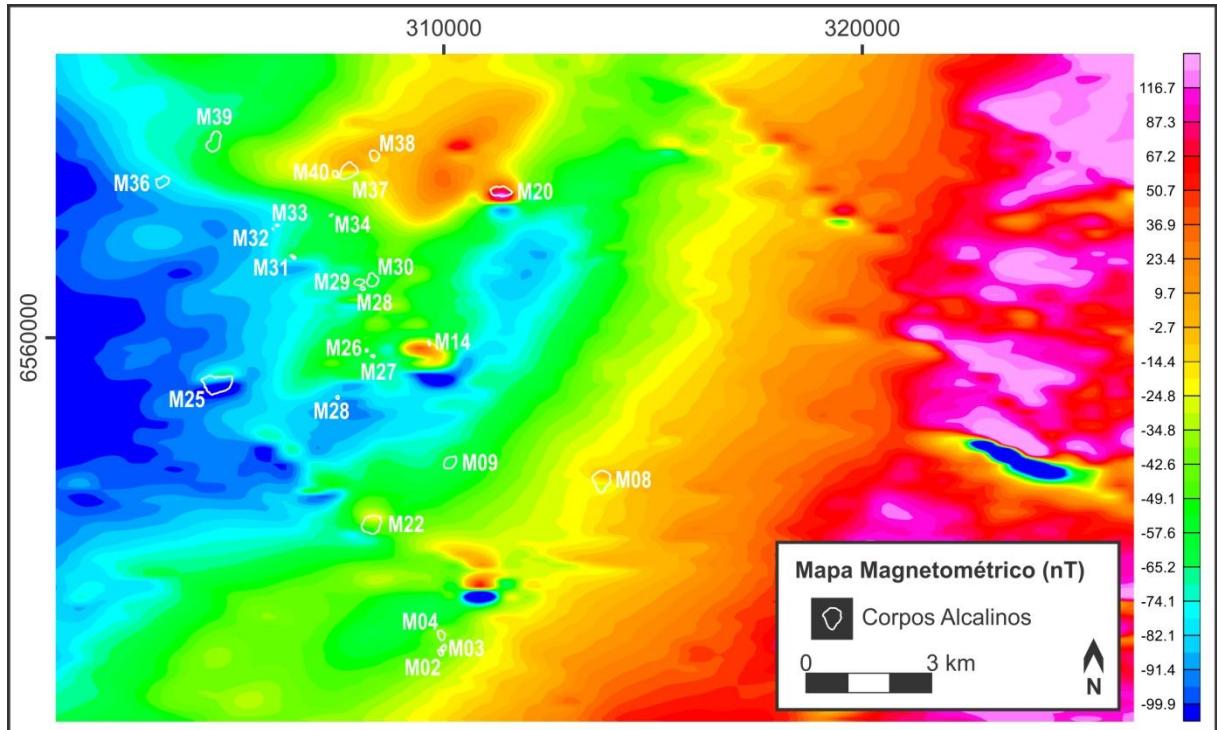
No mapa aeromagnetométrico (Figura 10), não possível verificar anomalias relacionadas com os corpos, com excessão do corpo 20 que apresenta uma anomalia positiva com valores próximos a 87 nT (nanotesla) que corresponde ao formato do corpo e o ponto 14 (dique máfico) que apresenta uma anomalia magnética com 24 nT muito maior em área do que o afloramento do dique em superfície.

Figura 9: Mapa aerogamaespectrométrico de Contagem Total (CT), gerado no GEOSOFT para rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 10: Mapa aeromagnetométrico, gerado no GEOSOFT para Suíte Alcalina Passo da Capela.



Fonte: elaborado pelo autor.

4.2 Variedades Petrográficas e Química Mineral

As rochas foram subdivididas entre fonolitos afíricos (AF), fonolitos afíricos com mistura (AFM), fonolitos porfiríticos (PF) e o dique máfico (LAM). As rochas serão apresentadas em ordem decrescente de abundância na área de estudo.

4.2.1 Fonolitos Afíricos

Os fonolitos afíricos são fonolitos com feldspatóides, e podem ser classificados pela textura predominantemente afírica a subafírica (Figura 11), apresentando raros fenocristais isolados que constituem no máximo 5% da rocha, apresentando matriz entre fina e afanítica. Os fenocristais possuem tamanho máximo de 5 mm, sendo em sua maioria de feldspatos e de feldspatóides. Fenocristais de piroxênio e granada tem ocorrência muito rara e apresentam feições de desequilíbrio. A porção intersticial é composta por microfenocristais com tamanhos entre 0,5- 1mm e matriz (menor que 0,5 mm), com a mesma composição mineralógica dos fenocristais.

Esta litologia é a mais abundante na suíte, ocorrendo nos corpos 02, 03, 04, 09, 18, 20, 22, 23, 30, 31, 32, 33, 34, 38 e 39. Entre as rochas com textura afírica foi possível separar a ocorrência de mistura de magmas nos corpos 02, 03 e 04 os quais serão apresentados à parte nesse contexto, como variedade *fonolitos afíricos com mistura*. As demais rochas serão abordadas abaixo.

4.2.1.1 Petrografia - Fonolitos Afíricos

Entre as 12 amostras agrupadas pela textura afírica (Figura 12), há uma variação sutil registrada no conteúdo de minerais máficos e de feldspatóide. Observa-se um padrão entre as rochas dos corpos 09, 18, 22, 23, 30, 33, 34 e 39, os quais apresentam fenocristais de feldspato alcalino entre 4-6% chegando a medir 1 cm nos prismas de sanidina e feldspatóides apresentando quantidades modais de 1-2% chegando ao máximo a 3 mm, o M' das rochas passa 2%.

Variações a este padrão são os corpos 28 e 32 que apresentam uma diminuição da quantidade de fenocristais félsicos, que são praticamente ausentes (1-2%) e os corpos 20 e 31 onde ocorre uma variação no tamanho e no conteúdo de

feldspatóides, que compõem aproximadamente 10% da rocha e apresentam tamanhos de até 0,5 cm.

Para a caracterização dessa variedade litológica essas variações de M' e conteúdo de fenocristais foram admitidas dentro do grupo das rochas afíricas. Para o detalhamento petrográfico e de química mineral foram selecionadas amostras dos corpos 20, 23 e 39.

Além dos fenocristais, (que se consideram todos os minerais com mais de 2 mm), a matriz é composta por microfenocristais e por material intersticial cristalino muito fino (menor que 0,5mm), no qual não se encontrou evidências de material vítreo. A textura predominante na matriz é traquítica, na qual há orientação dos cristais ripidiformes de feldspato alcalino e clinopiroxênio, que são as duas fases essenciais na matriz. A quantidade de feldspatóide na matriz é variável entre 4-8 %, com exceção do corpo 20 em que excede 10%.

Feldspato alcalino

Os fenocristais compõem entre 4-6% da rocha e são classificados como sanidina, com hábito prismático, formas euédricas e tamanho médio de 2 mm. Muito raramente são encontrados fenocristais anédricos maiores que 2 mm e com feições de corrosão, porém possuem composição similar aos cristais euédricos. Apresentam comumente macla simples e, constatou-se variação composicional entre Na e K.

Na matriz, apesar da dificuldade de quantificação precisa, a estimativa visual indica que o feldspato alcalino é a fase mais abundante, ultrapassando 70%. Ocorrem como cristais ripiformes na matriz e como microfenocristais, onde a identificação da macla simples é prejudicada pelos processos de alteração.

O feldspato alcalino apresenta alto conteúdo da molécula de albita, especialmente na matriz, onde observa-se a ausência de Ca. A Tabela 4 mostra a composição química média dos feldspatos nos fonolitos afíricos.

Tabela 4: Composição química de feldspato alcalino das amostras 39 e 20.

	39	39	20	20	20
	Feno	Feno	Matriz	Feno - c	Feno - b
Na ₂ O	4,00	4,93	6,16	4,02	4,87
SiO ₂	65,91	66,23	66,11	63,84	65,17
Al ₂ O ₃	20,56	19,01	18,99	19,52	19,50
K ₂ O	7,90	9,46	8,11	10,47	9,37
CaO	0,65	0,40	0,06	0,16	0,12
BaO	n.a.	n.a.	0,00	0,64	0,10
SrO	n.a.	n.a.	0,00	0,46	0,15
TOTAL	99,35	100,37	99,85	99,23	99,44
%An	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01
%Ab	0,42	0,43	0,53	0,37	0,44
%Or	0,54	0,55	0,46	0,63	0,56

Fonte: elaborado pelo autor.

Foi possível detectar uma variação composicional onde os centros dos fenocristais são mais ricos em K, enquanto a borda final e os cristais da matriz são mais ricos em Na. A zonação dos feldspatos nessa litologia assim como nas outras litologias é oscilatória com tendência de enriquecimento de Na nas bordas dos grãos.

Feldspatóides

Ocorrem como fenocristais, inclusões nos fenocristais de sanidina e como constituintes mais finos da matriz. Apresentam-se como cristais incolores com sutil tonalidade rósea, formas do sistema cúbico chegando a medir 2 mm. São o segundo constituinte mais importante dessas litologias, variando entre 5-15% modal.

Nas amostras do corpo 39 foram analisados por microssonda eletrônica os fenocristais e inclusões nos fenocristais de sanidina, que foram classificados como hauyna e noseana, segundo a nomenclatura de Deer, Howie e Zussman (1963), que aplicam o termo hauyna para as composições com maior conteúdo de Ca e de SO₃ (Tabela 5). Devido à extrema fragilidade destes minerais sob as condições analíticas em WDS, as análises obtidas neste estudo são consideradas apenas de forma qualitativa para a definição das espécies. Os elementos S e Cl foram analisados por EDS sendo detectado apenas o S, descartando, assim, a presença da sodalita entre os feldspatóides. Na avaliação do centro para borda de fenocristais não foi possível determinar variação composicional importante. Processos de carbonatação são

comuns sobre esses minerais.

Tabela 5: Análises de química mineral de feldspatóides. I= inclusão, F= Fenocristal.

	39	39	39	39
	F	F	I	I
Na ₂ O	19,8	19,94	13,35	16,25
SiO ₂	36,71	36,42	38,83	38,29
Al ₂ O ₃	28,95	29,87	34,57	35,26
K ₂ O	0,37	0,4	1,32	1,87
CaO	1,82	1,83	1,11	0,04
TiO ₂	0,02	0	0,02	0
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
SO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
TOTAL	87,72	88,51	89,2	91,75
Na	0,94	0,94	0,9	0,93
K	0,01	0,01	0,06	0,07
Ca	5%	5%	4%	0%
	Hauyna	Hauyna	Hauyna	Noseana

Fonte: elaborado pelo autor.

Piroxênio

O piroxênio ocorre muito raramente como fenocristais desequilibrados, por vezes associados com granada e feldspatóides. Na matriz são constituintes importantes, ocorrendo como prismas muito finos (menores que 1 mm) de coloração verde, com birrefrigência baixa-média e extinção obliqua. Estima-se que representam no máximo 3% dos constituintes da matriz, e apresentam a mesma orientação traquítica dos feldspatos.

Quimicamente é possível definir duas populações, os raros fenocristais presentes em aglomerados juntamente com granada e feldspatóides que são classificados como diopsídio com 11-12% de MgO e os constituintes da matriz com baixo teor de MgO, entre 3-4%, classificados como hedembergita (Tabela 6).

Acessórios

Os minerais acessórios são a granada melanita, que ocorre raramente como fenocristais e está ausente na matriz. Quando ocorre está associado com piroxênio e noseana, titanita e apatita e formam grãos euédricos muito fraturados, com o seu pleocrosismo típico marron escuro – marron claro.

Processos secundários

Os minerais primários são afetados por processo de oxidação que se manifesta na forma de pequenos grãos de óxidos de Fe e Ti substituindo os piroxênios na matriz, por processo de carbonatação que altera os fenocristais e a matriz formando carbonatos de Ca e Fe, e ainda são observadas zeolitas substituindo parcialmente os feldspatóides na matriz.

Tabela 6: Análise de química mineral de piroxênios.

	20	20	20	20
	Fenocristal	Fenocristal	Matriz	Matriz
Na ₂ O	1,04	0,83	3,51	4,76
K ₂ O	0,01	0,03	0,02	0,04
MgO	11,79	12,28	3,86	4,29
CaO	21,31	21,52	17,51	14,87
MnO	0,74	0,75	3,61	3,28
Al ₂ O ₃	0,96	1,06	1,81	1,54
Fe ₂ O ₃	11,57	10,86	20,29	18,63
SiO ₂	51,81	51,68	47,52	48,11
TiO ₂	0,12	0,11	0,83	0,92
Total	99,35	99,14	98,98	96,44
Ca	0,45	0,45	0,42	0,39
Fe tot	0,35	0,33	0,77	0,71
Mg	0,35	0,36	0,13	0,16
Na	0,07	0,05	0,21	0,27
Fe	0,35	0,33	0,77	0,71
Mg	0,35	0,36	0,13	0,16
#Mg	0,63	0,65	0,22	0,26

Fonte: elaborado pelo autor.

4.2.1.2 Fonolitos afíricos com mistura

Os corpos 02, 03 e 04 são corpos próximos entre si e estão localizados na região sul da suíte, os quais apresentam rochas com intenso fraturamento e alteração, e diferem das demais rochas afíricas pela coloração amarelada e a presença de mistura de magmas (Figura 13). Essas feições sugerem uma relação de mistura entre líquidos fonolíticos com diferentes condições. O estudo de detalhe dessas litologias foi por amostras do corpo 03, e se subdividiu a rocha principal afírica, a rocha rosada incluída e o contato amarelo entre as duas litologias.

O magma predominante é afírico de composição fonolítica com feldspatóide. Apresenta matriz muito fina composta por cristais ripidiforme de sanidina e

clinopiroxênio verde, analcima intersticial e minerais secundários como óxidos e carbonatos prejudicam o fechamento dos minerais.

Feldspatos

Os feldspatos são classificados como sanidinas, com composições variáveis de Na entre 4-5%. Apresentam tamanhos diferentes, na tabela 7 são considerados como constituintes da matriz, porém podemos considerá-los microfenocristais a constituintes intersticiais muito finos.

Tabela 7: Dados de química mineral dos feldspatos da matriz nas rochas afíricas com mistura.

	3	3	3	3	3	3	3	3
	Matriz							
SiO ₂	65,72	65,96	64,52	65,11	65,83	65,92	64,07	65,63
Al ₂ O ₃	18,55	18,91	19,91	19,60	19,53	19,20	19,89	18,69
CaO	0,01	0,00	0,24	0,26	0,29	0,28	0,26	0,09
FeO	0,58	0,60	0,20	0,25	0,28	0,29	0,24	0,53
SrO	0,00	0,00	0,78	0,40	0,00	0,00	0,93	0,00
BaO	0,00	0,04	0,42	0,15	0,00	0,00	1,05	0,00
Na ₂ O	4,67	4,86	5,31	5,25	5,23	5,17	5,37	5,05
K ₂ O	10,15	10,12	8,35	8,73	8,95	9,16	7,93	10,00
Total	99,72	100,54	99,76	99,75	100,13	100,06	99,79	100,12
	Sanidina							

Fonte: elaborado pelo autor.

Piroxênios

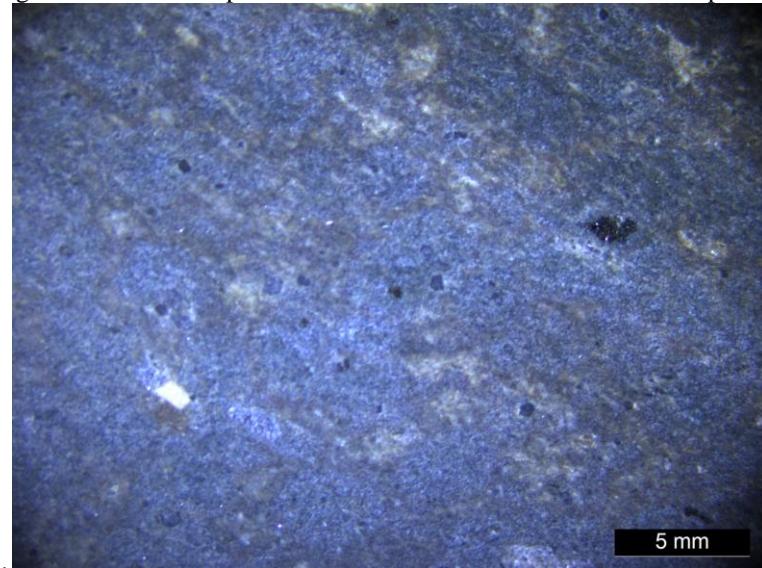
Os piroxênios, presentes na matriz se destacam pelo teor de Na (Tabela 8), que configura a estes minerais a classificação de Aegerina augita, exclusivo dessa variedade, além de teores entre 2-3% de Mn.

Tabela 8: Análises de Piroxênios na variedade de rochas afíricas com mistura.

Corpo	3	3	3
	Matriz	Matriz	Matriz
SiO ₂	49,78	45,02	48,85
TiO ₂	0,63	1,79	1,50
Al ₂ O ₃	2,58	4,52	0,97
MgO	1,62	3,16	1,58
CaO	10,98	18,18	11,38
MnO	3,11	2,75	2,75
FeO	22,10	20,26	23,23
BaO	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	7,36	2,79	7,36
K ₂ O	0,07	0,00	0,05
Total	98,24	98,48	97,66
	A-Augita	A-Augita	A-Augita

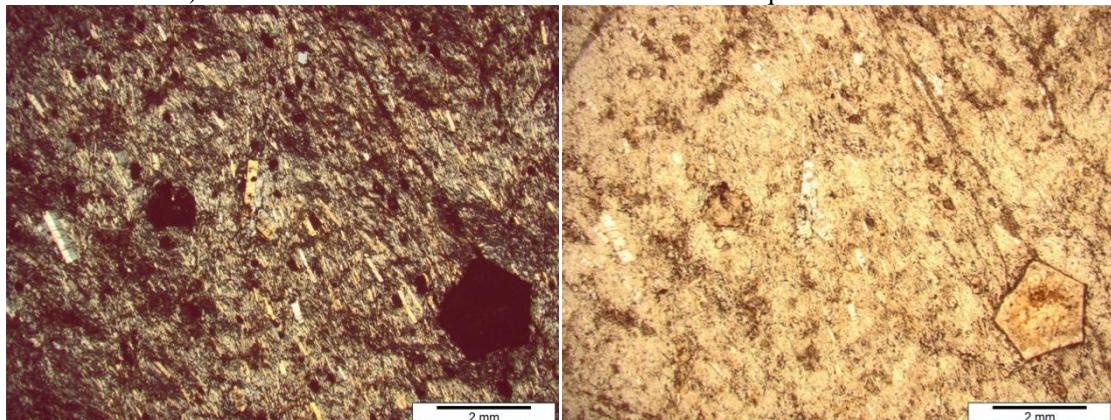
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 11: Foto em lupa binocular mostrando textura afírica do corpo 39.



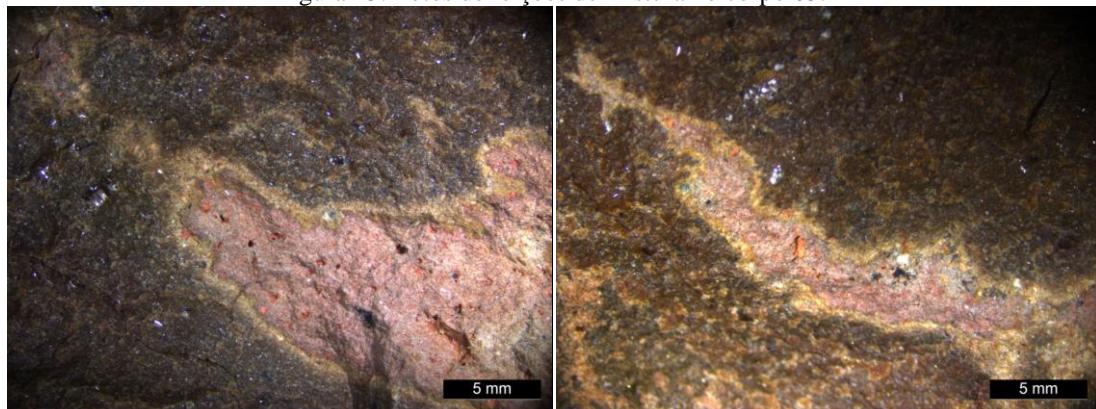
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 12: Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores cruzados (à esquerda) e paralelos (à direita) mostrando fenocristal de Hauína textura afírica e traquítica da amostra 39.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 13: Fotos de feições de mistura no corpo 03.



Fonte: elaborado pelo autor.

Feldspatóides

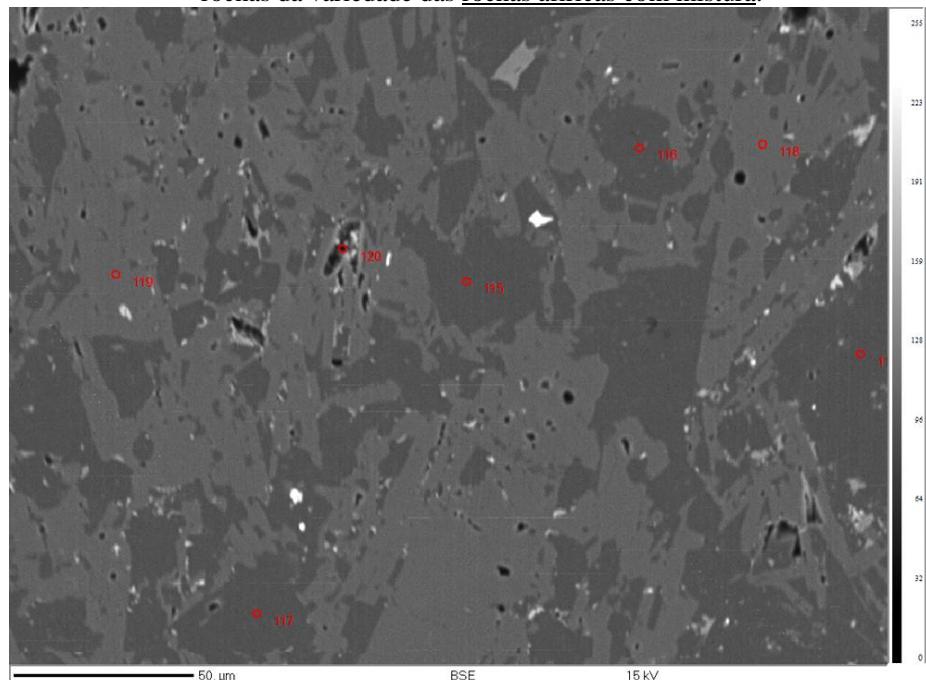
Os fenocristais de feldspatóides presentes nessa litologia foram classificados como Analcima (Tabela 9), e os constituintes da matriz apresentam elevado grau de alteração e conforme análises em EDS, apresentam composição similar aos fenocristais. A Figura 14 apresenta uma imagem BSE com os pontos analisados incluindo os pontos feitos no material intestinal (Tabela 10).

Tabela 9: Análise de química mineral em feldspatóides da variedade das rochas afíricas com mistura.

Corpo	3	3	3	3	3	3	3
	Feno - c	Feno - c2	Feno - b	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	54,01	49,69	53,30	48,69	49,87	48,15	52,30
Al ₂ O ₃	30,60	28,23	30,24	28,12	29,53	29,03	30,28
MgO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
CaO	0,24	0,47	0,19	1,19	2,02	1,13	0,37
MnO	0,12	0,08	0,13	0,07	0,06	0,11	0,01
FeO	0,02	0,04	0,10	0,21	0,45	0,16	0,22
Na ₂ O	9,24	9,94	9,94	6,38	8,76	12,70	10,24
K ₂ O	0,04	0,06	0,08	0,03	0,02	0,04	0,06
Total	94,28	88,53	93,99	84,69	90,74	91,36	93,49
Total	94,28	88,53	93,99	84,69	90,74	91,36	93,49
	Analcima	Analcima	Analcima	Analcima	Analcima	Analcima	Analcima

Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 14: Imagem BSE com pontos de análise de química mineral mostrando feições da matriz das rochas da variedade das rochas afíricas com mistura.



Fonte: elaborado pelo autor.

Tabela 10: Análise da matriz da variedade nas rochas afíricas com mistura.

	3	3	3	3	3	3
código	115 / 1 .	116 / 1 .	117 / 1 .	118 / 1 .	119 / 1 .	120 / 1 .
SiO ₂	49,1351	50,4181	49,3283	66,1785	65,8344	48,8472
TiO ₂	0,0059	0	0	0,0325	0,036	1,4996
Al ₂ O ₃	28,0881	32,3087	27,9946	18,6106	18,6099	0,9688
MgO	0,0247	0,0346	0,0087	0,0006	0	1,5752
CaO	1,4905	1,4604	0,5224	0,0021	0,0027	11,3811
MnO	0,0167	0,2537	0,068	0	0	2,7511
FeO	0,4496	1,2543	0,3301	0,6266	0,6225	23,2281
Na ₂ O	5,657	8,2904	6,7295	4,8603	4,8465	7,3572
K ₂ O	0,0649	0,0347	0,0582	9,9053	9,5138	0,0518
Total	84,9529	94,0875	85,0399	100,2243	99,5227	97,6618
Total	84,9529	94,0875	85,0399	100,2243	99,5227	97,6618
	Analcita	Analcita	Analcita	Sanidina	Sanidina	PX

Fonte: elaborado pelo autor.

Contato

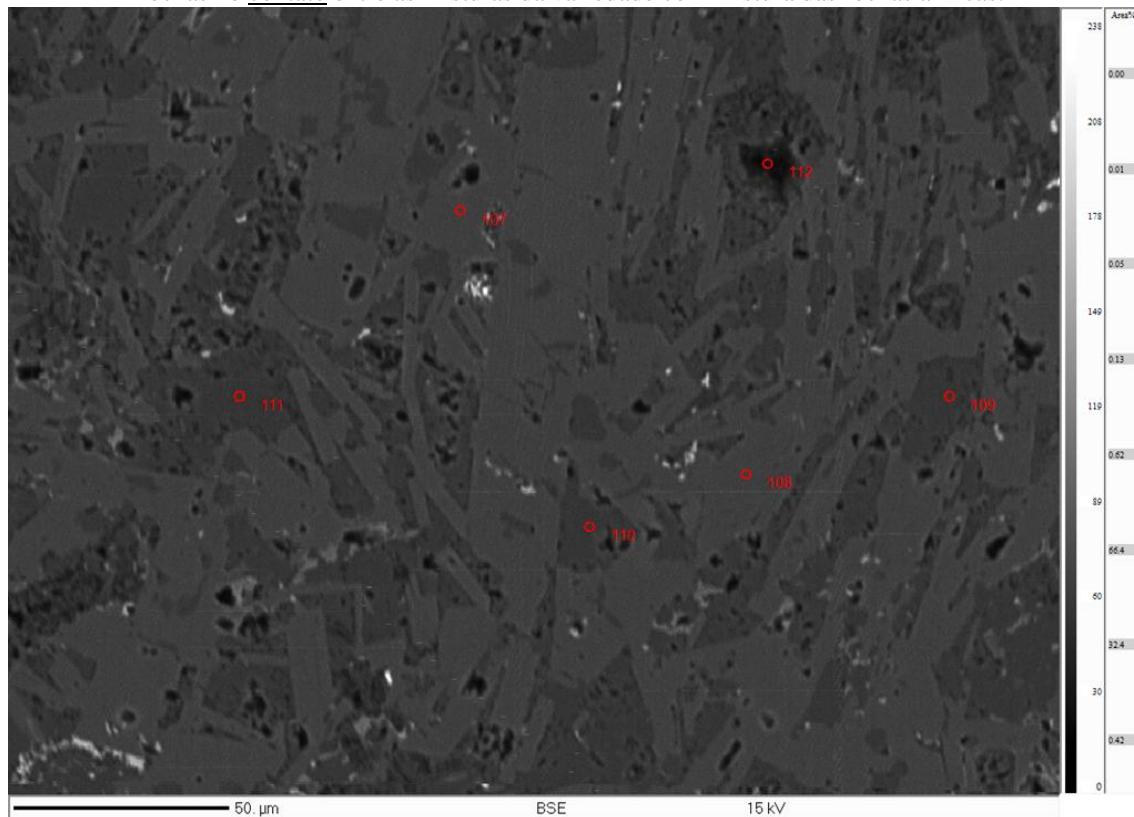
O contato entre as duas rochas marca a transição entre a rocha principal afírica e a rocha incluída de matriz muito oxidada. Nessa zona de contato é possível perceber um aumento dos cristais ripidiformes de sanidina, bem como sua maior abundancia, restando poucos espaços intersticiais, como mostram a Tabela 11 e as Figura15 (BSE) e Figura 18 (refletida e BSE).

Tabela 11: Dados de química mineral do contato entre misturas nas rochas afíricas.

	3	3	3	3	3
Formula	108 / 1 .	109 / 1 .	110 / 1 .	111 / 1 .	112 / 1 .
SiO ₂	65,3699	48,6784	53,6897	50,1966	40,5979
TiO ₂	0,0248	0,0012	0	0,0276	0,0236
Al ₂ O ₃	19,2078	26,262	29,6513	27,17	11,3562
MgO	0	0,4793	0,0106	0,0186	0,0317
CaO	0,2338	0,5203	0,1176	0,1237	0,8736
MnO	0,0063	0,0838	0,0576	0,0423	0
FeO	0,2883	1,1645	0,2091	0,1899	0,5072
SrO	0,3226	0	0	0	0
BaO	0,0551	0,0292	0,0167	0,0127	0
Na ₂ O	5,3564	4,3527	10,1531	7,486	1,6801
K ₂ O	8,5945	0,1159	0,0724	0,05	0,087
Total	99,4595	81,6874	93,9781	85,3175	55,1572
	Sanidina	Analcima	Analcima	Analcima	mesostase

Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 15: Imagem BSE com pontos de análise de química mineral mostrando feições da matriz das rochas no contato entre as misturas da variedade com mistura das rochas áfricas.



Fonte: elaborado pelo autor.

Magma incluído

O magma incluído nessas rochas ocorre com pouca expressividade nos afloramentos, porém com frequência. Este material possui coloração avermelhada, elevado grau de alteração presençade abundante de microfenocristais de sanidina maiores que na litologia na qual está relacionado.

Os minerais maficos foram totalmente oxidados e é possível verificar oxidação intensa na matriz. Em luz refletida na (Figura 16 e Figura 19) manchas pretas e marrons são muito abundantes. Na imagem BSE é possível verificar a presença de fases muito finas prismáticas que equivalem às manchas pretas e regiões onde a cristalização de um material microcristalino mais fino de impossível individualização que representa as manchas marrons, na Tabela 12 estão os dados de química mineral dos microfencoristais e do conteúdo intersticial.

Tabela 12: Dados de química mineral dos feldspatos presentes como microfenocristais no magma residual incluído nas rochas afíricas com mistura.

	3	3	3	3	3	3
Formula	94 / 1 .	95 / 1 .	96 / 1 .	97 / 1 .	98 / 1 .	99 / 1 .
SiO ₂	66,12	65,46	64,59	65,17	66,28	65,07
Al ₂ O ₃	19,13	19,27	19,85	19,41	18,41	19,61
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,19	0,26	0,23	0,27	0,00	0,27
FeO	0,21	0,21	0,28	0,26	0,64	0,25
SrO	0,00	0,21	0,75	0,25	0,00	0,14
BaO	0,00	0,02	0,49	0,08	0,00	0,00
Na ₂ O	5,25	5,39	5,51	5,25	4,65	5,38
K ₂ O	9,27	8,90	8,22	8,58	10,10	8,76
Total	100,16	99,74	99,98	99,25	100,12	99,52
	Sanidina	Sanidina	Sanidina	Sanidina	Sanidina	Sanidina

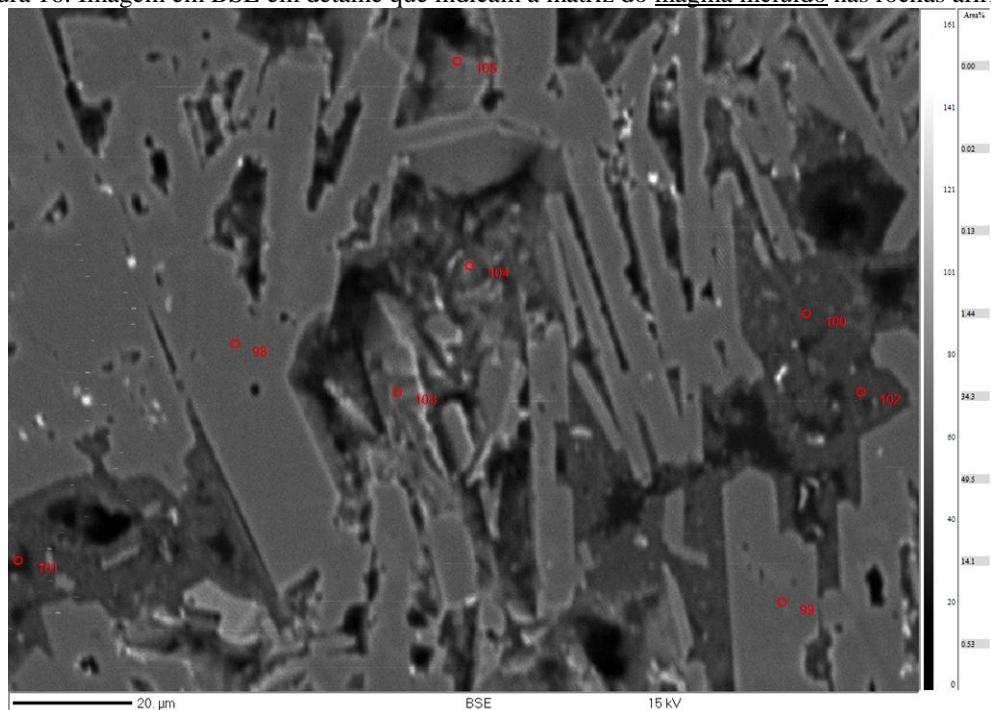
Fonte: elaborado pelo autor.

Tabela 13: Dados de química mineral dos interstícios (mesóstase) presentes no magma incluído nas rochas afíricas com mistura.

	3	3	3	3	3	3
	100 / 1 .	101 / 1 .	102 / 1 .	103 / 1 .	104 / 1 .	105 / 1 .
SiO ₂	36,02	18,28	38,01	55,35	36,88	31,87
Al ₂ O ₃	20,61	9,01	24,15	17,84	26,44	20,18
MgO	4,33	1,41	3,10	0,03	2,18	0,20
CaO	0,65	0,18	2,38	0,41	0,76	0,01
FeO	2,14	4,42	1,75	0,37	3,60	0,68
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,01	0,00	0,01	0,08	0,03	0,03
Na ₂ O	0,08	0,01	0,04	4,78	0,30	3,62
K ₂ O	0,40	0,36	0,45	7,50	2,41	9,61
Total	64,46	33,77	70,15	86,45	72,77	66,30
	Marrom	Marrom	Marrom	Preto	Preto	Preto

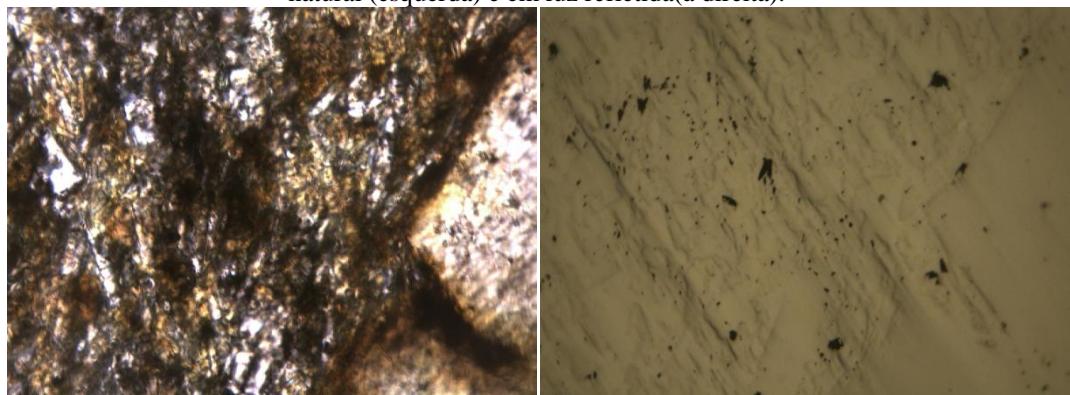
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 16: Imagem em BSE em detalhe que indicam a matriz do magma incluído nas rochas afíricas.



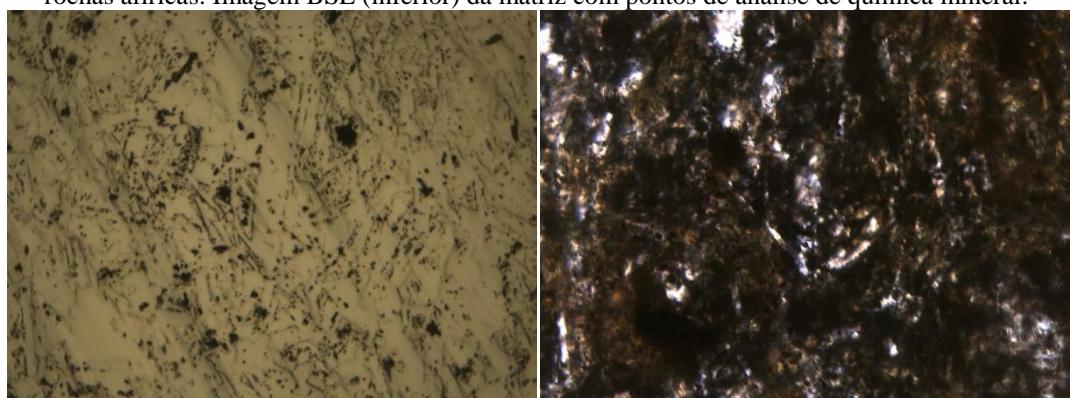
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 17: Foto em microscópio petrográfico indicando a matriz das rochas afíricas com mistura, em luz natural (esquerda) e em luz refletida(à direita).



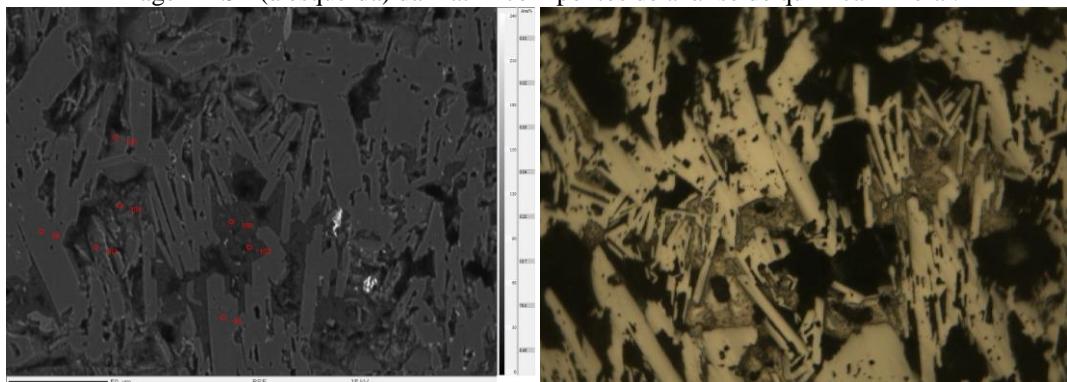
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 18: Imagem em luz refletida (à esquerda) e luz natural (à direta) do contato entre misturas nas rochas afíricas. Imagem BSE (inferior) da matriz com pontos de análise de química mineral.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 19: Imagem em luz refletida (à direta) mostrando o magma incluído nas rochas afíricas e a imagem BSE (à esquerda) da matriz com pontos de análise de química mineral.



Fonte: elaborado pelo autor.

4.2.2 Fonolitos Porfiríticos

Os fonolítos porfiríticos são assim classificados pela textura porfirítica grossa, caracterizada pela presença de megacristais de feldspato alcalino com tamanhos entre 0,5 e 3 cm, euédricos a subédricos que apresentam marcada zonação oscilatória que se manifesta petrograficamente por bordas de birrefringência diferenciada. Essas rochas podem ser subdivididas em porfirtíricas médias, grossas e muito grossas.

As rochas com textura muito grossa foram encontradas nos corpos 26, 27 e 29, assim classificadas por apresentarem os megacristais de tamanhos maiores (2 – 3 cm) e a maior razão fenocristal/matriz de 20 - 35% (Figura 27). Nessas rochas foi observada a maior ocorrência de cumulatos. As rochas classificadas como grossas estão nos corpos 37 e 40, onde é notada uma menor quantidade de megacristais, com tamanhos menores (de até 1,5 cm) e sem ocorrência de cumulatos. Os corpos 38 e 25 apresentam pequena quantidade de mega e fenocristais felsicos e quantidades superiores de fenocristais maficos, configurando uma variedade com textura média. Neste estudo reunimos todas as categorias por entendermos que as variações não são compatíveis com o nível de detalhamento desse trabalho.

Além dos megacristais de feldspato alcalino, estão presentes fenocristais de tamanhos menores (1-5 mm) de sanidina, granada melanita, clinopiroxênio e feldspatóide. A matriz é constituída por microfenocristais e material intersticial, comumente com textura traquítica fina (Figura 28). Outras texturas subordinadas estão presentes, como a glomeroporfirítica (Figura 29) ocorrendo entre fenocristais principalmente de granada, piroxênio e feldspatóide e cumulados maficos

constituídos de piroxênio com tamanhos de até 1,5 cm.

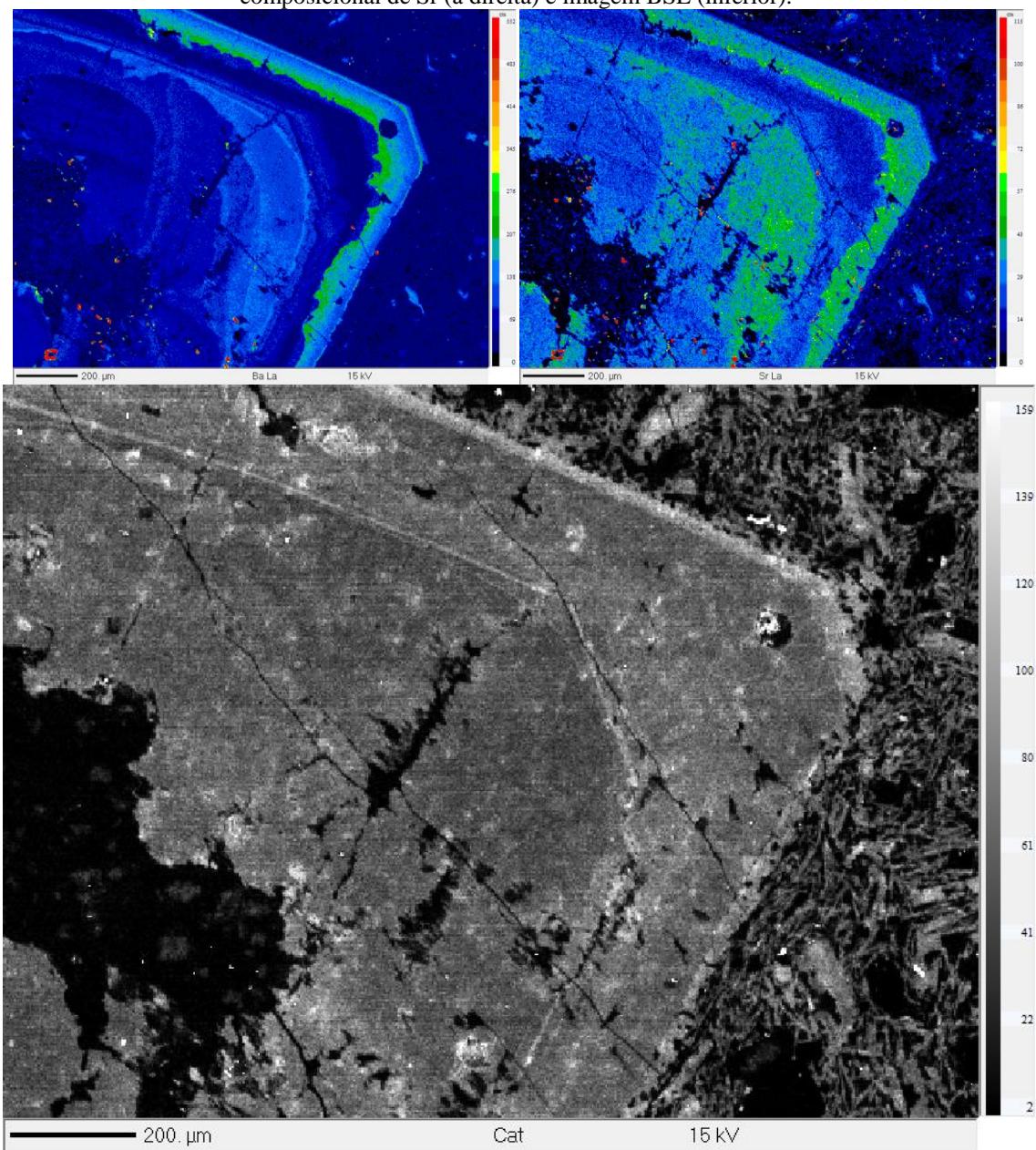
Feldspato alcalino

O feldspato alcalino é a fase mais abundante, representando entre 50 - 70% das rochas. Estão presentes dois conjuntos de fenocristais, os megacristais, com tamanhos entre 2 – 3 cm, euédricos e com maclas simples. Frequentemente há presença de inclusões das outras fases menores, incluindo feldspatóide, piroxênio e granada. Estes cristais apresentam variações compostionais claramente observadas em imagens de catodoluminescência, em que este efeito é produzido pela presença do elemento Ba na sua composição, o que também é visível nas imagens de BSE (Figura 20). Estas imagens mostram o padrão concêntrico das zonas que possuem contornos euédricos e limites retilíneos.

A distribuição do Ba e Sr produz uma zonação do tipo oscilatória acompanhada pela variação de K e de Na, evidenciadas nos mapas compostionais da (Figura 20). Diferentes setores podem ser destacados nestes minerais, um central onde o mineral apresenta uma forma anédrica e arredondada, um setor intermediário onde o mineral apresenta uma baixa nos teores de K, Ba e Sr que feições de dissolução são muito abundantes e por fim um borda rica em Sr e Ba principalmente no inicio dessa zona, que é marcada por faces bem desenvolvidas e preservadas. A imagem BSE permite avaliar a relação de tamanho entre esse megacristal com os constituintes da matriz.

Na Tabela 14 são apresentadas as composições químicas dos megacristais de K-feldspato obtidas em perfil compostional do centro para a borda do cristal, apresentado na Figura 21. O padrão de zonação mostra uma tendência geral de acréscimo da molécula de Ab e decréscimo da molécula de Or no final da cristalização deste mineral. Ba e Sr tem comportamento similar e acompanham o K. O mesmo comportamento foi observado em outros megacristais nessa litologia.

Figura 20: Mapas em megacristal de sanidina. Mapa composicional de Ba (à esquerda), mapa composicional de Sr (à direita) e imagem BSE (inferior).



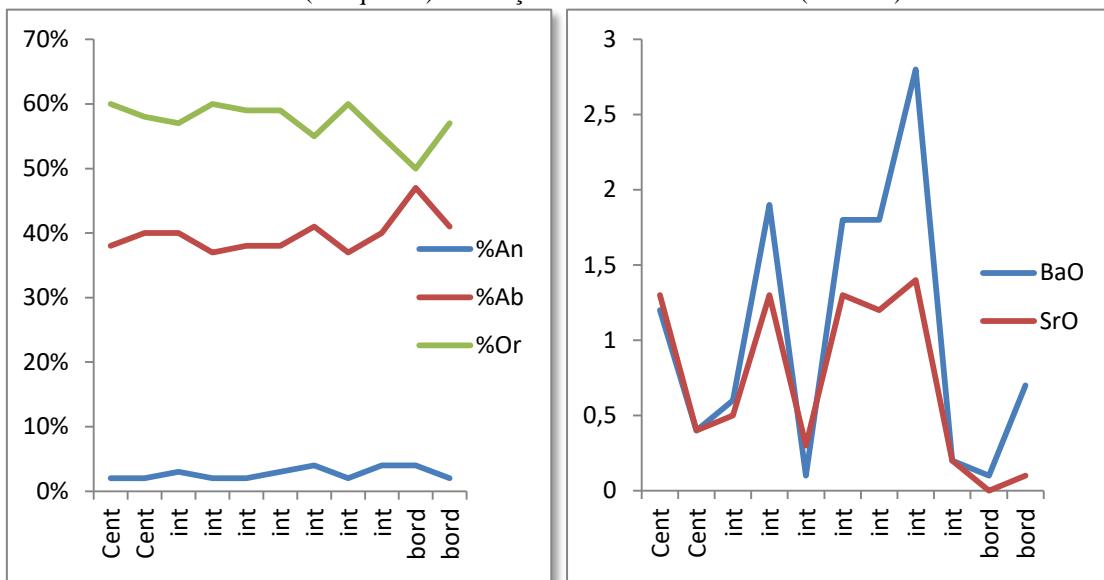
Fonte: elaborado pelo autor.

Tabela 14: Análises de química mineral nos megacristais das litologias porfiríticas. Cent = centro do mineral, int = intermediário, bord = borda.

29	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega	Mega
	Cent	Cent	int	int	int	int	int	int	int	int	bord	bord
Na ₂ O	4,00	4,30	4,20	4,00	4,30	4,20	4,30	4,20	4,20	4,20	4,80	4,80
SiO ₂	63,50	63,20	62,60	63,00	64,60	64,30	62,40	64,90	62,50	59,40	65,00	65,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,80	19,30	19,70	20,60	19,30	20,40	20,40	20,60	19,00	19,20	19,00	19,00
K ₂ O	9,70	9,40	9,10	9,80	10,20	9,80	8,80	10,20	8,80	7,70	10,10	10,10
CaO	0,40	0,50	0,60	0,50	0,50	0,60	0,80	0,50	0,80	0,70	0,40	0,40
FeO	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,40	0,20	0,30	0,40	0,40
BaO	1,20	0,40	0,60	1,90	0,10	1,80	1,80	2,80	0,20	0,10	0,70	0,70
SrO	1,30	0,40	0,50	1,30	0,30	1,30	1,20	1,40	0,20	0,00	0,10	0,10
total	99,60	100,00	99,90	100,20	99,70	100,20	99,80	97,80	97,50	99,90	99,60	99,60
An	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02
Al	0,38	0,40	0,40	0,37	0,38	0,38	0,41	0,37	0,40	0,47	0,41	0,41
Or	0,60	0,58	0,57	0,60	0,59	0,59	0,55	0,60	0,55	0,50	0,57	0,57

Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 21: Gráficos mostrando zonação composicional em megacristal, mostrando teores de membros finais (à esquerda) e variações nos teores de Ba e Sr (à direita).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os fenocristais desta rocha distinguem-se dos megacristais pelo seu tamanho menor (4 – 8 mm), sendo também euédricos, com macla simples, com raras inclusões de feldspatóide. Apresentam zonação composicional em padrão semelhante ao dos megacristais, com zonas concêntricas e formas euédricas (Figura 30). As variações compostionais são oscilatórias e apresentam características semelhantes às dos megacristais, entretanto, perecem corresponder às zonas mais externas destes (Figura

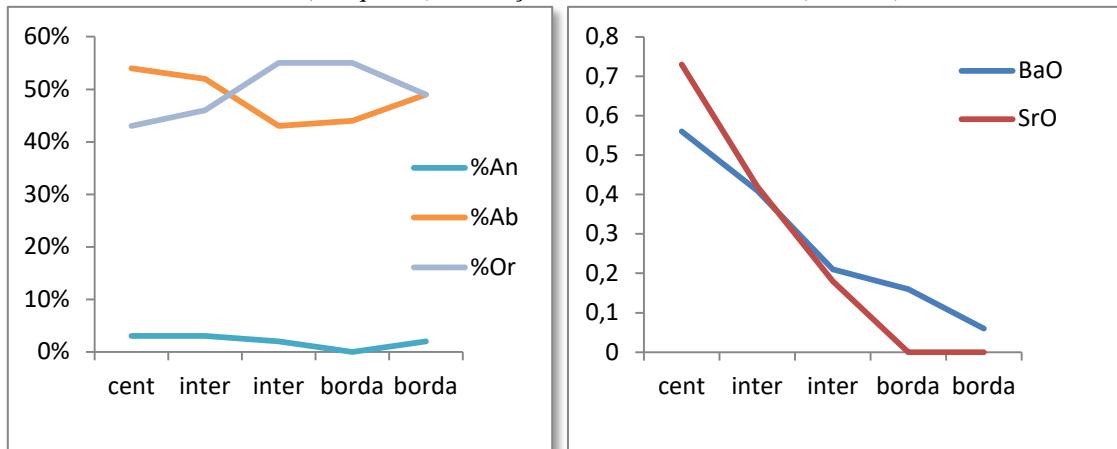
22 e Tabela 15).

Tabela 15: Dados de química mineral em fenocristal revelando zonação composicional.

37	Feno cent	Feno inter	Feno inter	Feno borda	Feno borda
Na ₂ O	5,95	5,71	4,87	5,01	5,61
SiO ₂	64,43	65,03	64,75	65,69	65,53
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,97	19,95	19,58	18,76	19,34
K ₂ O	7,11	7,68	9,34	9,52	8,36
CaO	0,59	0,51	0,44	0,06	0,41
FeO	0,38	0,24	0,32	0,58	0,25
BaO	0,56	0,41	0,21	0,16	0,06
SrO	0,73	0,42	0,18	0,00	0,00
TOTAL	99,74	100,03	99,69	99,81	99,61
Anortita	3%	3%	2%	0%	2%
Albita	54%	52%	43%	44%	49%
Ortoclásio	43%	46%	55%	55%	49%

Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 22: Gráficos mostrando zonação composicional em fenocristal, mostrando teores de membros finais (à esquerda) e variações nos teores de Ba e Sr (à direita).



Fonte: elaborado pelo autor.

Os feldspatos da matriz ripidiformes e estão fortemente alinhados indicando uma textura traquítica. Apresentam as composições mais ricas na molécula albita, comparáveis com as composições das bordas mais externas dos fenocristais (Tabela 16).

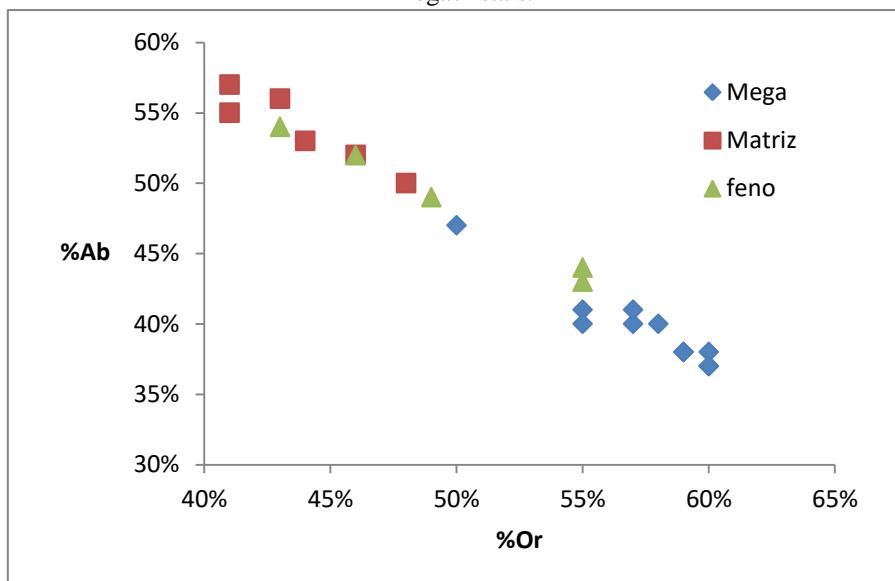
Tabela 16: Dados de química mineral dos feldspatos da matriz de rocha porfirítica, corpo 29.

	29	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz
Na ₂ O	5,5745	6,9131	5,9157	5,5741	6,7056	5,8361	
SiO ₂	65,186	61,3163	63,347	63,9994	63,8553	63,9696	
MgO	0,0086	0,0075	0,0023	0,0155	0,015	0,0063	
Al ₂ O ₃	19,5499	20,1626	20,2081	19,7003	19,5052	20,1391	
K ₂ O	8,0373	7,5416	6,7236	7,504	7,9247	7,3135	
CaO	0,3567	0,3536	0,6267	0,2726	0,2684	0,5063	
FeO	0,4514	0,4885	0,2819	0,4126	0,4239	0,3287	
BaO	0,4109	0,0695	1,2074	1,0346	0,31	0,7544	
TOTAL	99,8815	97,0342	99,2933	98,631	99,265	99,5306	
Anor	2%	2%	3%	1%	1%	3%	
Alb	50%	57%	55%	52%	56%	53%	
Ort	48%	41%	41%	46%	43%	44%	

Fonte: elaborado pelo autor.

Agrupando os feldspatos em um diagrama Ab vs Or (Figura 23), foi possível diferenciar os megacristais que representam os termos mais ricos na molécula Or, os fenocristais que ficaram em uma distribuição intermediária e os minerais da matriz que apresentam os maiores teores da molécula Ab.

Figura 23: Gráfico Ab vs Or, mostrando a distribuição do feldspatos da matriz, fenocristais e megacristais.



Fonte: elaborado pelo autor.

Feldspatóides

Os feldspatóides são representados por minérias do grupo da sodalita e analcima e cancrinita. A noseana e Hauína ocorrem como fenocristais e

microfenocristais, são comumente minerais incolores, porém eventualmente possuem coloração preta, apresentam hábito cúbico e isotropia em luz polarizada. Representam cerca de 5 – 15 % das rochas e comumente ocorrem associados em texturas glomeroporfiríticas.

A analcima ocorre como fenocristal apenas no corpo 40, incolor e isótropo. Nas demais litologias a analcima ocorrem como mineral intersticial na matriz, como manchas brancas. A cancrinita ocorre frequentemente como mineral secundário a partir das noseanas e hauínas, que substitui completamente essas fases. Essa reação de formação da cancrinita resulta também numa intensa carbonatação associada, formando calcita. Veja a Tabela 17.

Tabela 17: Dados de química mineral dos feldspatóides das litologias porfiríticas. F= Fenocristal.

	Analcima	Analcima	Noseana	Noseana	Hauína	Hauína	cancrinita	cancrinita
	F	F	F	F	F	F	F	F
Corpo	40	40	37	37	37	37	37	37
Na ₂ O	10,71	9,20	7,18	12,54	11,48	14,79	4,07	11,13
SiO ₂	56,49	55,72	45,94	35,87	34,54	36,09	37,89	35,44
MgO	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,43	28,45	37,79	35,59	31,90	33,09	27,55	32,61
K ₂ O	0,33	0,31	0,02	0,08	0,48	0,26	0,08	0,04
CaO	0,04	0,08	0,35	1,09	5,81	3,34	5,75	5,83
FeO	0,27	0,18	0,05	7,07	1,56	2,24	0,73	0,49
BaO	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
MnO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,05	0,01	0,03	0,00
TiO ₂	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,01	0,33	0,52	4,58	n.a.	n.a.
SO ₂	0,00	0,07	6,80	7,41	9,67	6,12	n.a.	n.a.
TOTAL	92,31	94,16	98,19	100,01	96,01	100,55	76,11	85,54
Na	98%	97%	97%	95%	77%	88%	56%	77%
K	2%	2%	0%	0%	2%	1%	1%	0%
Ca	0%	0%	3%	5%	21%	11%	44%	22%

Fonte: elaborado pelo autor.

Piroxênios

O piroxênio é muito abundante nessas rochas, compondo cerca de 5 - 10%. Ocorre como fenocristais (até 0,7 mm), microfenocristais e na matriz, apresentando seções prismáticas a basais (Figura 31). Possui pleocroismo entre verde e amarelo, castanho e amarelo ou verde e castanho, birrefringências de segunda ordem e extinção obliqua.

Os fenocristais apresentam importante zonação perceptível na microscopia ótica pela diferença de pleocroismo. As análises químicas definem composições entre os termos intermediários da solução sólida Diopsídio-Hedembergita (Tabela 18). As análises de perfis compostacionais de fenocristais mostram zonação oscilatória marcada por zonas intermediárias mais ricas em Mg e pobres em Fe (Figura 24).

A zonação dos piroxênios nessas rochas é bem marcada, entretanto não apresenta feições tão simétricas quando comparados com as granadas e sanidinas. É possível verificar uma zona irregular, possivelmente corroída rica em Fe que gradativamente vai empobrecendo neste elemento, uma zona abrupta e fina com alto teor de Mg e uma borda final espessa onde os teores de Fe tendem a crescer. Os mapas compostacionais de Ti (Figura 25) apresentam as melhores imagens, e nessas zonas de baixa teor de Ti que correspondem aos altos de Fe, ocorrem muita inclusões de titanita.

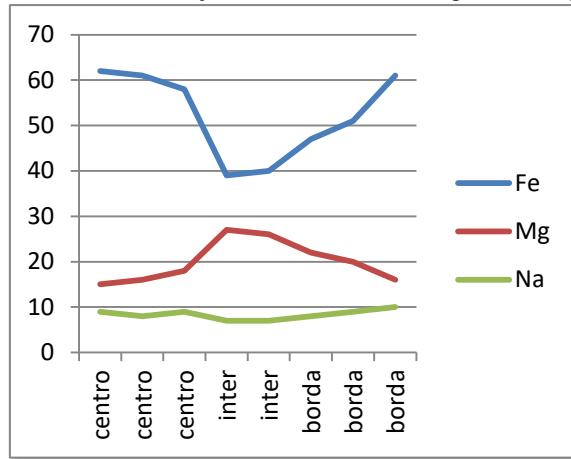
Ocorrem também fenocristais não zonados (Figura 31) que apresentam uma enorme quantidade de inclusões de microfenocristais de titanita e apatita e uma textura esqueletal que sugere um rápido resfriamento. Esses piroxênios são raros e não representam nem 1% da modal destas rochas.

Tabela 18: Dados de química mineral de piroxênio representando a zonação compostacional. Bord= borda, inter = intermediário.

29	Centro	Centro	Centro	inter	inter	bord	bord	bord
Na ₂ O	1,28	1,12	1,21	0,87	0,88	1,07	1,11	1,38
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	4,76	5,14	5,48	8,58	8,49	6,79	6,39	4,98
CaO	21,16	21,29	21,52	22,40	22,37	21,83	21,68	20,94
MnO	0,66	0,63	0,57	0,27	0,33	0,37	0,50	0,79
Al ₂ O ₃	8,44	8,17	8,37	8,40	8,57	9,71	9,05	7,38
Fe ₂ O ₃	19,19	18,77	17,92	12,85	13,17	15,08	15,86	18,54
SiO ₂	42,06	41,80	42,18	43,35	42,56	41,37	41,77	43,31
TiO ₂	1,65	1,59	1,70	2,52	2,69	2,72	2,34	1,44
Total	99,24	98,55	99,00	99,27	99,05	98,99	98,73	98,77
Ca	49%	49%	49%	50%	50%	50%	50%	49%
Fe tot	62%	61%	58%	39%	40%	47%	51%	61%
Mg	15%	16%	18%	27%	26%	22%	20%	16%
Na	9%	8%	9%	7%	7%	8%	9%	10%
Fe	62%	61%	58%	39%	40%	47%	51%	61%
Mg	15%	16%	18%	27%	26%	22%	20%	16%

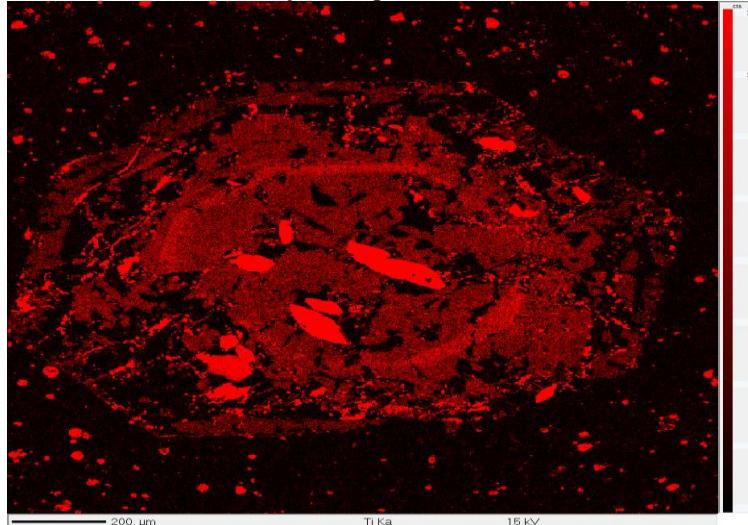
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 24: Gráfico mostrando variação dos teores de Fe, Mg e Na nos piroxênios zonados.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 25: Mapa de raios-x mostrando variação composicional do Ti (vermelho) de um piroxênio zonado.



Fonte: elaborado pelo autor.

A matriz apresenta as composições mais diferenciadas, com todos os seus representantes do lado da Hedembergita (Figura 19).

Tabela 19: Dados de química mineral de piroxênios da matriz nas rochas porfiríticas.

Corpo	37	37	37	29	29	29	29	29	29
	Matriz								
Na ₂ O	1,19	1,26	1,00	1,83	1,46	1,61	2,05	1,19	1,49
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	6,14	5,64	7,25	4,62	4,90	4,86	4,91	5,73	5,01
CaO	21,79	21,40	21,95	20,08	21,07	20,66	19,81	21,41	20,56
MnO	0,45	0,74	0,48	0,92	0,81	1,13	0,95	0,65	0,87
Al ₂ O ₃	9,26	7,93	7,20	7,16	7,16	5,85	6,22	7,86	7,43
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01			
FeO	16,04	17,75	15,00	19,20	18,77	19,51	18,80	17,45	18,65
SiO ₂	41,36	42,99	44,47	44,07	43,60	45,25	44,62	43,07	43,35
TiO ₂	2,00	1,36	1,61	1,20	1,30	1,00	1,12	1,67	1,60
Total	98,25	99,08	98,97	99,10	99,07	99,88	98,51	99,03	98,98
Ca	50%	49%	50%	48%	49%	47%	47%	49%	48%
Fe tot	52%	58%	48%	63%	62%	65%	63%	57%	61%
Mg	20%	18%	23%	15%	16%	16%	16%	18%	16%
Na	9%	9%	8%	13%	11%	11%	14%	9%	11%
Fe	52%	58%	48%	63%	62%	65%	63%	57%	61%
Mg	20%	18%	23%	15%	16%	16%	16%	18%	16%

Fonte: elaborado pelo autor.

Agregados maficos

Agregados maficos ocorrem comumente nessas rochas, sendo encontrados cumulatos (cum) como da Figura 33 A, com formato globular, granulação fina, constituído predominantemente por piroxênio. Também ocorrem agregados que se assemelham a segregações como na Figura 33 B, constituídos por piroxênio de tamanhos variados, predominantemente euédricos que apresentam padrões de zonação semelhantes aos dos piroxênios zonados da rocha hospedeira, usaremos para estes a nomenclatura de agregado piroxenítico (agreg). Os piroxênios encontram-se envolvidos em matriz intersiticial semelhante à da rocha hospedeira.

A composição química dos piroxênios de diferentes cumulatos é apresentada na Tabela 20. Os cumulatos não apresentam grande variações químicas mantendo seu #Mg maior que 56%, enquanto os agregados apresentam tanto minerais magnesianos com #Mg > 60%, quando ricos no membro final hedembergita com #Mg < 46%. Isso se deve ao provável fato de que o cumulatos globulares formaram-se no mesmo momento, enquanto os agregados mostras piroxênios de diferentes tamanhos e formatos que deve refletir a sua variedade química e sua aproximação a partir de

fluxo magmático.

Tabela 20: Dados de química mineral em piroxênios em diferentes cumulatos. Agreg = agregado piroxeníticos, cum = cumulatos globulares, Hedem = hedembergita, Dio = diopsídio.

29	agreg	agreg	agreg	agreg	agreg	agreg	cum	cum	cum	cum
Na ₂ O	1,06	0,95	0,88	0,79	1,48	1,76	1,35	0,91	1,13	1,37
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04
MgO	6,62	6,93	12,77	13,35	7,01	7,13	12,74	13,42	10,54	9,26
CaO	22,59	22,66	20,90	23,15	21,42	20,91	20,46	20,38	22,70	21,62
MnO	0,39	0,39	0,64	0,21	0,58	0,78	0,79	1,24	0,50	0,65
Al ₂ O ₃	9,32	7,96	1,75	5,00	8,74	5,80	1,17	1,79	4,81	5,27
Cr ₂ O ₃			0,03	0,11	0,05	0,00	0,06	0,11	0,13	0,14
FeO	14,68	14,54	10,43	6,09	14,06	15,22	10,59	9,66	10,53	12,35
SiO ₂	38,81	38,14	52,02	50,12	42,05	46,52	52,68	52,30	48,74	48,28
TiO ₂	2,87	1,96	0,21	1,15	3,74	1,51	0,20	0,12	0,64	0,67
Total	96,33	93,57	99,62	99,96	99,11	99,64	100,03	99,97	99,73	99,65
Ca	52%	52%	44%	50%	50%	48%	43%	43%	49%	48%
Fe tot	49%	51%	29%	17%	45%	49%	30%	28%	33%	39%
Mg	21%	22%	38%	40%	23%	23%	38%	39%	32%	29%
Na	8%	7%	6%	6%	11%	12%	8%	6%	8%	10%
Fe	49%	51%	29%	17%	45%	49%	30%	28%	33%	39%
Mg	21%	22%	38%	40%	23%	23%	38%	39%	32%	29%

Fonte: elaborado pelo autor.

Granada melanita

A melanita ocorre como fenocristal, microfenocristal e na matriz, com coloração castanha, sem pleocroísmo e isótropa (Figura 29). É muitas vezes mais abundante que o piroxênio na análise modal compondo cerca de 10 – 20% da rocha. Comumente está em associações glomeroporfiríticas e ocorre como inclusão nos feldspatos. Nos fenocristais de melanita são encontradas muitas inclusões de feldspatóide, titanita, apatita e titanomagnetita.

A principal feição presente nesses minerais é a zonação, visível em microscopia ótica e comprovada pelas diferenças na química mineral. A principal variação química está relacionada à distribuição do Ti. O mapa composicional da distribuição do Ti (Figura 26) mostra um padrão de zonação concêntrica e oscilatória normal no “centro”, e a formação de uma zona de borda bem marcada pela maior concentração do Ti. As análises químicas deste mineral determinam que estes mineral possuem entre 3,0 a 8,0% de TiO₂. Os centros dos fenocristais tem em média 3,48% TiO₂ e 4,25% TiO₂ nas bordas. O ferro, alumínio e o manganês apresentam

comportamento inverso de distribuição em relação ao Ti, porém com a zonação é menos evidente. Os mapas composicionais permitem verificar que também há concentração preferencial do Ti nas faces K e S. A Figura 32 apresenta dois mapas compostionais mostrando zonações na granada e piroxênio, onde é possível relacionar uma zona de baixo titânio intermádia na granada que corresponde a uma zona de alto titânio no piroxênio.

Na matriz dessas rochas a melanita é um constituinte principal com composição mais homogênea, tendo em média 5,8% TiO₂. Na Tabela 21 são apresentadas as composições de fenocristais e de cristais da melanita nestas rochas.

Minerais acessórios

Os minerais acessórios são representados principalmente por titanita, que ocorre muito comumente como inclusões euédricas podendo chegar até 3mm (Figura 33 C e Figura 33 D). Apatita também é comum e ocorre principalmente como inclusões nos piroxênios e mais raramente nos outros fenocristais, apresentando tamanhos da ordem de 1-2 mm. A Ti-magnetita é muito abundante principalmente como constituintes da matriz, ocorrendo sempre euédrica e com tamanhos inferiores a 1mm.

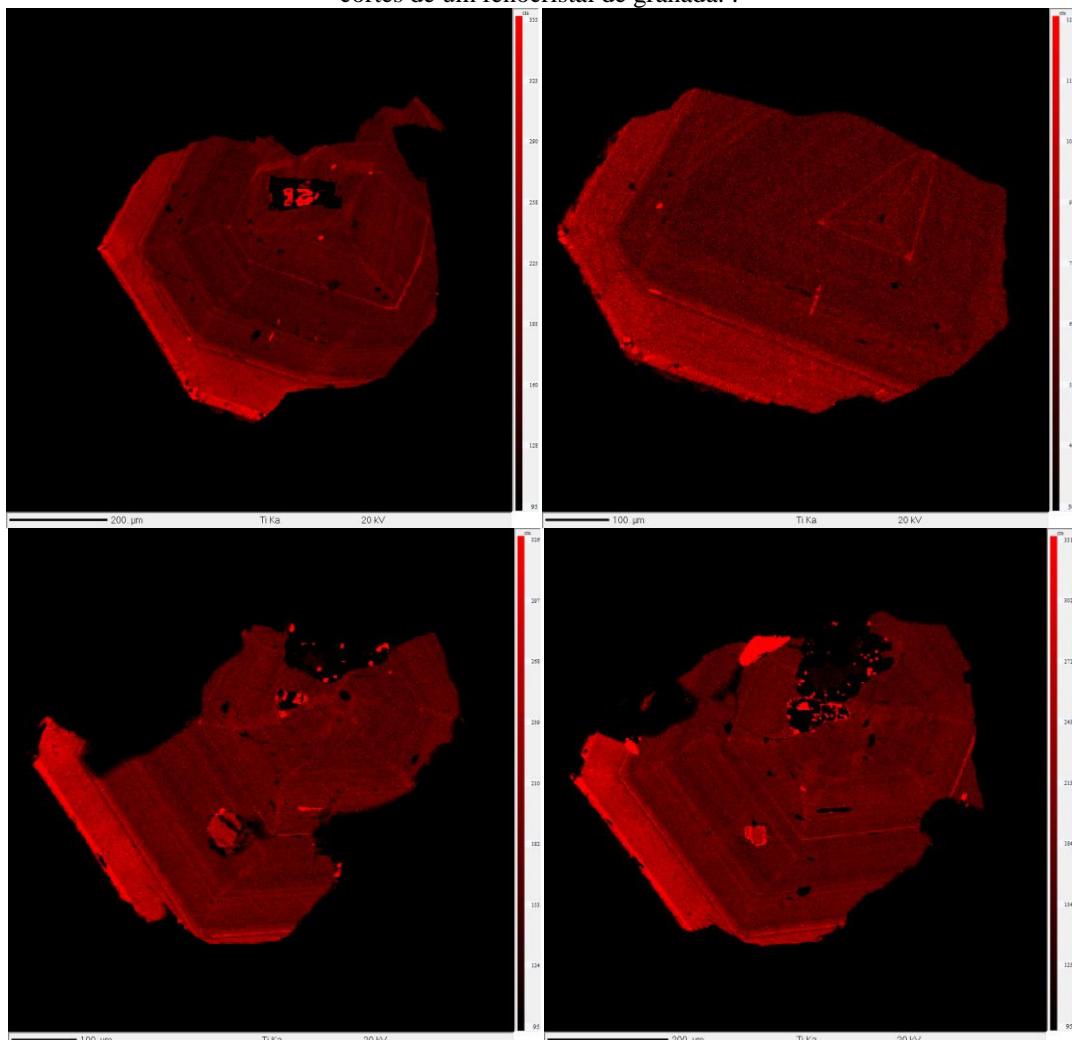
O feldspatóides apresentam alterações intensas, eventualmente geram pseudomorfos de zeolitas (Figura 33E e 33F).

Tabela 21: Dados de química mineral de fenocristais de granadas nas rochas porfiríticas.

	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
MgO	0,26	0,24	0,29	0,26	0,29	0,27	0,25	0,26	0,29
CaO	30,57	30,69	30,72	30,58	30,62	30,81	30,88	31,06	30,87
MnO	1,36	1,42	1,16	1,35	1,40	1,12	1,36	1,47	1,32
Al ₂ O ₃	6,14	6,35	4,57	5,91	6,03	5,22	5,40	5,10	5,07
FeO	23,25	23,72	24,26	23,81	23,80	24,07	23,57	23,88	23,85
SiO ₂	34,46	34,83	33,57	34,66	34,71	34,09	34,11	33,93	33,94
TiO ₂	3,20	2,94	4,69	3,23	3,20	4,18	3,81	4,18	4,27
Total	99,33	100,22	99,35	99,88	100,08	99,84	99,51	99,96	99,65
	centro	meio	borda	centro	meio	borda	centro	meio	borda

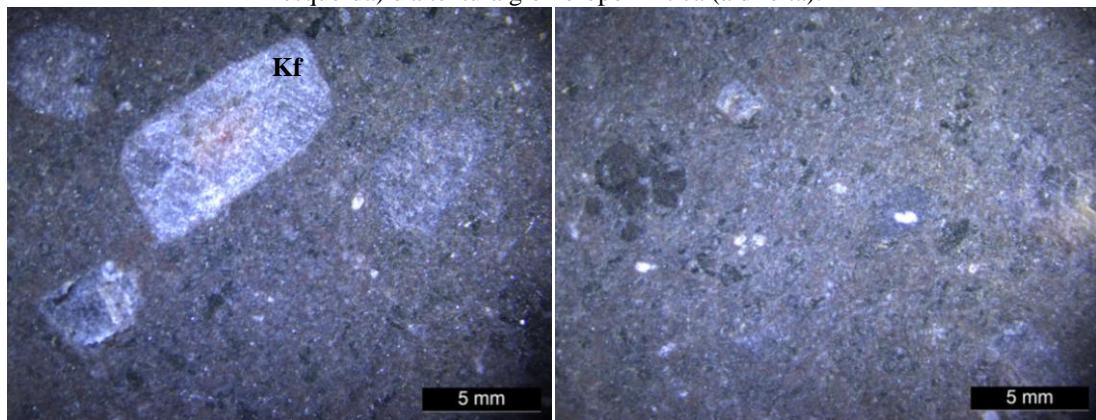
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 26: O mapa composicional de raios-x mostrando a distribuição do Ti(vermelho) em diferentes cortes de um fenocristal de granada.



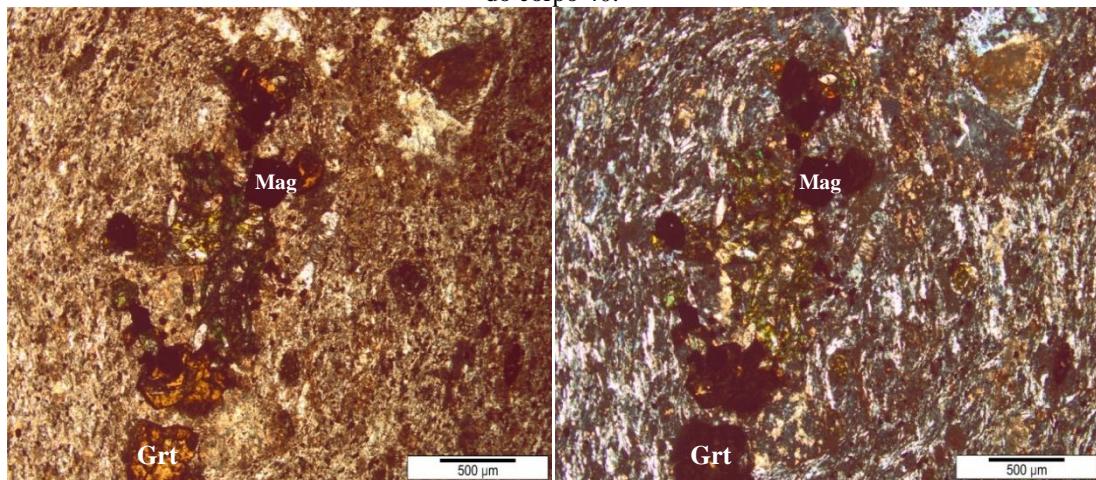
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 27: Foto em lupa binocular da amostra do corpo 29, indicando a textura porfirítica grossa (à esquerda) e a textura glomeroporfirítica (à direita).



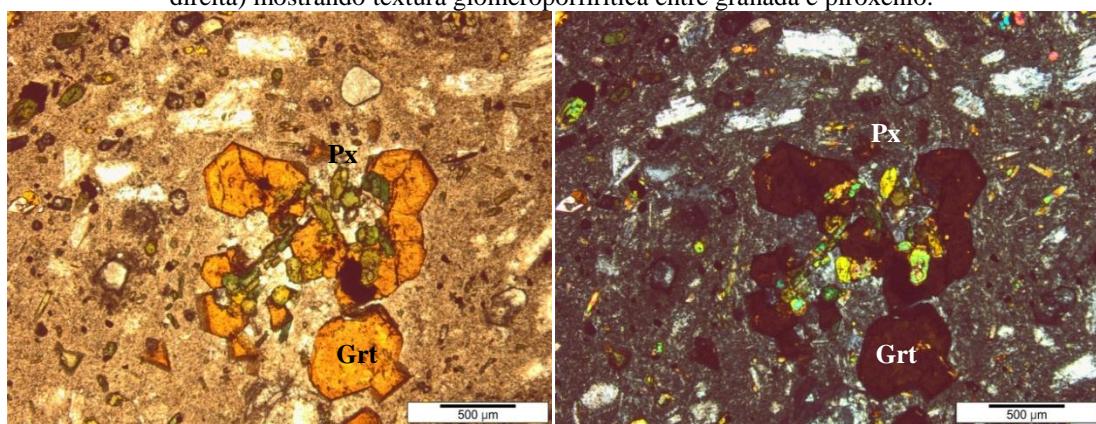
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 28: Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos (à esquerda) e cruzados (à direita) mostrando matriz traquítica contornado agredado de piroxênio, granada e ti-magnetita na amostra do corpo 40.



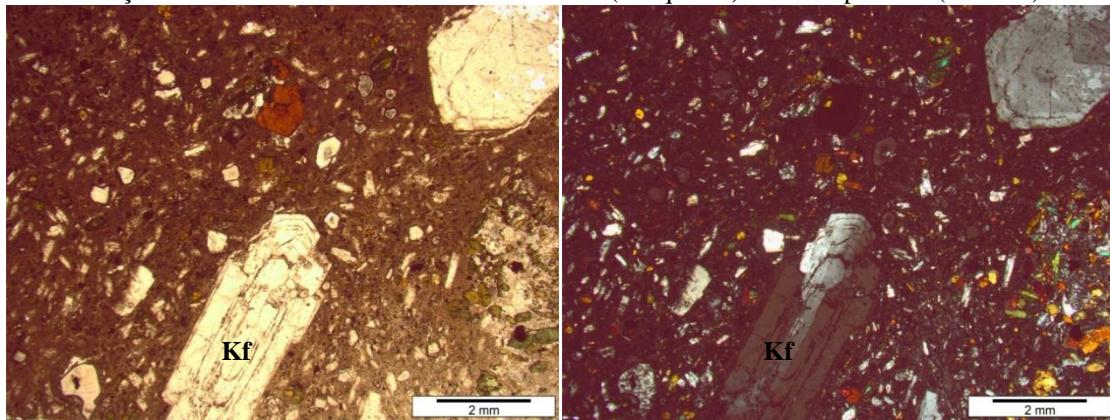
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 29: Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos (à esquerda) e cruzados (à direita) mostrando textura glomeroporfirítica entre granada e piroxênio.



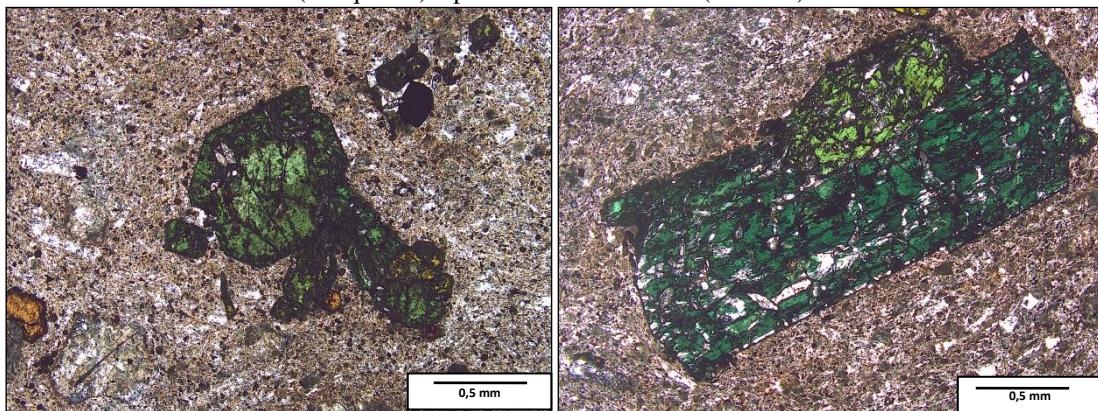
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 30: Imagem em microscópio petrográfico mostrando fenocristais de sanidina zonados e com extinção ondulante em matriz fina. Em luz natural (à esquerda) e em luz polarizada (à direita).



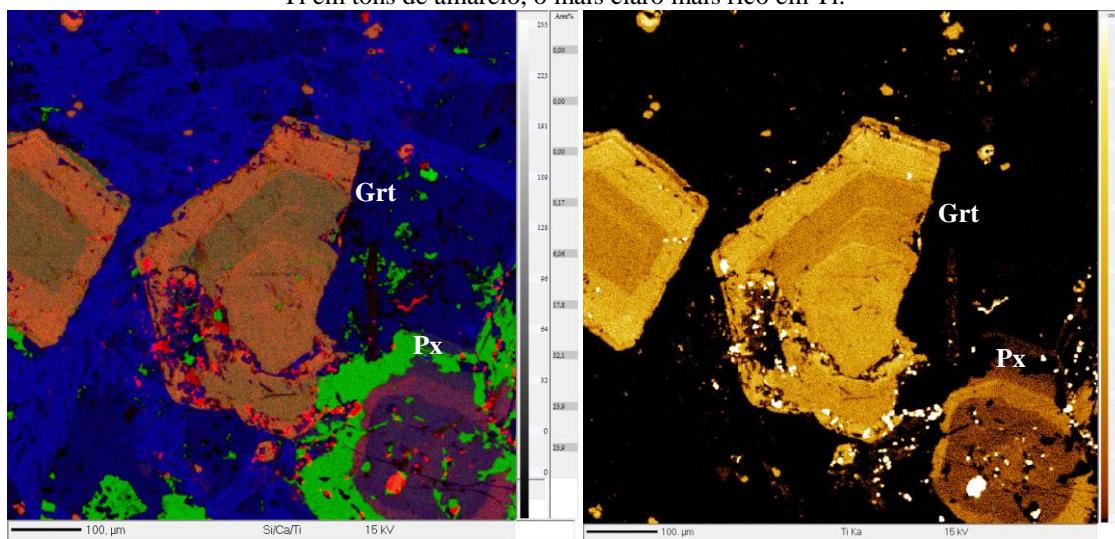
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 31: Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos mostrando piroxênio zonado (à esquerda) e prismático não zonado (à direita).



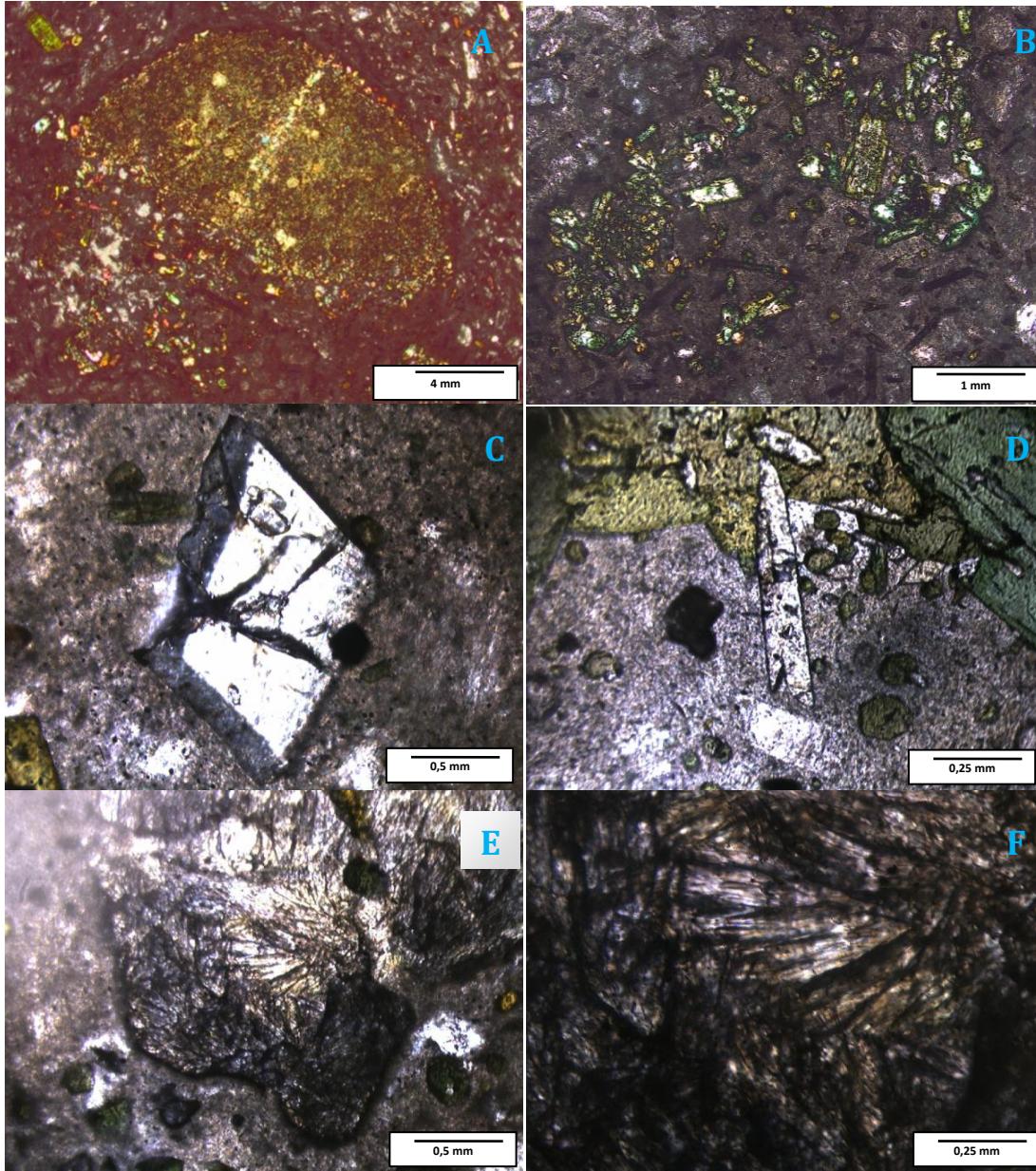
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 32: Mapas compositionais de raios-x em microssonda eletrônica de granada e piroxênio. À direita mapa de composições azul (Si), Vermelho (Ti) e Verde (Ca). À esquerda mapa mostrando variações em Ti em tons de amarelo, o mais claro mais rico em Ti.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 33: Fotomicrografias de agregados de piroxênios em luz transmitida com polarizadores paralelos (A); (B) agregado de piroxênios + matriz em luz transmitida com polarizadores cruzados; Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos da titânia losangular como fenocristal(C), e titanita prismática associada a glomeroporfiros de piroxênios (D).Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos mostrando pseudomorfose de zeólita sobre feldspatóide (E), em detalhe (F);



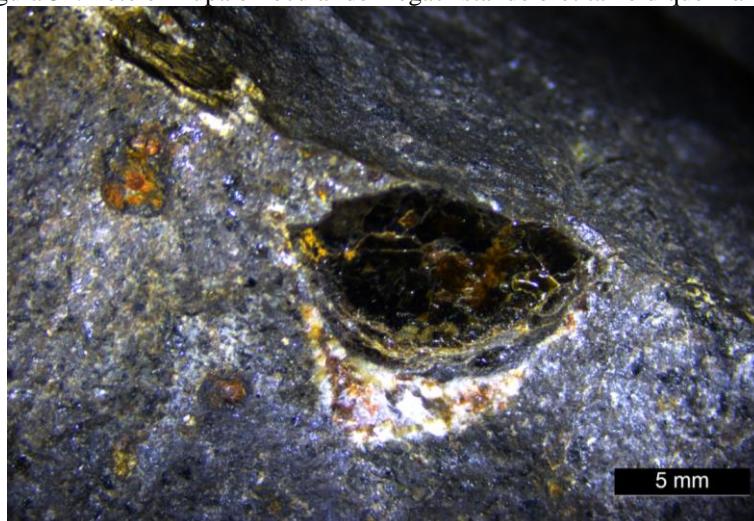
Fonte: elaborado pelo autor.

4.2.3 Dique máfico – Basanito (LAM)

O dique máfico ocorre apenas no corpo 14. Difere-se das demais rochas por apresentar apenas fenocristais máficos. A rocha apresenta textura porfirítica grossa com fenocristais de piroxênio e subordinadamente apresenta noseana, biotita e

olivina e também megacristais de biotita (Figura 34). A matriz é formada por microfenocristais principalmente de piroxênio e subordinadamente analcima, além de sanidina e plagioclásio. As fases acessórias são apatita e subordinadamente titanita.

Figura 34: Foto em lupa binocular de megacristal de biotita no dique máfico.



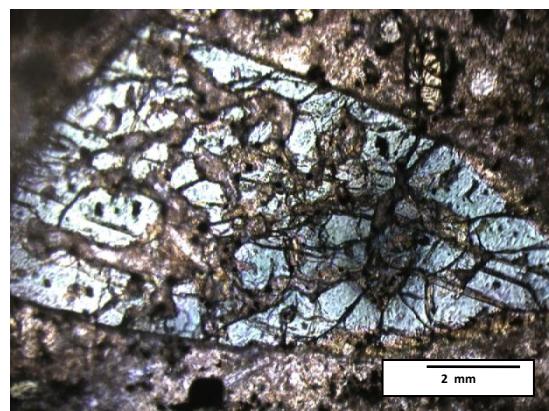
Fonte: elaborado pelo autor.

Piroxênio

Nesta rocha, o piroxênio apresenta três variedades petrográficas distintas:

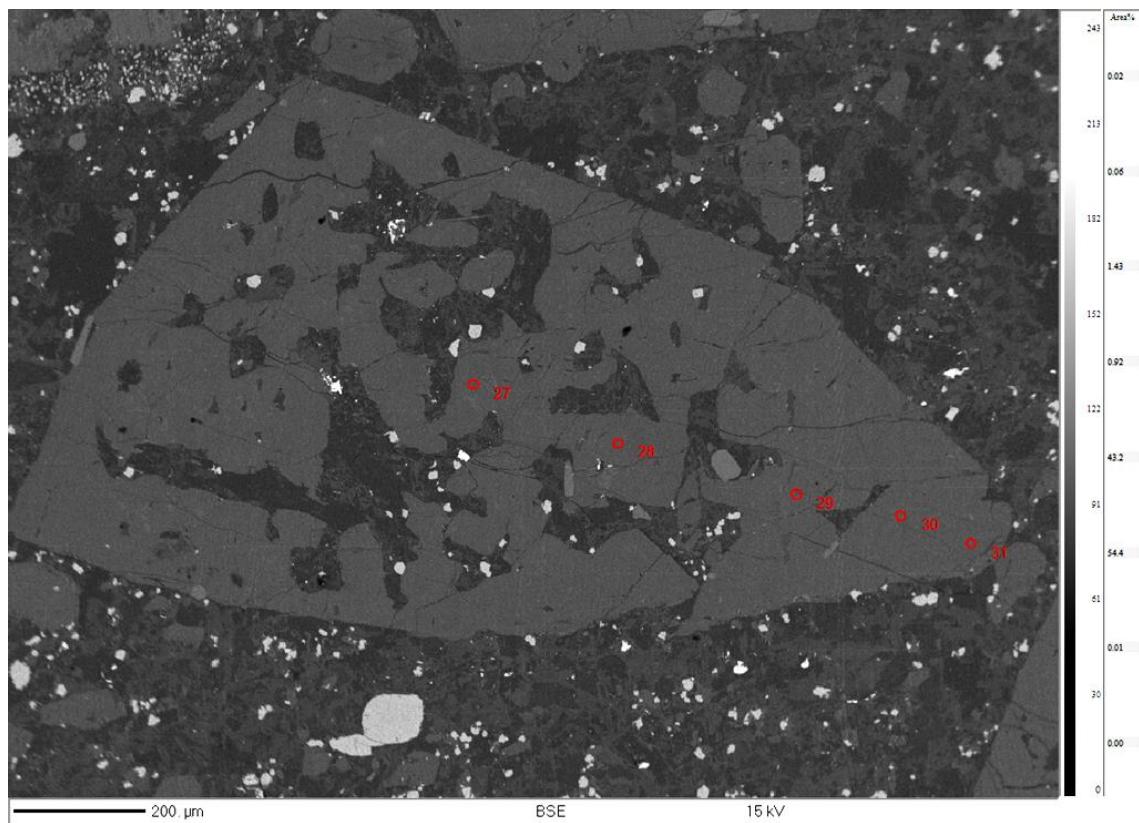
(a) fenocristais homogêneos, sem zonação petrográfica, como cristais de tamanho de até 8 mm, formas subédricas a euédricas e pleocroismo entre tons de verde escuro e verde claro. Estes fenocristais têm ocorrência esparsa, representando não mais que 1% da rocha. Invariavelmente tem formas esqueléticas, cujas cavidades internas são preenchidas pela matriz (Figura 35). Os dados de química mineral estão apresentados na tabela 22, e uma imagem BSE com os pontos analisados está apresentada na Figura 36.

Figura 35: Fotomicrografias em luz transmitida de piroxênio verde esquelético e não zonado.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 36: Imagem BSE de piroxênio verde não zonado evidenciando as cavidades preenchidas pela matriz. Pontos de análise de química mineral.



Fonte: elaborado pelo autor.

Tabela 22: Dados de química mineral de fenocristal de piroxênio verde não zonado.

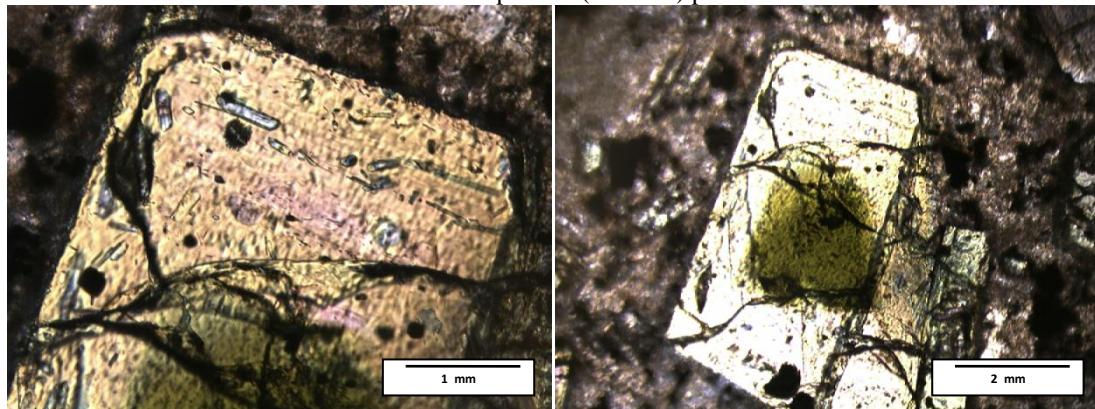
	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
Formula	27 / 1 .	28 / 1 .	29 / 1 .	30 / 1 .	31 / 1 .
SiO₂	47,37	47,07	46,63	45,67	45,97
TiO₂	1,95	1,76	1,84	2,09	2,07
Al₂O₃	6,10	6,37	6,75	7,23	7,19
MgO	11,25	11,04	11,83	11,46	11,44
CaO	22,05	21,77	22,53	22,53	22,39
MnO	0,36	0,39	0,23	0,22	0,23
FeO	9,38	9,90	8,47	8,61	8,49
Na₂O	0,94	1,09	0,79	0,86	0,84
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	99,41	99,41	99,08	98,75	98,62
#Mg	0,67	0,66	0,71	0,70	0,70

Fonte: elaborado pelo autor.

(b) fenocristais zonados, caracterizados por apresentarem um núcleo central verde e as bordas incolores zonadas (Figura 32). Estes apresentam tamanho de até 1 cm, formas subédricas a euédricas e são mais abundantes em relação aos não zonados, perfazendo cerca de 30 – 40% da rocha. O núcleo central não apresenta zonação e mostra invariavelmente feições de corrosão no contato com a zona incolor

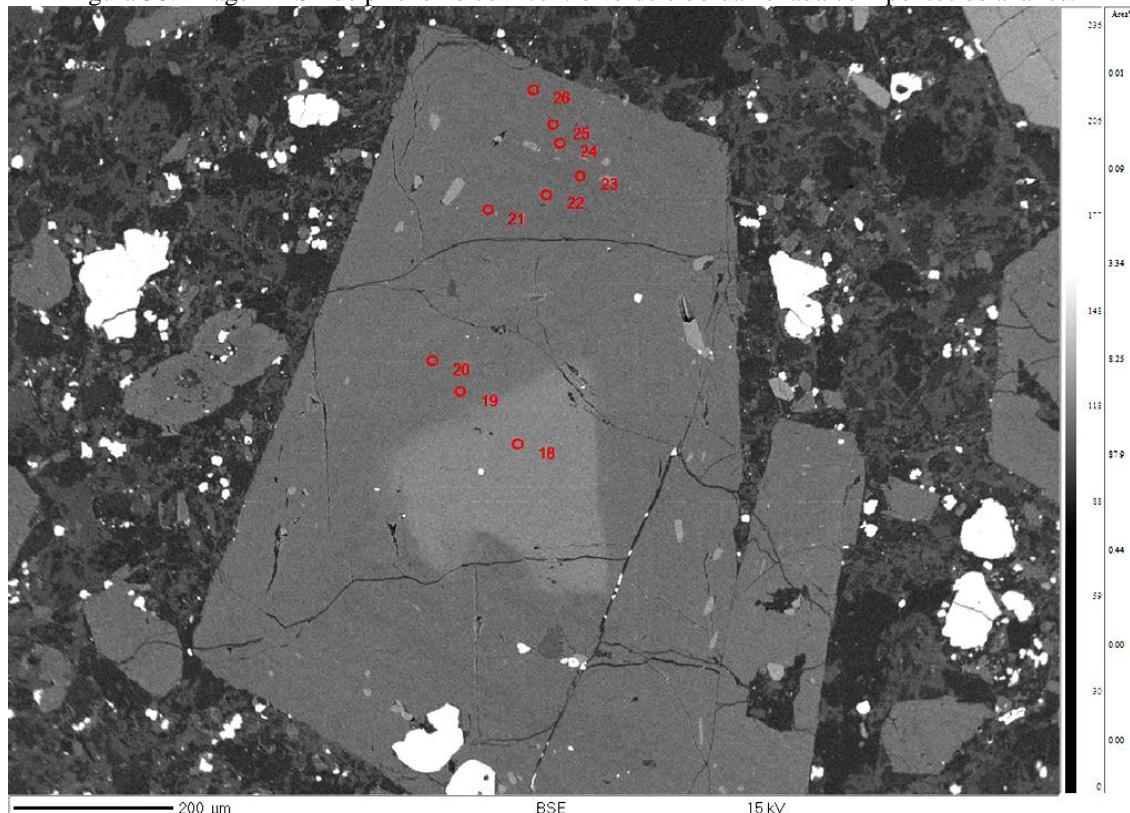
(Figura 37). Nesta porção as inclusões de apatita são raras. As bordas incolores apresentam forte zonação concêntrica, resultando em zonas euédricas internas sem feições de corrosão. As inclusões na borda são frequentes, principalmente de apatita e mostram orientação preferencial que marca o contorno de zonas internas.

Figura 37: Foto em microscópio petrográfico de piroxênio com centro verde e borda zonada, (à esquerda) detalhe da borda com inclusões de apatita e (à direita) piroxênio com centro verde.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 38: Imagem BSE de piroxênio com centro verde e borda zonada com pontos de análise.



Fonte: elaborado pelo autor.

A composição química destes fenocristais é apresentada na Tabela 23. Observa-se que a zona central verde é pobre em Mg, rica em Fe e com maior

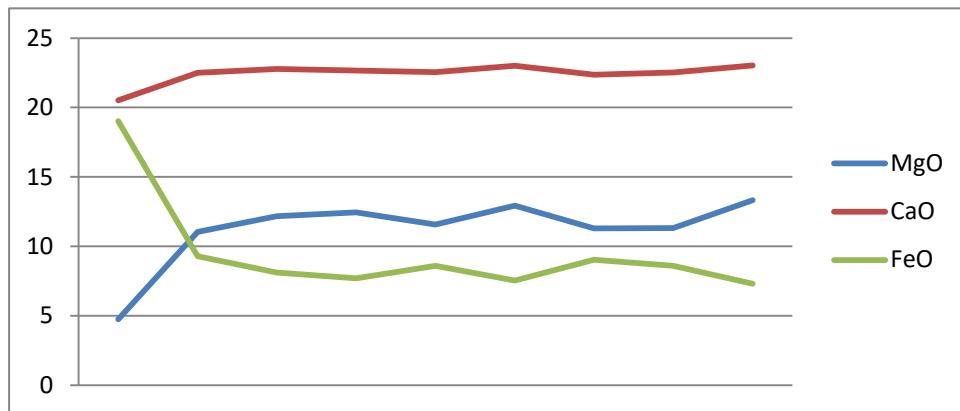
quantidade de Na em relação à zona incolor mais fortemente magnesiana, cuja zonação é oscilatória, marcada pela alternância do Fe e do Mg, veja a Figura 39.

Tabela 23: Dados de química mineral de fenocristal de piroxênio com centro verde e borda zonada.

Formula	18 / 1 .	19 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .	22 / 1 .	23 / 1 .	24 / 1 .	25 / 1 .	26 / 1 .
SiO₂	42,94	45,50	46,62	46,42	46,46	48,90	45,86	46,01	48,63
TiO₂	1,41	2,53	2,22	2,30	2,24	1,66	2,13	2,09	1,28
Al₂O₃	7,77	7,17	6,34	6,19	6,61	4,58	7,04	6,84	4,45
MgO	4,75	11,05	12,17	12,45	11,57	12,94	11,30	11,33	13,32
CaO	20,52	22,50	22,77	22,67	22,54	23,00	22,36	22,52	23,03
MnO	0,75	0,23	0,13	0,25	0,25	0,26	0,28	0,26	0,13
FeO	19,01	9,29	8,11	7,71	8,60	7,55	9,04	8,61	7,31
Na₂O	1,49	0,76	0,69	0,68	0,80	0,69	0,94	0,79	0,60
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,64	99,09	99,07	98,71	99,06	99,60	98,99	98,44	98,76

Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 39: Gráfico mostrando variação de Ca, Fe e Mg nos piroxênios com centro verde. O gráfico apresenta do centro as medidas do centro até a borda como apresentado na tabela 23.



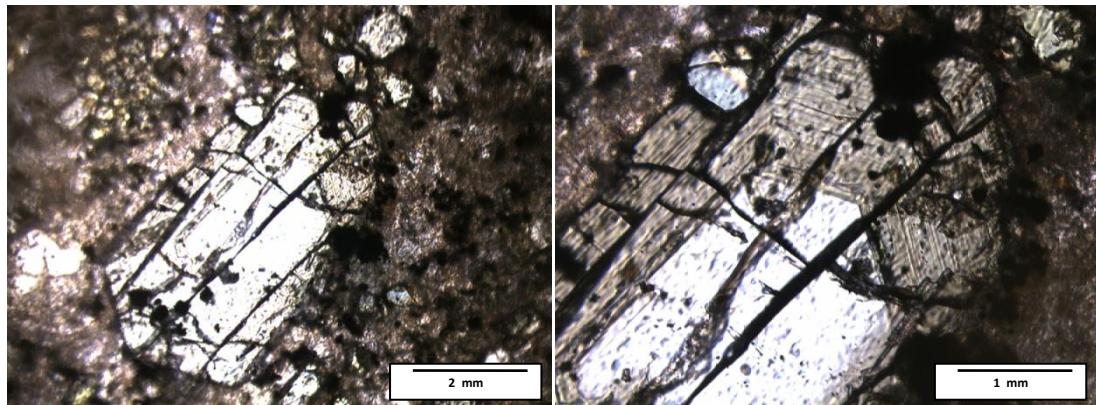
Fonte: elaborado pelo autor.

(c) fenocristais incolores com borda zonada, (Figura 40). Estes apresentam tamanho de até 0,6 mm, formas subédricas a euédricas e perfazem cerca de 10% da rocha. O núcleo central não apresenta zonação e a sua transição para a zona incolor se dá em equilíbrio. Nesta porção inter não ocorrem inclusões. As bordas incolores apresentam forte zonação concêntrica, resultando em zonas euédricas internas também sem feições de corrosão. As inclusões presentes nessas bordas são principalmente de apatita.

A composição química destes fenocristais é apresentada na Tabela 24. A zona central apresenta a composição mais magnesiana entre os piroxênios desta rocha e por consequência os mais pobres em Fe (Figura 41). A marcada zonação das bordas observada ao microscópio ótico não se traduz em fortes variações compostionais,

mostrando leve oscilação de Fe e Mg porém formando zonas pouco espaçadas.

Figura 40: Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos de piroxênio com centro incolor e borda zonada.



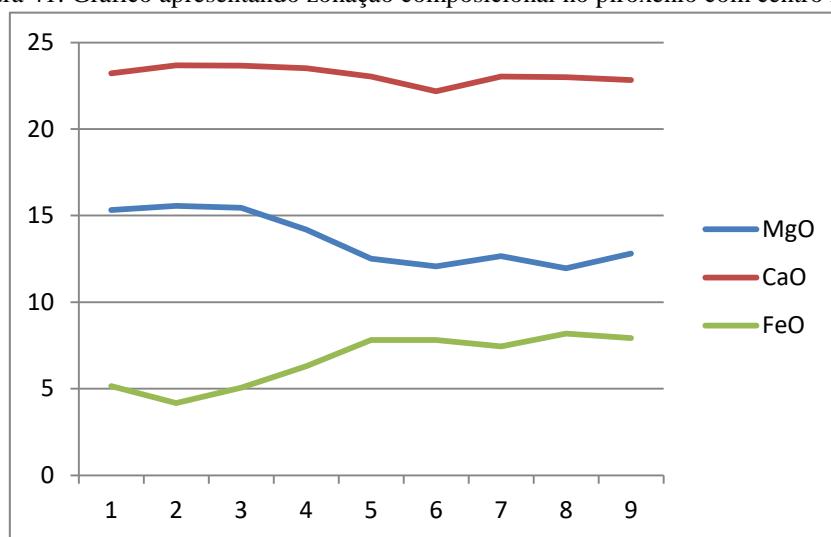
Fonte: elaborado pelo autor.

Tabela 24: Dados de química mineral de piroxênio com centro incolor e borda zonada. Inc= incolor, Color= borda colorida.

	Inc	Inc	Inc	Color	Color	Color	Color	Color	Color
	40 / 1 .	41 / 1 .	42 / 1 .	43 / 1 .	44 / 1 .	45 / 1 .	46 / 1 .	47 / 1 .	48 / 1 .
SiO₂	51,272	50,4212	50,6375	48,144	48,033	46,9548	47,7996	46,2984	47,7134
TiO₂	0,7784	1,062	1,1605	1,523	1,768	2,1075	1,7126	2,0314	1,4863
Al₂O₃	2,6307	3,5256	2,9172	4,6703	4,4979	6,0261	4,7898	6,5959	5,2262
MgO	15,3134	15,5698	15,4446	14,199	12,5197	12,062	12,651	11,957	12,8112
CaO	23,2123	23,6735	23,6575	23,5139	23,0391	22,172	23,0391	22,9899	22,8312
MnO	0,1177	0,0748	0,0565	0,1021	0,1881	0,3322	0,3499	0,2108	0,2542
FeO	5,1517	4,1829	5,0644	6,306	7,8227	7,8211	7,4395	8,1831	7,9268
Na₂O	0,4858	0,3558	0,3053	0,4712	0,7186	0,8605	0,6029	0,6241	0,5969
K₂O	0	0	0	0	0	0	0	0,0123	0,0063
Total	98,9901	98,9157	99,246	98,9296	98,599	98,3361	98,4018	98,9219	98,8526

Fonte: elaborado pelo autor.

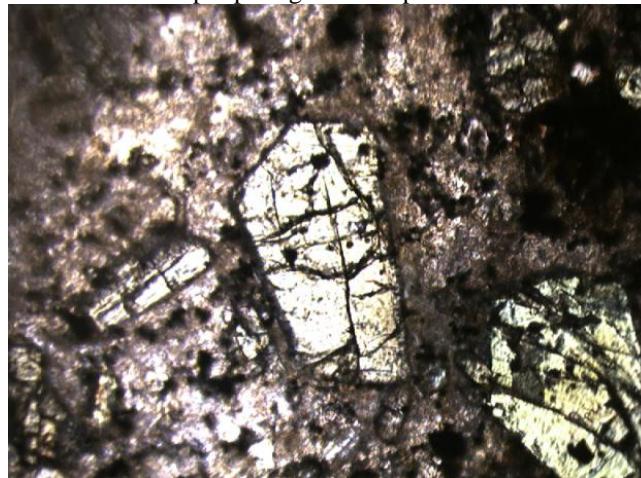
Figura 41: Gráfico apresentando zonação composicional no piroxênio com centro incolor.



Fonte: elaborado pelo autor.

Por vezes, o piroxênio incolor não apresenta zonação visível oticamente, como na Figura 42, entretanto os dados químicos (Tabela 25) e a imagem de BSE (Figura 43) mostram um padrão de zonação oscilatória entre Fe e Mg em que a variação química é mais acentuada e forma zonas mais espessas, com uma porção mais interna mais magnesiana e com forma irregular, seguida por uma zona intermediária mais larga com menos Mg e mais Fe, uma zona externa com padrão semelhante ao da parte mais interna e na borda mais externa novamente uma tendência com diminuição de Mg e aumento de Fe (Figura 44)

Figura 42: Foto em microscópio petrográfico de piroxênio incolor no dique máfico.



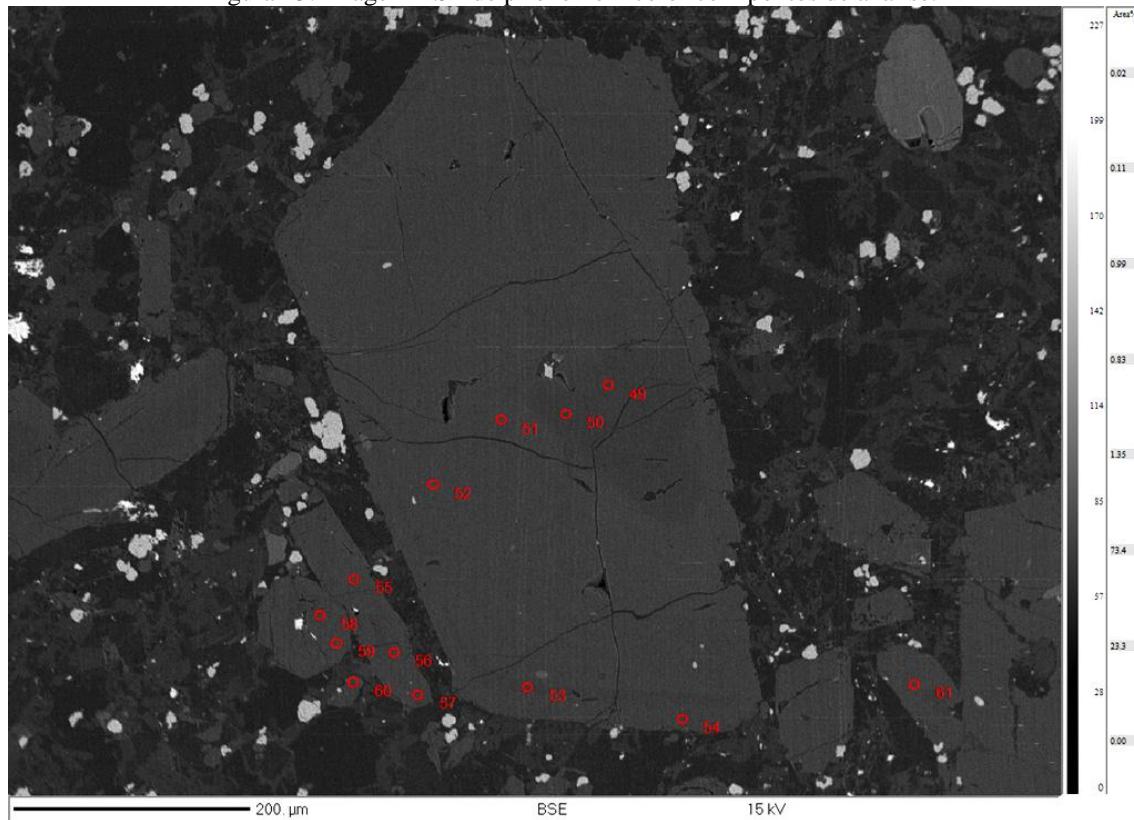
Fonte: elaborado pelo autor.

Tabela 25: Dados de análise do fenocristal de piroxênio incolor. C=centro, B=borda.

	Feno c1	Feno c2	Feno c3	Feno c4	Feno b1	Feno b2
Formula	49 / 1 .	50 / 1 .	51 / 1 .	52 / 1 .	53 / 1 .	54 / 1 .
SiO₂	49,58	50,09	45,27	46,22	50,62	48,38
TiO₂	1,29	1,19	2,69	2,40	1,06	1,72
Al₂O₃	4,35	3,53	7,07	6,67	3,40	4,91
MgO	14,75	15,68	11,32	11,93	14,89	13,31
CaO	23,53	23,68	22,82	22,38	23,24	22,63
MnO	0,09	0,10	0,19	0,23	0,16	0,33
FeO	5,47	4,88	8,99	8,08	6,05	7,19
Na₂O	0,45	0,31	0,75	0,83	0,40	0,65
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,53	99,48	99,14	98,74	99,82	99,12

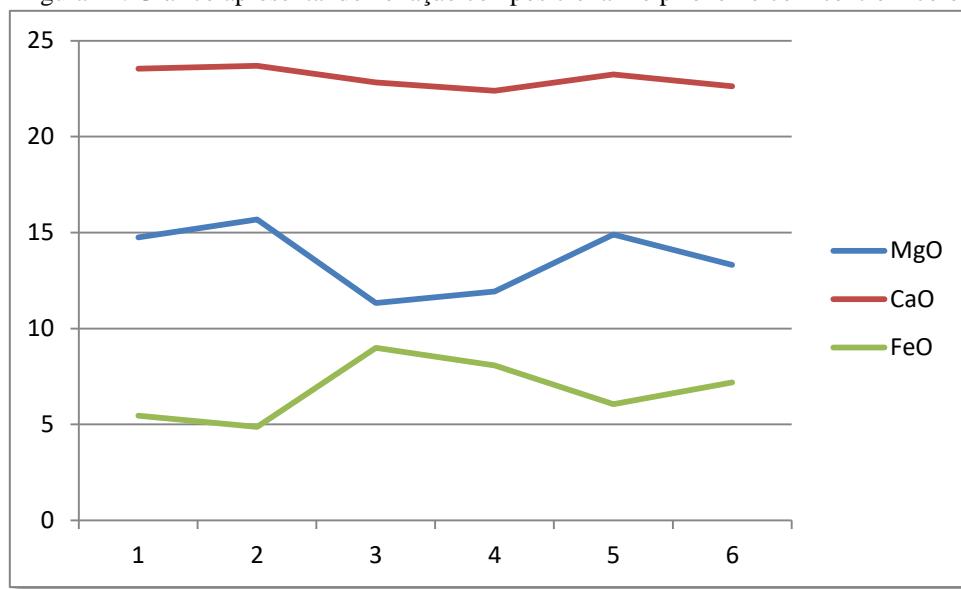
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 43: Imagem BSE de piroxênio incolor com pontos de análise.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 44: Gráfico apresentando zonação composicional no piroxênio com centro incolor.



Fonte: elaborado pelo autor.

Na matriz, o piroxênio ocorre como micrорfenocristais muito pequenos associados com feldspatóides e feldspatos muito finos e intersticiais, além de titanomagnetitas muito abundantes na matriz. A composição química do piroxênio da

matriz é apresentada na Tabela 26, onde se observa que há um predomínio de termos bem magnesianos com #Mg sempre superior a 0,7.

Tabela 26: Dados química mineral dos piroxênios da matriz no dique máfico.

	matriz 1a	matriz 2a	matriz_2b	matriz 3a	matriz 3b	matriz 4	matriz 5
	46,67	47,12	45,98	50,19	45,74	48,85	46,12
SiO₂	1,95	1,87	1,58	1,05	2,11	1,63	2,15
TiO₂	6,55	6,45	4,29	3,53	7,21	4,37	6,20
Al₂O₃	11,62	12,67	12,96	14,85	11,36	13,36	12,09
MgO	22,41	22,97	22,12	23,15	22,64	22,57	22,76
CaO	0,21	0,12	0,36	0,14	0,29	0,31	0,28
MnO	8,64	7,38	6,65	5,81	8,60	7,08	8,38
FeO	0,85	0,55	0,63	0,47	0,78	0,67	0,72
Na₂O	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,05	0,01
K₂O	98,93	99,16	94,63	99,22	98,75	98,91	98,72
Total	0,70	0,75	0,77	0,82	0,70	0,76	0,71

Fonte: elaborado pelo autor.

Olivina

É um mineral raro (>1%) mesmo assim o termo basanito é empregado, pela ausência de plagioclásiocomo fenocristal. A olivina ocorre como fenocristal de 0,5 mm (Figura 45), que comumente é alterada para serpentina e óxidos de ferro. Os dados de química mineral (Tabela 27) demonstram um predomínio da molécula forsterita (Fo) que é sempre maior do que 0,87.

Tabela 27: Dados de química mineral de olivina.

	Feno 1	Feno 1	Feno 2	Feno 2	Feno 3	Feno 3
Na₂O	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	47,38	47,53	46,58	47,74	48,08	47,74
CaO	0,37	0,36	0,36	0,29	0,26	0,31
MnO	0,17	0,24	0,25	0,22	0,17	0,22
FeO	12,36	12,05	12,74	11,89	11,97	12,52
SiO₂	40,29	40,33	39,85	40,38	40,21	40,25
TiO₂	0,01	0,00	0,06	0,00	0,03	0,01
Total	100,62	100,56	99,90	100,55	100,77	101,08

Fonte: elaborado pelo autor.

Flogopita

É um mineral que ocorre como megacristais (Figura 46 e 47) que chegam até 2,5 cm. Apresentam pleocroísmo entre castanho e castanho escuro, são classificados

como flogopitas pelos altos teores de Mg (Tabela 28).

Tabela 28: Dados de química mineral de flogopitas no dique máfico. Feno= Fenocristal, Xen= Xenólito.

	Feno	Feno	Xen	Xen	Feno	Feno
OH	3,98	4,08	4,07	4,02	4,03	3,98
Na₂O	0,85	1,01	0,77	0,90	0,79	0,82
K₂O	7,88	8,74	8,80	8,73	9,29	9,26
MgO	14,20	17,08	18,66	18,52	18,92	19,11
CaO	0,04	0,04	0,06	0,17	0,00	0,00
MnO	0,17	0,17	0,09	0,14	0,09	0,12
FeO	12,70	11,52	10,57	11,01	10,14	9,84
BaO	3,52	0,46	1,35	1,36	0,44	0,43
Al₂O₃	15,46	16,00	16,51	16,98	15,54	15,60
SiO₂	34,09	36,51	36,73	36,43	36,97	37,17
TiO₂	7,51	4,20	1,96	1,50	3,10	3,20
Total	100,52	99,81	99,57	99,81	99,74	99,96

Fonte: elaborado pelo autor.

Matriz félsica

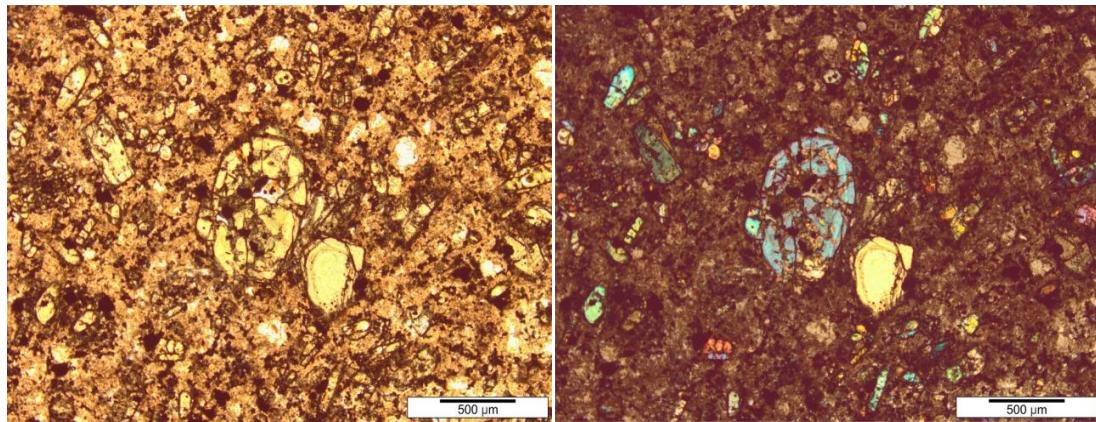
A matriz é composta por piroxênios e titanomagnetitas e por componentes félsicos que são representados pelos cristais mais finos da rocha, que ocorrem como interstícios entre os máficos, As análises apresentam composições de feldspatóides (analcima) e mais subordinadamente feldspatos (sanidina e andesina), os resultados das análises estão na Tabela 29.

Tabela 29: Dados de química mineral dos constituintes félsicos da matriz do dique máfico.

	Analcima	Analcima	Analcima	Analcima	Analcima	Sanidina	Analcima	Andesina
	Matriz							
SiO₂	60,80	65,02	56,36	57,85	61,27	64,94	60,46	57,43
TiO₂	0,13	0,11	0,12	0,13	0,10	0,08	0,10	0,14
Al₂O₃	25,11	26,70	24,26	23,47	24,54	18,58	25,15	25,12
MgO	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
CaO	0,01	0,02	1,79	0,06	0,13	0,07	0,13	4,62
MnO	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
FeO	0,34	0,44	0,52	0,43	0,44	0,36	0,35	0,42
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,91
BaO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,05	2,26
Na₂O	6,24	2,51	6,26	3,64	6,85	1,53	6,62	6,03
K₂O	0,41	0,35	0,44	0,60	0,51	14,24	0,78	1,98
Total	93,05	95,17	89,84	86,23	93,88	99,81	93,65	100,92

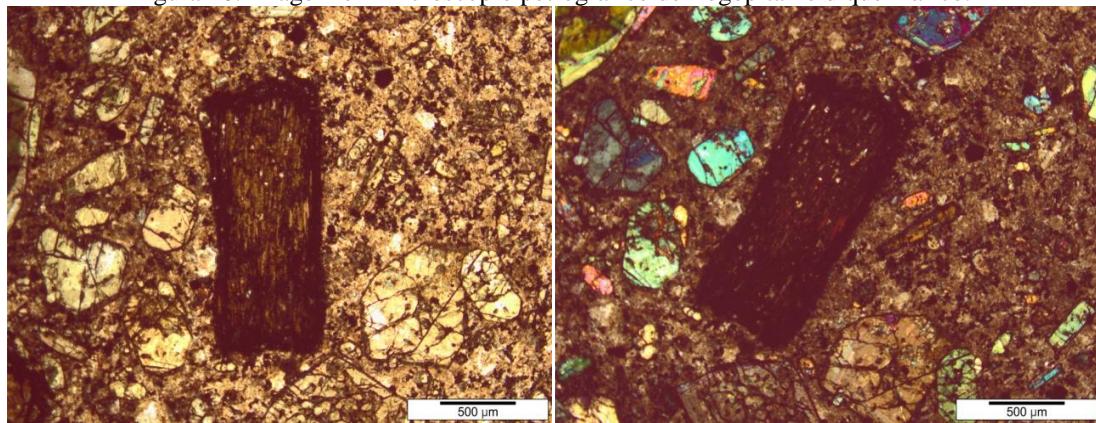
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 45: Imagem de microscópio petrográfico de fenocristal de olivina no dique máfico.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 46: Imagem em microscópio petrográfico de flogopita no dique máfico.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 47: Mosaico de imagem de flogopita em microssonda eletrônica, em luz natural.



Fonte: elaborado pelo autor.

Os processos de carbonatação e oxidação são intensos percolando fenocristais e principalmente os componentes da matriz. Minerais secundários são formados como bolsões de calcita nas bordas dos cumulatos e megacristais de biotita, carbonatos de Mg e Sr associados aos minerais félscicos da matriz, óxidos de Ti e Fe são frequentes na matriz e nas bordas do prioxênios. Os processos de alteração na olivina também são verificados, como substituição completa para serpentina e talco.

4.2.4 M01 – Traquito

Essa litologia foi descrita pelo mapeamento de 1995 da UFRGS como fonolito da Suíte Alcalina Passo da Capela, os trabalhos posteriores não se referiram mais a essa litologia. Ela ocorre bem distante do restante dos corpos no município de Canguçu e aflora na forma de dique. A textura principal da rocha é porfírica com fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio, a matriz é fina e não apresenta indicativo de fluxo.

A rocha apresenta fenocristais de sanidina e de plagioclásio (andesina-oligoclásio) com tamanhos de até 0,5 cm com textura glomeroporfírica e mais raramente como cristais isolados. A sanidina constitui a fase mais importante na rocha, ocorrendo como fenocristais e na matriz, representando cerca 55% da rocha. A composição da sanidina está apresentada na Tabela 30. Possui alto teor de Ba, entre 1-2%. Os plagioclásios variam de oligoclásio a andesina e representam cerca 10-15% da rocha.

Tabela 30: Dados de química mineral dos feldspatos da rocha M01. Feno= fenocristal.

	Andesina	Andesina	Sanidina	Sanidina	Sanidina	Sanidina	Sanidina	Oligoclasio	Oligoclasio
	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
Na₂O	8,04	8,34	1,72	0,69	3,66	3,10	1,69	8,46	7,48
SiO₂	60,72	61,29	63,90	63,91	63,48	63,55	63,70	62,04	60,51
MgO	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Al₂O₃	24,46	24,54	19,20	18,68	20,13	20,06	19,59	24,02	24,37
K₂O	0,53	0,25	13,33	15,10	9,87	9,91	13,27	0,25	1,23
CaO	5,75	5,68	0,46	0,28	0,92	1,03	0,53	5,36	4,40
FeO	0,37	0,30	0,19	0,21	0,15	0,18	0,07	0,15	0,37
BaO	0,07	0,06	1,03	0,81	2,32	2,03	1,76	0,14	0,11
TOTAL	99,98	100,51	99,85	99,68	100,55	99,92	100,68	100,46	98,52
An	28%	27%	2%	1%	5%	6%	3%	26%	23%
Ab	70%	72%	16%	6%	34%	30%	16%	73%	70%
Or	3%	1%	82%	92%	61%	64%	82%	1%	8%

Fonte: elaborado pelo autor.

Os minerais máficos da rocha estão muito alterados, com a presença de clorita associada com óxidos de Fe sugerindo processos hidrotermais que transformam os minerais primários. A composição da clorita está apresentada na Tabela 31.

Tabela 31: Dados de química mineral da clorita da rocha

	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita
SiO ₂	34,94	35,73	36,37	34,92
TiO ₂	0,15	0,19	0,39	1,78
Al ₂ O ₃	17,11	18,19	18,20	16,05
MgO	3,55	3,56	3,40	3,72
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00
MnO	0,26	0,29	0,24	0,29
FeO	30,72	28,49	29,95	28,72
BaO	0,06	0,00	0,03	0,03
H ₂ O	3,73	3,80	3,87	3,73
Na ₂ O	0,03	0,11	0,77	0,04
K ₂ O	8,48	9,44	8,71	9,34
Total	99,04	99,80	101,94	98,62

Fonte: elaborado pelo autor.

Além da cloritização, os processos hidrotermais são muito intensos nessa litologia, sendo possível descrever uma fase de carbonatação e de sericitização alterando todos os constituintes felsicos da rocha, formando minerais secundários com calcita, carbonato de Mn e Fe e intensa ilitização nos feldspatos.

Resumo da Petrografia

A Tabela 32 abaixo apresenta um resumo das principais características mineralógicas e texturais das rochas estudadas da Suite Passo da Capela.

Tabela 32: Resumo das características petrográficas das diferentes rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela, excluindo o ponto M01.

	% feno	Ca-cpx	Na-cpx	kf	mel	nos	hay	analc	ol	flog	tit	ap	mag
AFM	0%			u				i					desq
AF	5-10%	desq	M	F M	desq	F M	fr mr	i				ar	ar
PF	20-30%	F M		MC F M	F M	F M	fr M	i		fr	a	a	a
LAM	40%	F M				M		i	fr	F	a	a	a

LEGENDA	
F	Fenocristal.
desq	Desequilibrado.
F M	Fenocristal e matriz.
MC F M	megacristal, fenocristal e matriz.
fr	Raro fenocristal.
fr mr	Raro fenocristal e raro na matriz.
a	Acessório.
ar	Acessório muito incomum.
i	Intersticial na matriz.
u	Representa mais de 90% dos minerais.

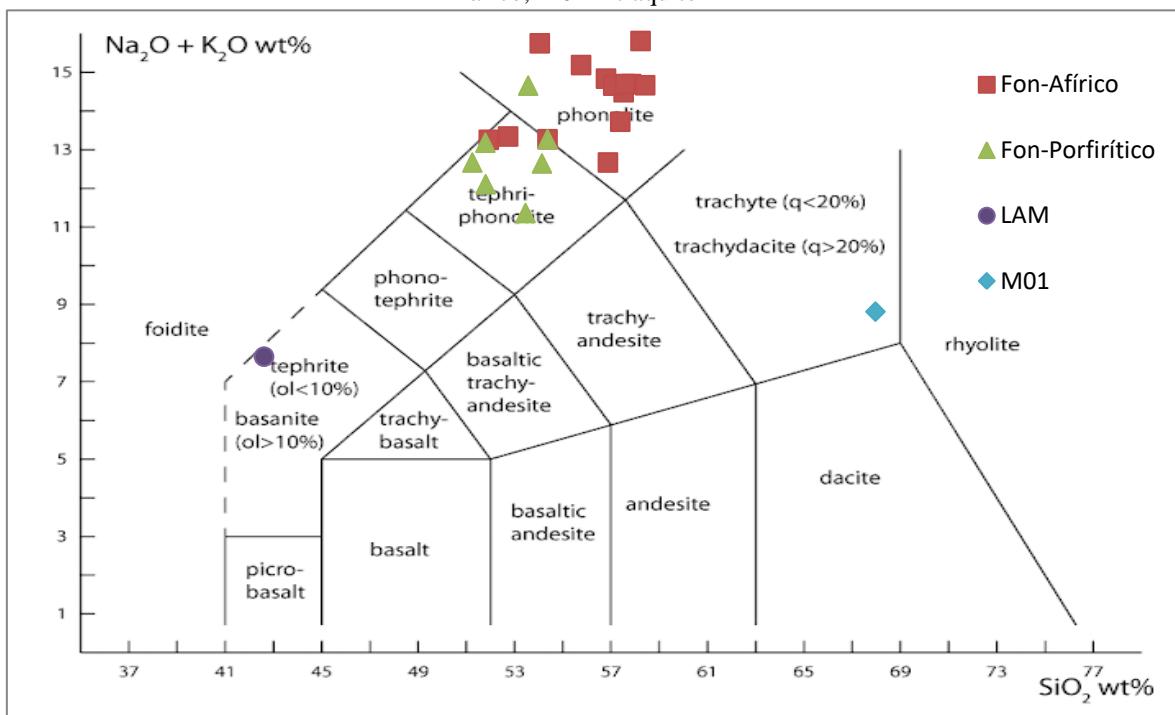
Fonte: elaborado pelo autor.

4.3 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Para a caracterização geoquímica das rochas da Suite Passo da Capela, 24 amostras representativas de diferentes corpos foram analisadas para a determinação de elementos maiores e elementos traço (Rb, Sr, Ba, Cr, Y, Nb, Zr, Pb). De acordo com a classificação petrográfica estabelecida neste estudo, 15 amostras pertencem aos corpos afaníticos, 7 aos porfiríticos, 1 basanito e 1 traquito. Os dados obtidos de química de rocha total estão nos anexos deste trabalho.

Para a classificação química foi utilizado o diagrama álcalis vs sílica (TAS) de Le Maitre *et al.* (1989) para rochas vulcânicas (Figura 48). De acordo com essa classificação, as rochas afíricas são majoritariamente fonolitos, com algumas composições no campo dos tefro-fonolitos, as rochas porfiríticas são principalmente tefro-fonolitos e alguns fonolitos. A rocha máfica do corpo 14 é classificada como basanito e a rocha do corpo M01 está localizada no campo dos traquitos.

Figura 48: Diagrama ácalis vs sílica (TAS), para rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela. LAM = dique máfico, M01 = traquito



Fonte: Le maitre (2002) elaborado pelo autor.

Baseados nos índices de diferenciação (ID) calculados, de modo geral as rochas porfiríticas (72 – 81) são menos diferenciadas que as rochas afíricas (84 – 90) e o basanito apresenta ID = 42. De acordo com o índice agpaítico ($IA = Or + Ab + An \geq 1$) e pela presença de Ac normativa, quatro corpos se classificam como fonolitos peralcalinos. A Tabela 33 apresenta os índices calculados para cada litologia.

A composição normativa (Tabela 34) mostra valores distintos de Di para as rochas afíricas e porfiríticas, com as últimas apresentando os valores mais altos. Or também mostra uma tendência para valores mais altos nas rochas afaníticas.

Tabela 33: Tabela de índices calculados para cada litologia estudada.

Nº		Índice de Solidificação	Índice de Diferenciação	Índice de Cor	Índice Agpaítico	Número de Mg
2	Fon-Afírico	8,90	86,77	4,43	0,89	55,35
4	Fon-Afírico	7,47	84,99	2,69	0,82	29,29
9	Fon-Afírico	6,12	90,42	2,83	0,95	15,78
18	Fon-Afírico	7,39	90,43	2,90	0,93	14,95
20	Fon-Afírico	5,69	92,37	4,46	1,03	18,00
22	Fon-Afírico	5,37	91,61	2,88	0,95	20,86
23	Fon-Afírico	7,00	86,38	6,35	1,05	13,75
38	Fon-Afírico	18,92	80,19	5,00	0,86	29,29
30	Fon-Afírico	8,23	89,90	2,95	0,94	14,35
31	Fon-Afírico	12,58	81,53	4,63	0,90	24,80
32	Fon-Afírico	8,64	80,15	5,83	0,86	67,51
33	Fon-Afírico	6,24	90,34	2,96	0,95	14,10
34	Fon-Afírico	5,84	90,13	2,81	0,94	15,66
39	Fon-Afírico	5,57	90,76	2,76	0,95	15,84
30	Fon-Afírico	7,28	84,67	7,27	1,16	14,56
8	Fon-Porfirítico	23,43	73,25	8,73	0,84	64,77
16	Fon-Porfirítico	25,17	73,55	9,52	0,86	52,34
25	Fon-Porfirítico	20,50	77,63	6,06	0,83	38,95
29	Fon-Porfirítico	21,13	77,45	9,49	0,94	53,99
38	Fon-Porfirítico	18,92	80,19	5,00	0,86	29,29
37	Fon-Porfirítico	16,98	81,60	7,33	1,05	27,61
40	Fon-Porfirítico	25,77	72,14	6,56	0,80	52,49
14	LAM	36,99	42,06	32,52	0,65	85,03
1	M01	11,19	84,07	6,00	0,76	23,91

Fonte: elaborado pelo autor.

Tabela 34: Norma CIPW calculada para todas as litologias.

Nº	(Q)	(Or)	(Ab)	(An)	(Ne)	(Di)	(Ol)	(Mt)	(Ii)	(Ap)	(Ac)	(Wo)	(Hm)	(Pf)
2	F.A.	35,75	34,49	6,51	16,52	0,87	0,45		0,47	0,07			2,64	0,02
4	F.A.	30,91	43,50	5,45	10,59		0,19	0,08	0,42	0,14			2,00	
9	F.A.	36,76	34,38	3,23	19,28	0,27		0,06	0,47	0,05		0,66	2,03	
18	F.A.	40,54	30,44	4,14	19,45	0,27		0,14	0,38	0,03		0,86	2,11	
20	F.A.	39,89	27,98		24,50	0,27		0,14	0,40	0,05	3,04	1,97	0,61	
22	F.A.	39,83	33,66	3,19	18,12	0,38		0,08	0,42	0,03		0,37	2,00	
23	F.A.	35,04	20,62		30,71	0,27		0,09	0,28	0,05	5,09	2,61	0,62	
38	F.A.	34,63	25,20	8,35	20,36	1,02			0,38	0,21		3,47	3,59	0,46
30	F.A.	37,94	29,16	3,65	22,80	0,27		0,07	0,34	0,01		1,48	2,27	
31	F.A.	27,36	30,98	5,71	23,19	0,75			0,56	0,14		1,92	3,32	0,08
32	F.A.	31,08	26,99	7,35	22,07		1,64	0,06	0,63	0,17			3,50	
33	F.A.	37,82	26,67	3,06	25,85	0,27		0,12	0,28	0,02		0,95	2,29	
34	F.A.	40,19	30,36	3,35	19,58	0,27		0,11	0,42	0,05		0,53	2,02	
39	F.A.	40,72	31,07	3,15	18,97	0,27		0,11	0,40	0,03		0,52	1,98	
30	F.A.	36,99	16,52		31,16	0,31			0,36	0,02	6,60		2,93	
8	F.P.	26,48	25,65	8,74	21,13	4,58			0,53	0,21		3,38	3,62	0,27
16	F.P.	28,60	19,67	8,28	25,28	3,88			0,49	0,49		5,34	5,15	1,13
25	F.P.	33,92	26,21	9,50	17,50	1,72			0,41	0,25		3,21	3,93	0,52
29	F.P.	30,32	22,24	3,38	24,90	4,04			0,43	0,42		5,05	5,02	1,13
38	F.P.	34,63	25,20	8,35	20,36	1,02			0,38	0,21		3,47	3,59	0,46
37	F.P.	32,03	21,44		28,13	0,86			0,41	0,16	4,25	6,70	1,81	0,27
40	F.P.	31,44	28,20	10,95	12,50	2,64			0,45	0,16		4,25	3,47	0,28
14	LAM	15,60	7,33	16,62	19,13	17,93	5,29		0,47	1,18			8,83	2,51
1	M01	24,71	35,75	23,61	8,09				0,28	0,22			5,20	

Fonte: elaborado pelo autor.

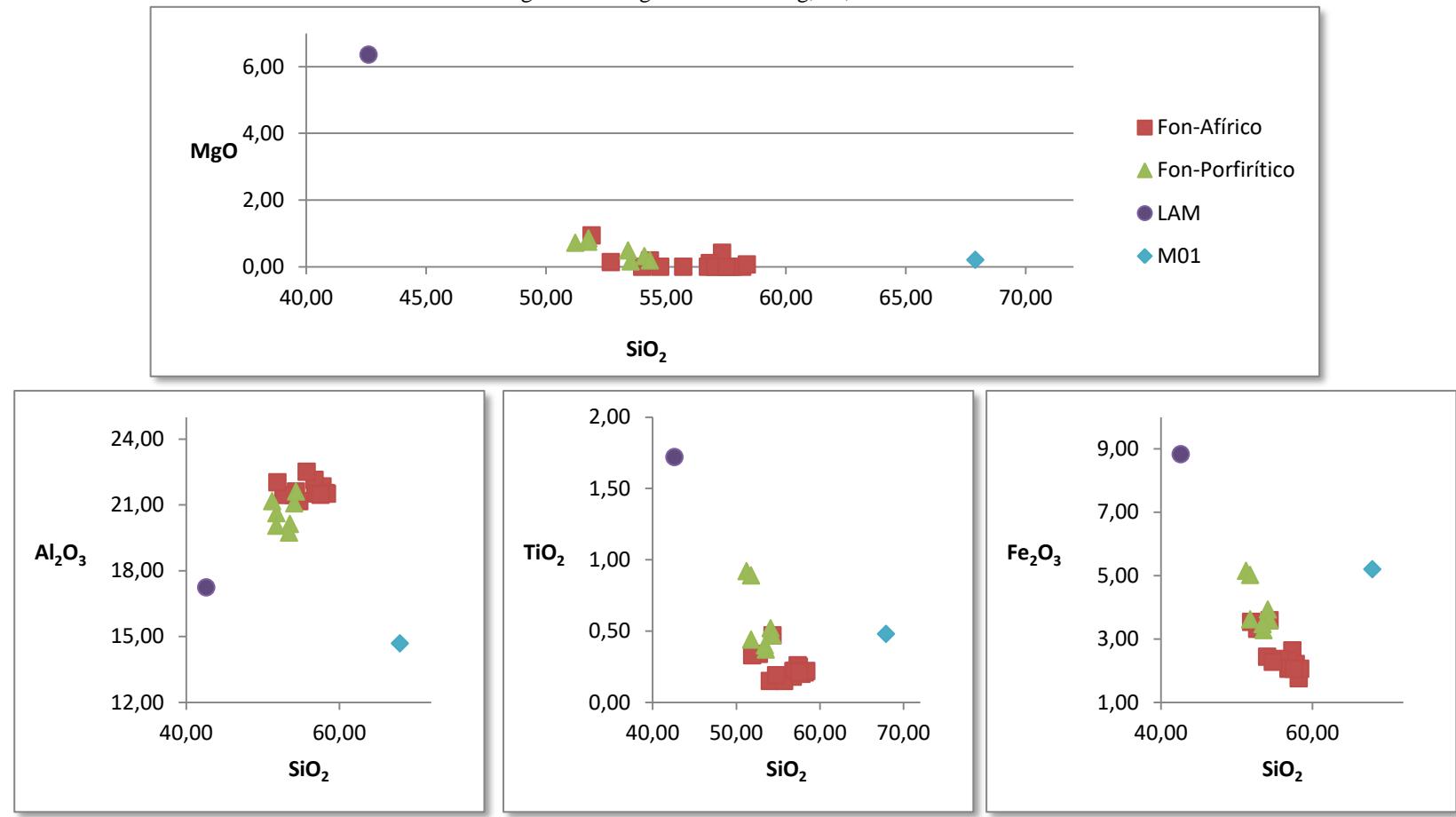
Diagramas bivariantes de Harker, tendo SiO₂ como índice de fracionamento

são apresentados nos diagramas das Figura 49: Diagramas rarker Mg, Al, Ti e Fe vs Si. e a Figura 50, mostra os diagramas rarker Mn, Ca, K, Na, Cr, P vs Si. Estes dados mostram tendências crescentes de K, Al e Na e decrescentes de Ti, Fe, Ca e P. As composições das rochas afaníticas, porfiríticas e basanito compõem uma tendência linear, enquanto o traquito não se enquadra nessa tendência.

Para os elementos traço, observa-se que o Rb cresce linearmente com a diferenciação, enquanto Ba, Sr e Zr decrescem (Figura 51: Diagramas dos elementos traços) e a Figura 52 mostra os diagramas rarker Rb vs Nb+Y, Y/Nb vs Zr/Nb, Nb vs Y, Rb vs Y, Pb vs D.I. e I.A. vs D.I.

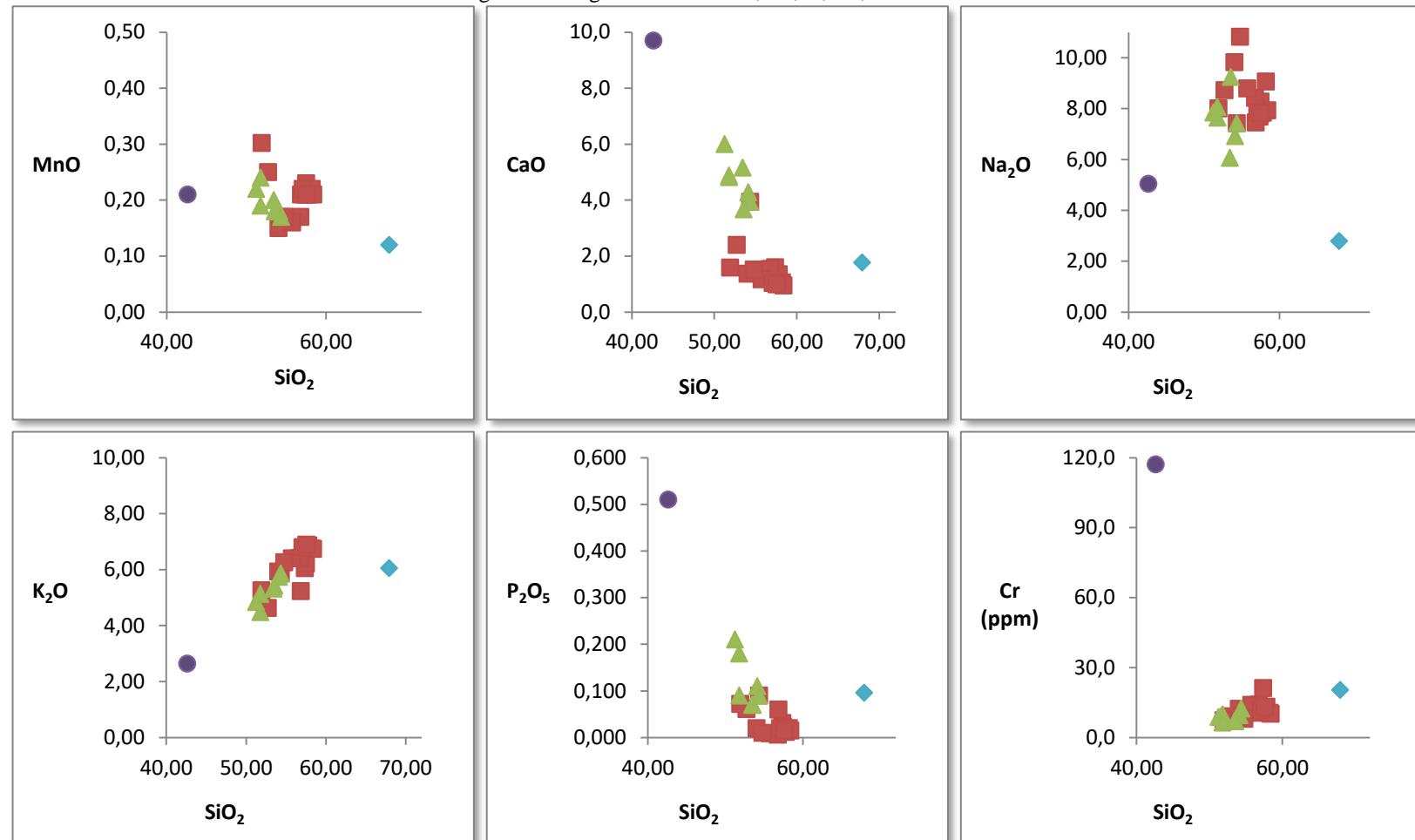
Todos estes elementos permitem a distinção entre os fonolitos afíricos e os porfiríticos. O basanito na maior parte dos diagramas apresenta separado dos fonolitos, mas seguindo um *trend* similar, enquanto o traquito (M01) não apresenta compatibilidade com os outros dados.

Figura 49: Diagramas rarker Mg, Al, Ti e Fe vs Si.



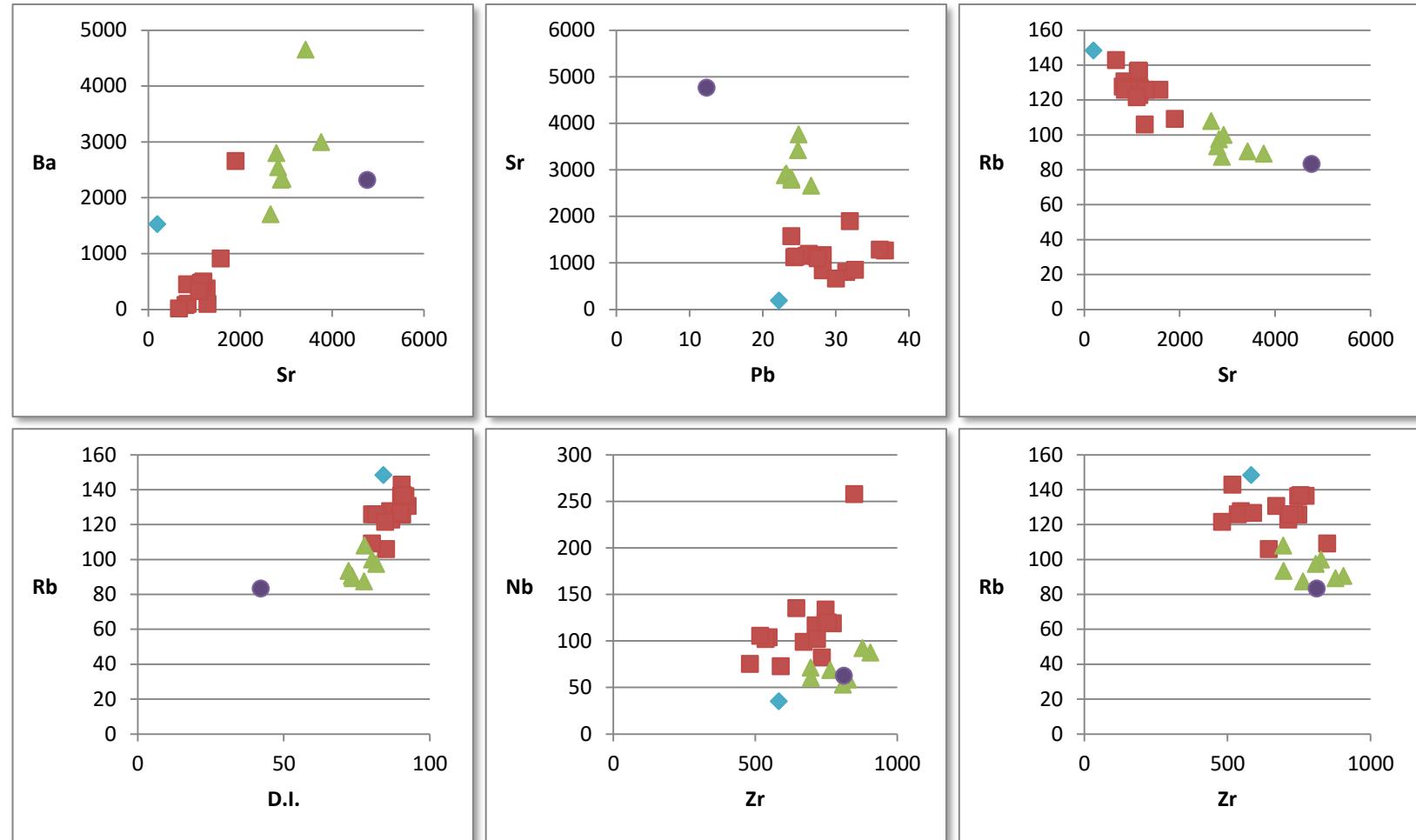
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 50: Diagramas rarker Mn, Ca, K, Na, Cr e P vs Si.



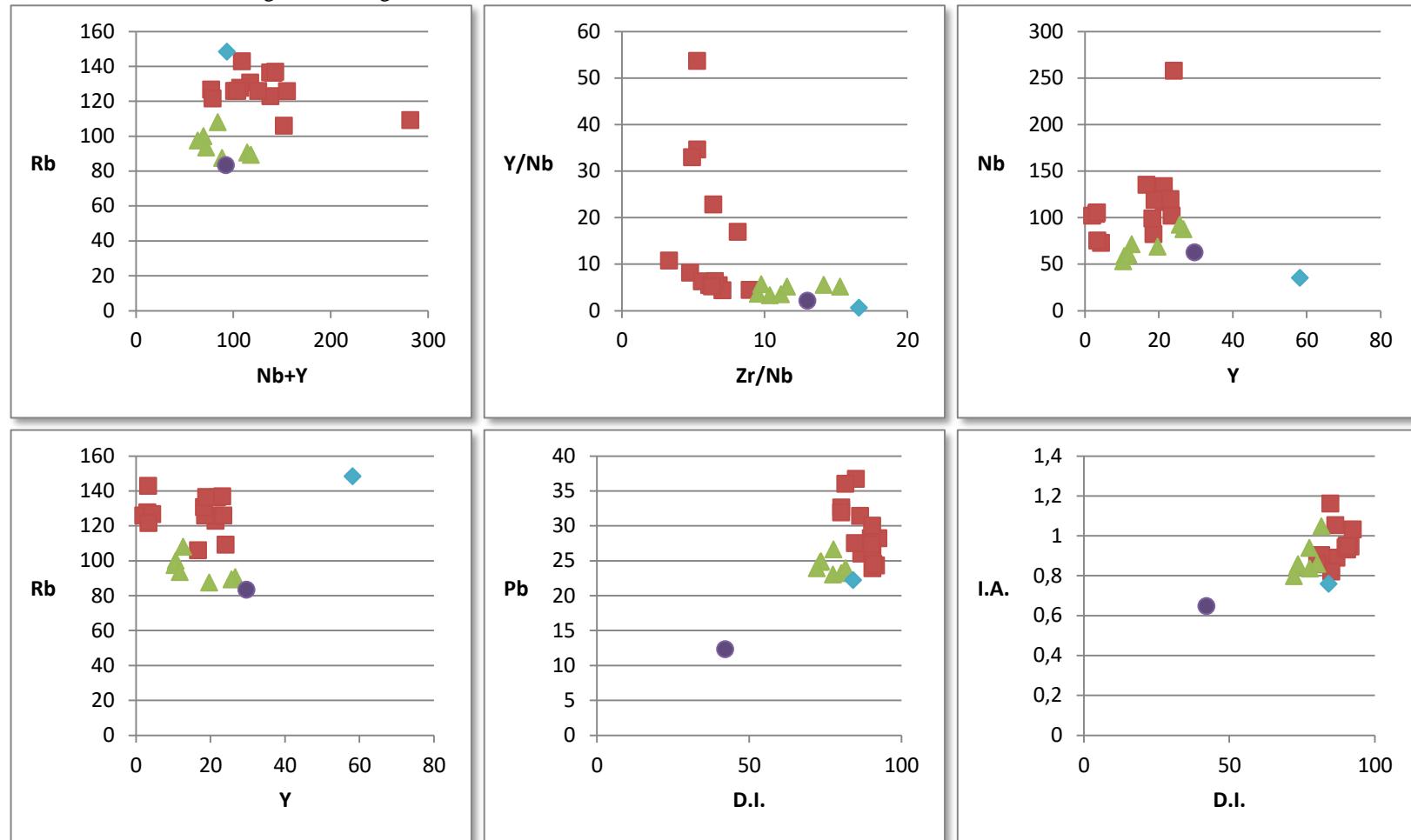
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 51: Diagramas de elementos traços Ba vs Sr, Sr vs Pb, Rb vs Sr, Rb vs D.I., Nb vs Zr e Rb vs Zr.



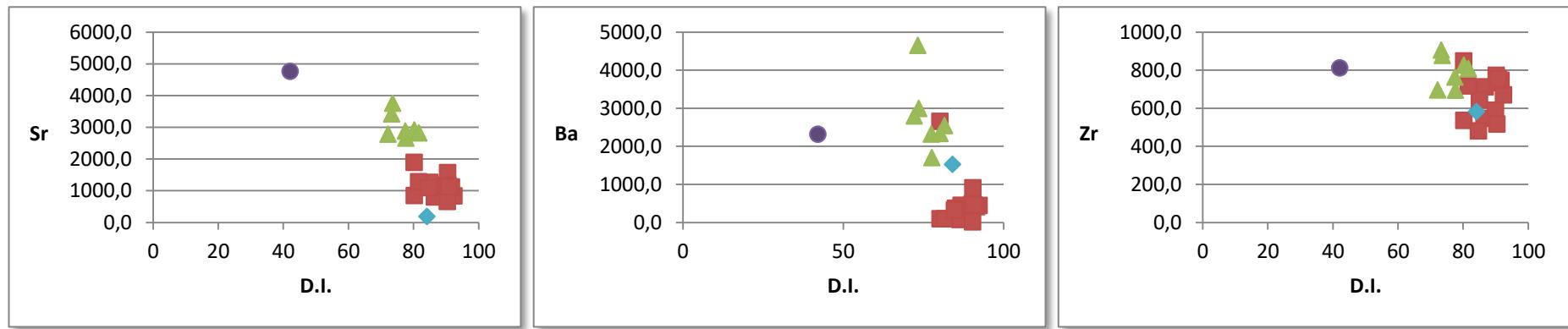
Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 52: Diagramas rarker Rb vs Nb+Y, Y/Nb vs Zr/Nb, Nb vs Y, Rb vs Y, Pb vs D.I. e I.A. vs D.I..



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 53: Diagramas rarker Zr vs D.I., Sr vs D.I. e Ba vs D.I.

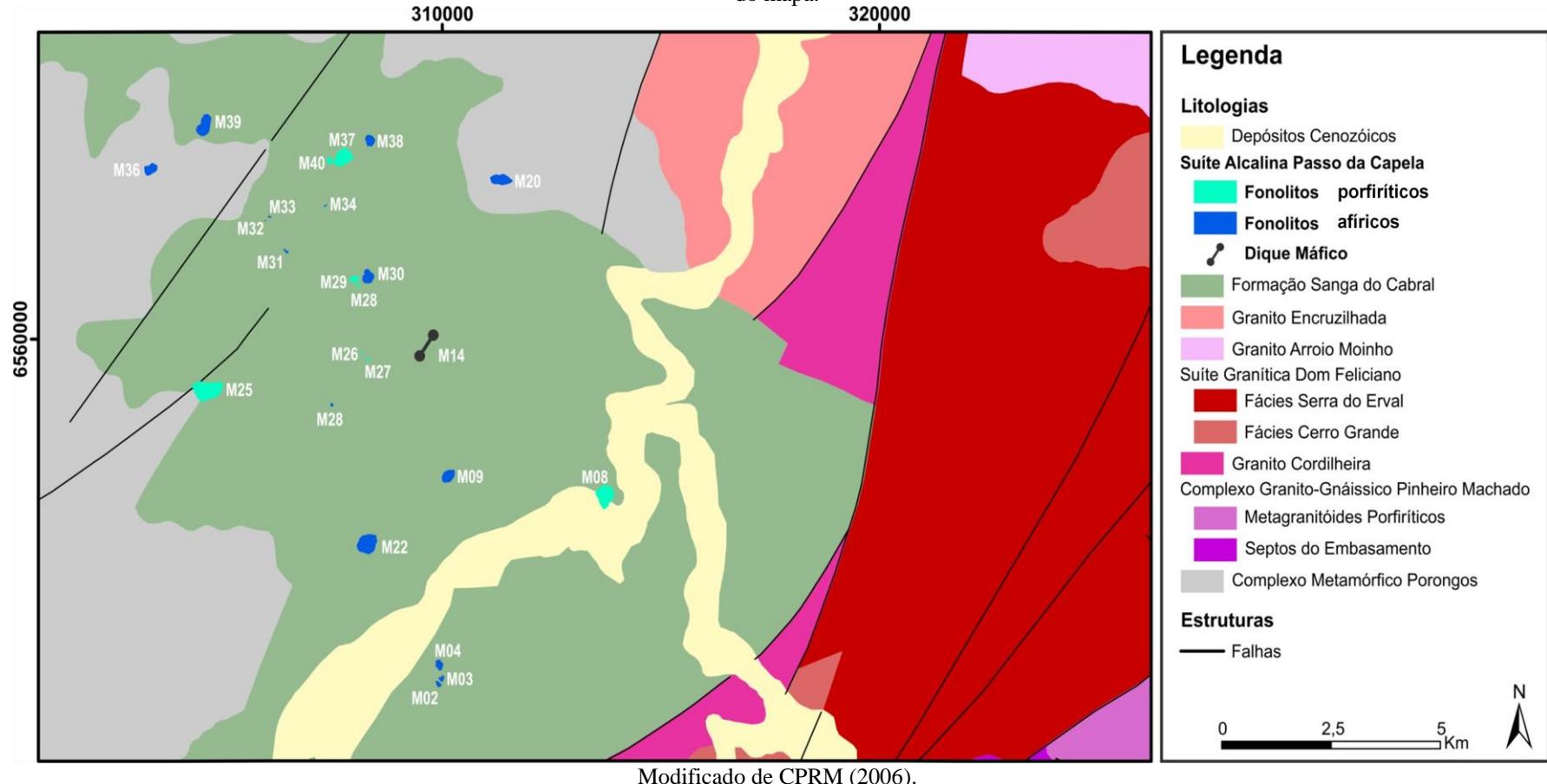


Fonte: elaborado pelo autor.

4.4 MAPA GEOLÓGICO

A Figura 54 apresenta um corte do mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul da CPRM (2006) modificado, com a inserção dos corpos alcalinos estudados, representando a classificação proposta no presente trabalho.

Figura 54: Mapa Geológico com inserção das variedades litológicas da Suíte Alcalina Passo da Capela. O dique máfico apresentado no mapa não está representado na escala do mapa.



5. DISCUSSÕES

Os resultados apresentados mostram uma expressiva diferença textural que permitiu fazer uma subdivisão nos fonolitos da Suite Passo da Capela, relacionada ao teor de fenocristais, em fonolitos porfiríticos, compondo 20 a 35% da rocha e fonolitos afíricos a subafíricos onde esses valores não passam de 10%. Essa subdivisão é corroborada por diferenças mineralógicas importantes, com os fonolitos porfiríticos apresentando texturas glomeroporfiríticas frequentes com granada, piroxênio e noseana; megacristais de sanidina, presente também na matriz da rocha; e presença de agregados máficos de piroxênio. Enquanto os tipos afíricos apresentam raros fenocristais desequilibrados e corroídos de piroxênio e granada, esta última ausente na matriz; ausência completa de agregados piroxeníticos; e piroxênios ricos no membro final aegerina augita na matriz.

Nos 24 corpos fonolíticos estudados, independente da textura, o plagioclásio ($An > 10$) não ocorre, ou seja, não ocorrem terfritos fonolíticos ou fonolitos tefríticos petrograficamente. Porém não é possível descartar a ocorrência destes termos na suíte, pois na bibliografia é descrito plagioclásio no corpo 11 de Barbieri *et al.* (1987) com $An > 40$ e em descrições de nódulos gabróicos cloritizados no corpo RH-7 de Horota (2014). No presente estudo, apenas foram encontrados feldspatos alcalinos com diferentes teores dos membros finais albita e ortoclásio.

O corpo 14 (LAM) foi classificado como basanito. Os termos basaníticos são comumente descritos como termos iniciais de séries alcalinas e apesar de não apresentar olivina normativa maior que 10%, a ocorrência pontual de plagioclásios na matriz não permite que a nomenclatura de tefrito seja utilizada, além do fato de apresentar apenas fenocristais de minerais máficos. Essa ocorrência amplia a designação da suíte, não restringindo-a aos termos mais diferenciados fonolíticos. Essa litologia apresenta teores de Mg e Fe superiores em relação com as demais ocorrências estudadas, além de uma mineralogia mais máfica composta majoritariamente por clinopiroxênio zonado e de composição mais magnesiana similar ao encontrado em cumulatos piroxeníticos nos fonolitos. Além disso, ocorrem também na rocha minerais subsaturados como noseana-haíuna e analcima intersticial, compatível com as outras litologias. Apresenta olivina que é exclusiva dessa litologia, e biotita que ocorre também nos fonolitos menos diferenciados.

O basanito não possui minerais félsicos como fenocristais, com exceção de microfenocristais de noseana, o que poderia lhe configurar a classificação de lamprófiro.

Entretanto, essa rocha possui o clinopiroxênio como fase mineral predominante, e não pode ser assim denominada conforme a classificação de Rock (1991).

O corpo M01 descrito por UFRGS (1995) e classificado como fonolito da Suíte Alcalina Passo da Capela, não é citado em trabalhos posteriores. Apresenta teor de sílica elevado (67%) com consequente ausência de fases comuns em rochas subsaturadas em sílica como clinopiroxênios, feldspatóides e melanita; presença de minerais do grupo da sílica; desacordo com os parâmetros de elementos traços avaliados nas rochas da suíte; e apresenta processos de sericitização. Além desses fatores, o distanciamento geográfico do corpo em relação às demais ocorrências da suíte, corrobora para a sua exclusão do contexto das demais rochas estudadas.

A subdivisão proposta neste trabalho que separa os fonolitos pela textura porfirítica e afírica não apresenta uma distribuição espacial clara. Os termos porfiríticos são subordinados aos afíricos e ocorrem aleatoriamente na região, ambos apresentam tamanhos variados, contrariamente ao descrito por Barbieri *et al.* (1987) que relaciona manifestações menores para os fonolitos afíricos.

O basanito está localizado na porção central da região de ocorrência e com o auxílio dos mapas geofísicos, principalmente aeromagnetométrico, foi possível verificar uma anomalia magnética concêntrica muito maior em área do que o dique aflorante que pode mostrar perturbações no campo magnético em maiores profundidades. Isso pode sugerir a ocorrência de outros corpos ou até mesmo a presença de rochas alcalinas em subsuperfície. Corpos muito pequenos não apresentam anomalia devido ao limite de detecção do levantamento aerogeofísico enquanto os corpos maiores apresentam anomalias nas contagens do mapa aerogamaespectrométrico, que refletem variações em superfície (até 50 cm de profundidade) o que reflete a exposição das rochas.

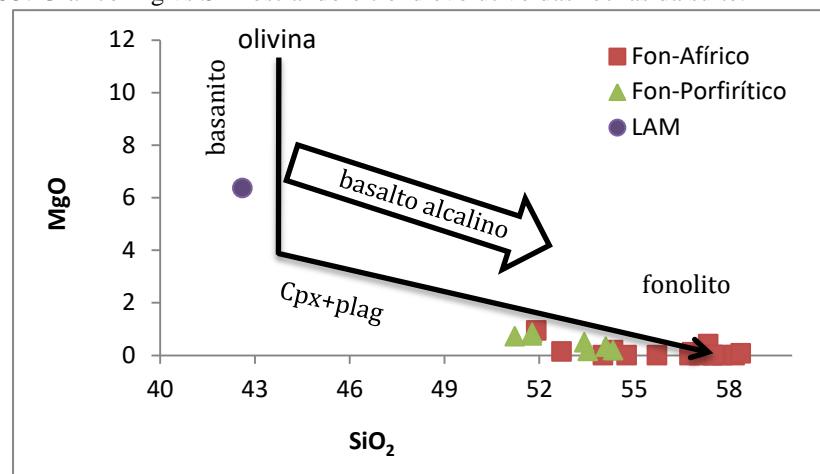
A subdivisão petrográfica proposta nesse trabalho possui uma correspondência na classificação química segundo Le Maitre *et al.* (1989), em que os fonolitos porfiríticos são predominantemente classificados como fonolitos tefríticos e os afíricos como fonolitos. Termos peralcalinos são pouco abundantes e ocorrem em ambos os tipos petrográficos, sendo assim, não constituem uma subdivisão adicional.

Os dados geoquímicos dos elementos maiores e traço indicam um *trend* evolutivo das rochas em que o basanito corresponde ao termo menos diferenciado e os fonolitos afíricos são os mais evoluídos. Os diagramas de Sr vs D.I. e Ba vs D.I. mostram uma tendência de decréscimo destes elementos com a diferenciação, diferente dos resultados

apresentados por Barbieri *et al.* (1987) que descreve uma concentração constante destes elementos nas rochas mais diferenciadas.

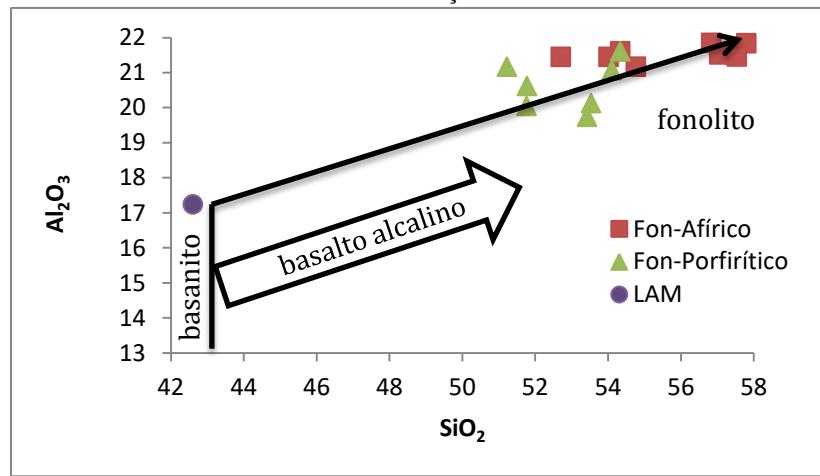
As relações apresentadas nos diagramas de $MgO \times SiO_2$ e $Al_2O_3 \times SiO_2$ (Figura 55 e Figura 56) apresentam uma compatibilidade com o modelo evolutivo da suíte vulcânica Nyambeni (BROTZU *et al.* 1983; WILSON, 1989) que apresenta um *trend* evolutivo controlado pelo fracionamento de olivina nos estágios iniciais e nos estágios finais de clinopiroxênio + plagioclásio, sendo o clinopiroxênio dominante no processo. Vale ressaltar que quando os feldspatos são dominantes no processo de fracionamento a configuração do trend evolutivo passa por três etapas (olivina →plagioclásio→K-feldspato) como visto na suíte Boina, Etiópia (BARBIERI *et al.* 1975; WILSON, 1989)

Figura 55: Gráfico Mg vs Si mostrando o trend evolutivo das rochas da suíte. LAM = basanito.



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 56: Gráfico Al vs Si mostrando diferenciação entre as rochas da suíte. LAM = basanito.



Fonte: elaborado pelo autor.

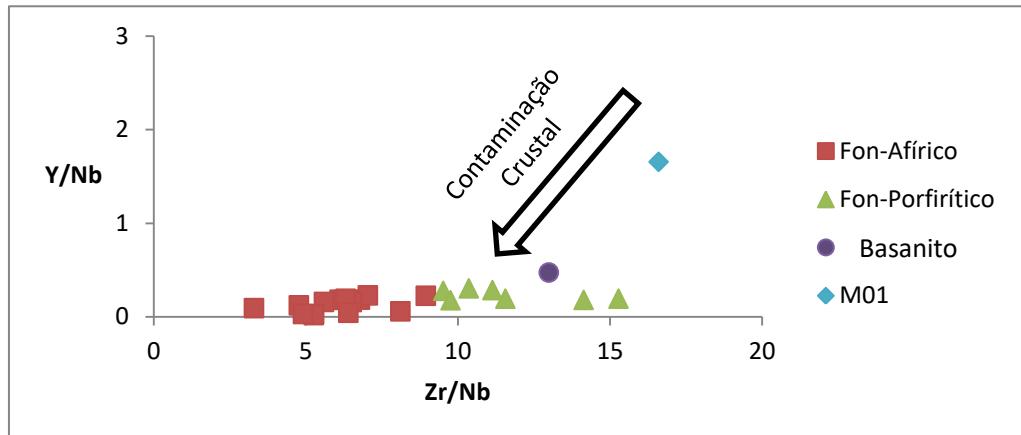
Os dados de Y/Nb vs Zr/Nb (Figura 57), usados para basaltos por Jones (1976) e Dungan *et al.* (1986) mostram tendências de contaminação crustal, enquanto os dados propostos nesse trabalho indicam valores muito próximos a 0, que indicam que a contaminação crustal não foi um processo dominante na gênese dessas rochas. Os dados do modelo proposto para contaminação crustal podem estar sendo afetados pela mineralogia dos fonolitos estudados, que portam granada e titanita que tem influência no comportamento do Y e do Zr respectivamente.

O Rb apresenta um aumento contínuo para o final da cristalização, acompanhando o K que apresenta a mesma tendência vinculada à cristalização do K-feldspato. O Sr mostra um empobrecimento também contínuo para o final da cristalização que se deve a ausência do plagioclásio que poderia modificar essa tendência. O Ba apresenta tendência decrescente para o final da cristalização. Nas rochas porfiríticas o Ba apresenta teores muito elevados e com grande variação (entre 1700 – 4600 ppm), sendo incorporado no K-feldspato substituindo o K, principalmente nos megacristais que possuem elevados teores de Ba (até 5%).

Os megacristais de K-feldspato possuem ocorrência restrita aos fonolitos porfiríticos. Segundo Vernon (1968), megacristais de K-feldspato são incomuns em rochas vulcânicas e hipabissais devido à alta proporção de cristais no momento da sua formação. Entretanto, esta feição é observada em alguns locais, como em lavas dos Andes Centrais (Zellmer e Clavero, 2006) onde são descritos padrões de zonação semelhantes aos observados neste estudo, cuja origem é relacionada ao crescimento independente em líquido. As composições mais homogêneas do núcleo destes cristais sugerem que o seu desenvolvimento ocorreu em maiores profundidades e o crescimento das zonas mais externas com maiores oscilações compostionais ocorreu a partir de pulsos de alimentação em profundidades mais rasas. A ocorrência dos mesmos padrões de zonação nos fenocristais menores corrobora esta interpretação. Assim, os fenocristais são o registro de apenas uma parte do histórico de zonações dos megacristais.

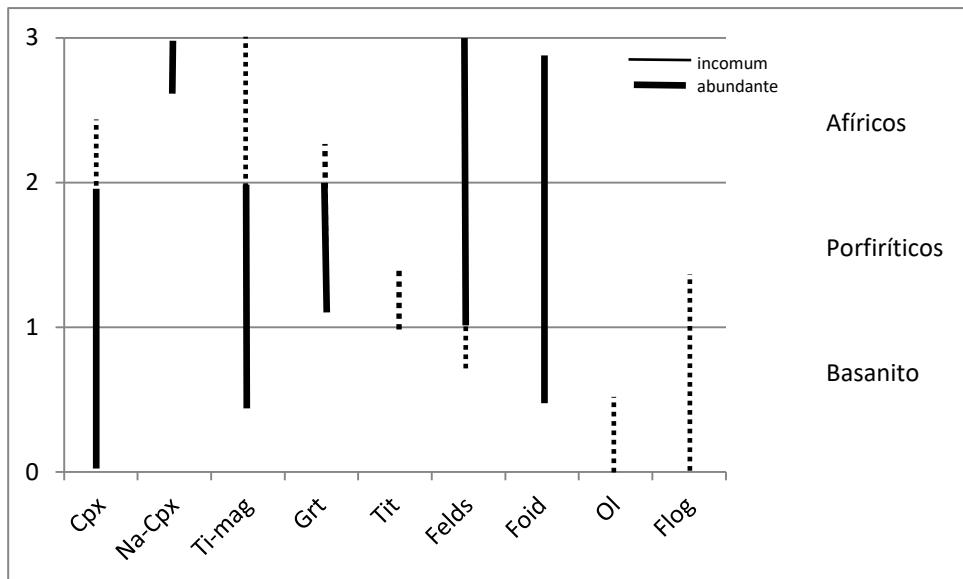
Com base nos dados obtidos nesse estudo é possível sugerir uma evolução magmática a partir do termo menos diferenciado, que neste estudo é o basanito, passando pelos fonolitos porfiríticos, e o mais diferenciado representado pelos fonolitos afíricos, com isso a Figura 58, demonstra ocorrência dos minerais inseridos na sequência evolutiva da suíte.

Figura 57: Gráfico Y/Nb vs Zr/ Nb



Fonte: elaborado pelo autor.

Figura 58: Ocorrências dos minerais nas diferentes litologias.



Fonte: elaborado pelo autor.

A mineralogia inicial do magmatismo é representada pelos fenocristais de piroxênio, olivina e flogopita presentes no basanito. Os piroxênios apresentam forte zonation composicional, em alguns casos os piroxênios apresentam um centro de cor verde (rico em Fe e Na) muito corroído pelas zonas posteriores que apresentam zonation oscilatória em que o Mg predomina sobre o Fe. Em outros casos apresentam centros incolores muito ricos em Mg sem feições de corrosão e com bordas com zonation oscilatória em que o Mg predomina sobre o Fe, assim como as bordas dos piroxênios com

centro de cor verde. Entende-se que os centros verdes representam o piroxênio mais primitivo dessas rochas, que em alguns casos pode ter sido completamente absorvido, isso explica o fato de alguns piroxênios possuírem apenas o centro incolor. Esses centros de cor verdes podem ter crescido concomitamente com a cristalização da olivina (Forsterita) que consome o Mg, restando aos piroxênios serem ricos em Fe em teores um pouco mais elevados do que nas outras zonas.

Ao cessar a cristalização de olivina, que ocorre apenas como fenocristais, os piroxênios se tornam mais magnesianos, pois são a única fase a consumir o Mg na paragênese, tendendo a aumentar o teor de Fe para borda e nos fenocristais de piroxênios da matriz. Com o avanço da cristalização outras fases começam a se formar, como exemplo a noseana e haíuna, que vão consumir o Na, K e Ca abundante nesses líquidos, além do consumo do S. O ferro presente nesse líquido está sendo consumido também pela cristalização abundante de titanomagnetita que ocorrem como microfenocristais e também como constituinte importante da matriz.

Os piroxênios não zonados com textura esqueletal são entendidos como minerais que cristalizaram próximos as bordas das intrusões, ou seja, resultam de uma rápida cristalização e depois são remobilizados pelo fluxo do magma, assim não permitindo uma correlação temporal direta com as zonas dos outros piroxênios.

Entende-se que os fonolitos porfiríticos representam próxima etapa na sequência da evolução desse magmatismo. Nestes a paragênese é de fenocristais de granada melanita que apresentam zonação complexa marcada principalmente pelo titânio. Este mineral ao cristalizar consome também Fe e Ca do líquido. A presença de granada rica em Ti reflete a natureza composicional rica em Ti do magma. Huggins *et al.* (1977) demonstrou experimentalmente (em temperaturas entre 700 – 800°C) que a ocorrência de Ti no octaedro de granada rica em Ti requer baixa fugacidade de oxigênio e condições anidras.

A granada apresenta um centro com zonação oscilatória, relativamente empobrecido em titânio (3%) que apresenta um grande número de inclusões de titanita e uma borda mais rica nesse elemento (4,5%). Correlacionamos a zona empobrecida em Ti com a cristalização concomitante de titanita, enquanto a zona de alto Ti na borda é interpretada como momento final de cristalização onde não há mais cristalização de titanita. A granada da matriz apresenta elevado teor de Ti similar a borda dos fenocristais. A granada não apresenta zonação importante de Fe. Isso pode ser explicado pelo consumo de Fe pelo piroxênio e titanomagnetita, que ocorrem em todos os estágios da cristalização, diferente

das titanitas que ocorrem apenas no início do magmatismo das rochas porfiríticas.

Nas rochas afíricas o piroxênio e a granada não são fenocristais em equilíbrio, pois apresentam bordas com corrosão e fraturamento intensos. Na matriz a granada é completamente ausente, enquanto os piroxênios apresentam um forte enriquecimento na molécula aegerina-augita, ultrapassando 4% de Na_2O , isso demonstra que o piroxênio formado nas outras litologias não é mais estável na paragênese dos fonolitos afíricos.

As rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela possuem minerais ricos em titânio. De modo geral, as substituições de Ti são favorecidas por altas temperaturas e baixa atividade de Si (VERHOOGEN, 1962) explicando a abundância deste elemento nos magmas subsaturados, especialmente os alcalinos.

6. CONCLUSÕES

Com base nas discussões feitas

- Os dados apresentados dos 24 corpos fonolíticos foram conclusivos sobre a classificação petrográfica de fonolitos para essas rochas e a subdivisão entre termos com texturas porfirítica e afírica/subafírica, apresentou uma relação de diferenciação entre os porfiríticos para os afíricos, tanto nos elementos maiores quanto em elementos traço.
- Essas rochas ao serem analisadas e classificadas conforme o diagrama TAS, estão dispostas nos campos geoquímicos dos fonolitos e fonolitos tefríticos (Figura 48). Isso demonstra que fonolitos petrograficamente apresentam composição química compatível com fonolitos tefríticos mesmo sem cristalizarem plagioclásio ($An > 10$), provavelmente explicado pela inibição deste pela alta estabilidade do clinopiroxênio.
- A peralcalinidade ($I.A. > 1$) não se manifesta petrograficamente nestas rochas e nem representa uma outra variedade petrográfica, pois tanto as rochas afíricas e porfiríticas apresentam representantes peralcalinos.
- Rochas menos diferenciadas foram encontradas na suíte, a exemplo do basanito. Os dados geoquímicos indicam que esta litologia faz parte do contexto do magmatismo e representa a fração mais primitiva da suíte.
- Os dados geofísicos demonstram algumas anomalias importantes principalmente relacionadas ao basanito, onde a anomalia magnética é maior em área do que as rochas em superfície, sugerindo a existência de um corpo de maiores dimensões em subsuperfície.
- O corpo M01 de composição traquílica não apresentou compatibilidade geoquímica com as demais rochas da suíte, portanto não faz parte da Suíte Alcalina Passo da Capela.
- Conforme os dados geoquímicos de elementos maiores, a evolução magmática é controlada pelo fracionamento do clinopiroxênio.
- Os megacristais de K-feldspato que ocorrem nas rochas porfiríticas são

responsáveis pelo fracionamento do Ba na evolução do magmatismo.

- Os fenocristais de clinopiroxênio nos fonolitos porfiríticos e no basanito apresentam zonação composicional que reflete oscilações de temperatura e de fugacidade de oxigênio que podem estar relacionadas a processos de mistura ou recarga de magma, ou ainda a oscilações nas taxas de crescimento cristalino.
- A granada melanita tem ocorrência restrita aos fonolitos porfiríticos.
- Os teores de Ti nos piroxênios, a ocorrência de melanita e de hauyna indicam uma condição de cristalização de alta fugacidade de oxigênio, subsaturação em sílica e baixa pressão litostática.

7. REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, v13(3), 139-158p. 1983.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. DNPM, Div. Geol. Miner., Rio de Janeiro, v241, pag36, 1967.

ANTONINI, P. GASPARON, M. COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. “Post-Paleozoic Magmatism in Eastern Paraguay: Sr-Nd-Pb Isotope Compositions”. Em COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. (EDS) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform. Edusp/Fapergs, São Paulo, 57-70 p, 2005.

BAITELLI, R. Geocronologia por traços de fissão de maciços alcalinos do Brasil meridional. São Paulo, Dissertação de Mestrado - Universidade de São Paulo, 204p, 1992.

BARBERI, F. FERRARA, G. SANTACROCE, R. TREUIL, M.; VARET, J. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre, (Afar Rift, Ethiopia) J. Petrol, v16, 22-56p,1975.

BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.; GARBARINO, C.; GOMES, C. B.; LOSS, E.; MACCIOTTA, .;MORBIDELLI, L.; SCHEIBE, L. F.; TAMURA, R. M.; TRAVERSA, G. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1. The phonolite suite from Piratini, RS. Geochimica Brasiliensis, v1, 109-138p, 1987.

BROD, J. A. JUNQUEIRA-BROD, T. C. GASPAR, J. C. GIBSON, S. A. e THOMPSON, R. N. “Ti-Rich and Ti-Poor Garnet from the Tapira Carbonatite Complex: Fingerprinting Fractional Crystallization and Liquid Immiscibility”. Em VIII International Kimberlite Conference, Victoria, 2003.

BROTZU, P. MORBIDELLI, L. PICCIRILLO, E. M. TRAVERSA, G. The basanite to peralkaline phonolite suite of the Plioquaternary Nyambeni multicenter volcanic range (East Kenya Plateau). Neus. Jahrbuch. Miner. Abh, v147, 253 -280p, 1983.

BURGER Jr. C.; RIBEIRO, M. e GERHARDT, A.L.B. On the alkaline rocks

of Piratini, Rio Grande do Sul, Brazil. Paula-Coutiana, Porto Alegre. v2, 81-112p, 1998.

CARBONINI, S. LIZIERO, F. e FUSO, C. "Mineral Chemistry of accessory mineral in Alkaline Complex from the Alto Paraguay Province". Em COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. (EDS) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform. São Paulo, Edusp/Fapergs, 149-158 p. 2005.

COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. (EDS.). Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay-Relationships with coeval magmatism in Brazil. São Paulo: Edusp/Fapesp. 464p, 1996

COMIN-CHIARAMONTI, P. GOMES, C.B. Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo: Fapesp, 2005. Em COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. (EDS) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform. São Paulo, Edusp/Fapergs, 149-158 p. 2005.

COX, K. G. BELL, J.D. PANKHURST, R.J. "The interpretation of igneous rocks". George Allen na Unwin, London, 450p, 1979.

CPRM-Serviço Geológico. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, 1: 750.000. Porto Alegre 2006.

ORLANDI FILHO, V.; PIMENTEL, G. B. ; Ramgrab, G. E; CAMOZZATO, E. Programa Geologia do Brasil. Folha Piratini – SH.22-Y-C-II. CPRM, Brasília. 2009.

CPRM-Serviço Geológico. Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul. 2010.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. e ZUSSMAN, J. An introduction to the rock-forming minerals. Harlow: Longman, ed 2,1992.

DE LA ROCHE, H. LETERRIER, P. GRANDCLAUDE, P. e MARCHAL, E. "A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks using R1-R2 Diagram and major Elementes Analyses. Its Relationships with Current Nomenclature". Chemical Geology, v29, 183-210, 1980.

- DUNGAN, M. A. LINDSTROM, M. M. MCMILAN, N. J. MOORBATH, S. HOEFS, J. HASKIN, L. A. Open system magmatic evolution of the Toas Plateau volcanic field, northern New Mexico. I: the petrology and geochemistry of the Servilleta basalt. *J. Geophys. Res.* v91, 5999 – 6028 p, 1986.
- GILL, R. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Londres, 2010.
- GOMES, C.B. “Electro Microprobe analysis of zoned melanites” *American Mineralogist*, v54, 1654-1661 p, 1969.
- GOMES, C.B. e COMIN-CHIARAMONTI, P. Magmatismo Alcalino Continental da Região Meridional da Plataforma Brasileira. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo: Edusp, 2017.
- HUGGINS, F.E., VIRGO, D., HUCKENHOLZ, H.G. Titanium-containing silicate garnets. II. The crystal chemistry of melanites and schorlomites. *The American Mineralogists* v62, 646-665p, 1977.
- HORBACH, R. KUCK, L. MARIMON,R.G. MOREIRA,H.L. FUCK, G.F. MOREIRA, M.L.O. MARIMON,M. P.C. PIRES, J. L. VIVIAN, O. MARINHO, D. A. TEIXEIRA, W. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: IBGE - Levantamento de Recursos Naturais, v33, 29-312 p, 1986.
- HOROTA, R. K. Petrologia e Geoquímica de Rochas Subsaturadas: Comparação Entre os Fonolitos da Suíte Alcalina Passo da Capela, RS e os Fonolitos da Formação Remédios, Arquipélago Fernando de Noronha, PE. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. São Leopoldo, 2014
- JAMES, D. F. e L. A. MURCIA. Crustal Contamination in Northern Andean Volcanics. *Journal of Geology Society*. Londres, v141, 823-830 p, 1984.
- JONES, P. W. Petrology and age of the Ethiopian trap basalts. PhD Thesis, Univ. Leeds, UK. 1976.
- LE BAS, M. J. LE MAITRE, R. W. STRECKEISEN, A. e ZANETTIN, B. “A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica diagram”. *Journal of Petrology*, v27, 745-750 p, 1986.
- LE MAITRE, R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematic of de Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, Ed 2, 2002

MACHADO, J. P. S. L. Estruturação do Graben Arroio Moirão, Santana Da Boa Vista, RS : tectônica e geocronologia. Trabalho de Conclusão de Curso. Porto Alegre, 2014.

PINTO, J. F. VILLWOCK, J. A. LOSS, E. L. "Relatório da geologia da Província Alcalina do Rio Grande do Sul. Folhas Arroio Barracão e Arroio da Bica, escala 1:50.000. MME/DNPM, MEC, UFRGS, IGEO, 1975. 48 p. (apud Barbieri *et al.*, 1987)

PHILIPP, R.P. VIERO, A.P. COMIN-CHIARAMONTI, P. GOMES, C.B. Mesozoic alkaline rocks of Rio Grande do Sul. Em COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. (EDS) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform. São Paulo, Edusp/Fapergs, 573-590 p, 2005.

PIRCE, R. C. JOHNSON, R. W. GRAY, C. M. FREY, F. A. Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt Kenya. Contributions to Mineralogy and Petrology. United States, v89, 394 – 409p, 1985.

RIBEIRO, M.. Uma província alcalina no Rio Grande do Sul – I Estudos Preliminares. *Iheringia. Ser. Geol.*, Porto Alegre, v4, 59-71p, 1971.

RIBEIRO, M.. "Structural setting of some alkaline pipes in Rio Grande do Sul Shield". Em "Symp. On Carbonatites". Poços de Caldas, MG, DNPM, v4, 59-71p, 1978.

RICOMINI, C. VELÁZQUEZ, V.F. e GOMES C.B. "Tectonic Controls of the Mesozoic and Cenozoic Alkaline Magmatism in the Central-Southeastern Brazilian Platform". Em COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. (EDS) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform. São Paulo, Edusp/Fapergs, 31-56 p, 2005.

ROCK, N. M. S. Lamprophyres. Edinburgh: Blackie e Son, 1991.

RUBERTI, E. GOMES, C.B. e COMIN-CHIARAMONTI, P. "The Alkaline Magmatism from the Ponta Grossa Arch". Em COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C.B. (EDS) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the brazilian plataform. São Paulo, Edusp/Fapergs, 473-522 p, 2005.

SCHOBBENHAUS, C.F. e CAMPOS, D. A. "A Evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas Principais Concentrações Minerais". Em SCHOBBENHAUS, C.F. "Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico

do Brasil". Brasília, Ministério de Minas e Energia, DNPM, 1984.

SØrensen, H. Introduction. In The Alkaline Rocks. Nova York, John Wiley e Sons, 3-11 p, 1974.

SØrensen *et al.* (1986), The Alkaline Rocks. A Review. Fortschritte der Mineralogie, v64, 66-86 p, 1986.

STRECKEISEN, A. "IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendation and Suggestions" News Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, v134, 1-14 p, 1978.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. e KEYS, D.A. Applied Geophysics. Cambridge: Cambridge University. 860p, 1976.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIF, R. E.; KEYS, D. A. Applied geophysics, ed. 2, Cambridge, Cambridge University Press, 860 p. 1990.

UFRGS. "Projeto Arroio da Bica, Mapa geológico 1:50.000" Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, Porto Alegre, 1995.

UNISINOS. "Mapa Geológico da folha Arroio Barrocão (SH.22-Y-C-II-2), RS. ESCALA 1:50.000". Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, Porto Alegre, 1984.

VERHOOGEN, J. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. Am. Sci, v260, 210-220 p, 1962.

VERNON, R.H. Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. J. Petrol., v9, 1-22 p, 1968.

VIERO, A.P. O Magmatismo máfico alcalino Mesozóico do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 249p, 1998.

WILSON, M. IGNEOUS PETROGENESIS. London, 1989.

ZELLMER, G. F. e CLAVERO, J. E. Using trace elements correlation patterns to decipher a sanidine crystal growth chronology: An example from Taapaca volcano, Central Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research. v156, 291-301p, 2006.

8. APÊNDICES

Tabela 35: Dados Geoquímicos de Rocha Total de elementos maiores. N.D. = não detectado.

Nº		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₄	LOI	Total
2	Fon-Afírico	57,34	21,57	0,26	2,64	0,21	0,42	1,6	7,68	6,05	0,031	n.D	2,18	99,98
4	Fon-Afírico	56,83	21,85	0,22	2,06	0,21	0,11	1,19	7,45	5,23	0,06	n.D	4,79	100
9	Fon-Afírico	57,48	21,52	0,25	2,07	0,23	n.D	1,08	8,27	6,22	0,022	n.D	2,9	100,04
18	Fon-Afírico	57,79	21,84	0,2	2,21	0,21	n.D	1,35	7,84	6,86	0,012	n.D	1,71	100,02
20	Fon-Afírico	58,18	21,54	0,21	1,76	0,22	0	1,06	9,06	6,75	0,02	n.D	1,09	99,88
22	Fon-Afírico	58,37	21,51	0,22	2,06	0,21	0,07	0,95	7,93	6,74	0,015	n.D	1,88	99,96
23	Fon-Afírico	54,01	21,45	0,15	2,44	0,15	n.D	1,37	9,82	5,93	0,02	0,77	4,63	100,72
38	Fon-Afírico	54,33	21,61	0,47	3,59	0,17	0,19	3,94	7,42	5,86	0,09	n.D	2,31	99,98
30	Fon-Afírico	56,75	22,14	0,18	2,32	0,17	n.D	1,54	8,42	6,42	0,006	n.D	2,04	99,99
31	Fon-Afírico	52,7	21,45	0,34	3,32	0,25	0,14	2,4	8,72	4,63	0,061	n.D	5,95	99,96
32	Fon-Afírico	51,9	22,03	0,33	3,54	0,30	0,94	1,59	8,00	5,26	0,07	n.D	6,05	100,02
33	Fon-Afírico	55,72	22,51	0,15	2,37	0,16	n.D	1,17	8,79	6,4	0,009	n.D	2,77	100,05
34	Fon-Afírico	57,05	21,52	0,222	2,09	0,22	n.D	1,04	7,86	6,8	0,02	n.D	3,2	100,02
39	Fon-Afírico	57,53	21,46	0,21	2,06	0,21	n.D	0,99	7,81	6,89	0,015	n.D	2,79	99,97
11.1	Fon-Afírico	54,76	21,17	0,19	2,28	0,17	n.D	1,52	10,82	6,26	0,01	0,48	1,65	99,3
8	Fon-Porfirítico	51,77	20,62	0,44	3,62	0,24	0,85	4,82	7,64	4,48	0,09	n.D	5,41	99,99
16	Fon-Porfirítico	51,22	21,17	0,92	5,15	0,22	0,72	6	7,84	4,84	0,21	n.D	1,65	99,94
25	Fon-Porfirítico	54,1	21,07	0,52	3,93	0,18	0,32	4,28	6,915	5,74	0,11	n.D	2,8	99,97
29	Fon-Porfirítico	51,76	20,05	0,89	5,02	0,19	0,75	4,88	8,06	5,13	0,18	1,2	1,91	100,01
38	Fon-Porfirítico	54,33	21,61	0,47	3,59	0,17	0,19	3,94	7,42	5,86	0,09	n.D	2,31	99,98
8.1	Fon-Porfirítico	53,53	20,13	0,37	3,28	0,18	0,16	3,67	9,24	5,42	0,07	2,33	1,67	100,04
9.1	Fon-Porfirítico	53,42	19,74	0,4	3,47	0,2	0,49	5,16	6,06	5,32	0,07	n.D	5,72	100,04
14	LAM	42,6	17,24	1,72	8,83	0,21	6,36	9,7	5,04	2,64	0,51	1,62	3,56	100,04
1	M01	67,9	14,69	0,48	5,2	0,12	0,208	1,77	2,79	6,05	0,096	n.D	0,72	100,02

Tabela 36: Dados Geoquímicos de Rocha Total de elementos traço. N.D. = não detectado.

Nº		Y	Pb	Ni	Cu	Sr	Zr	Zn	Nb	Rb	Cr	Ba	Nb/Y	Zr/Nb	Y/Nb	Nb+Y
2	F. A.	21,3	26	n.D	10,1	1150,4	712,3	111	116,6	122,8	21,2	450,7	5,5	6,1	0,2	137,9
4	F. A.	16,6	36,7	n.D	n.D	1264	644,3	108,8	135,1	105,9	10,6	372,9	8,1	4,8	0,1	151,7
9	F. A.	21,3	26,3	n.D	n.D	1193	747,4	108	133,6	125,7	12,7	498,5	6,3	5,6	0,2	154,9
18	F. A.	18,5	23,9	n.D	n.D	1571,5	734,3	101	82,1	125,8	13,2	910,4	4,4	8,9	0,2	100,6
20	F. A.	18,2	28,2	5,4	0	838,3	670,2	101,7	98,9	130,6	10,6	447,7	5,4	6,8	0,2	117,1
22	F. A.	21,7	24,3	n.D	n.D	1118,3	747	103,4	119,4	136,2	10,2	415,2	5,5	6,3	0,2	141,1
23	F. A.	3	31,4	4,9	0	803	546,8	132,5	103,8	127,6	12,3	76,8	34,6	5,3	0,0	106,8
38	F. A.	1,9	32,6	n.D	n.D	849	536	131,2	101,9	125,8	9,1	97,5	53,6	5,3	0,0	103,8
30	F. A.	4,3	28,2	n.D	n.D	1164,3	589,4	105,8	72,7	126,6	14,1	362,2	16,9	8,1	0,1	77,0
31	F. A.	23,4	36	n.D	n.D	1283,1	717,1	160,6	101,9	125,8	9,1	97,5	4,4	7,0	0,2	125,3
32	F. A.	24	31,9	n.D	n.D	1894,4	848,3	174,2	257,6	109,1	7,4	2655,3	10,7	3,3	0,1	281,6
33	F. A.	3,2	30	n.D	n.D	661,5	517,1	132,5	105,4	142,8	14	15,7	32,9	4,9	0,0	108,6
34	F. A.	18,8	27,3	n.D	n.D	1144,6	773	106,2	118,8	136,4	11,5	478,7	6,3	6,5	0,2	137,6
39	F. A.	23,1	24,5	n.D	n.D	1133,3	755	104,6	119,7	136,8	13,1	461,9	5,2	6,3	0,2	142,8
11.1	F. A.	3,3	27,5	5,5	n.D	1097	480,9	106,7	75,2	121,5	8	326,2	22,8	6,4	0,0	78,5
8	F.P.	26,6	24,8	n.D	n.D	3420,5	905,2	104,6	87,4	90,5	9,9	4650,7	3,3	10,4	0,3	114,0
16	F.P.	25,6	24,9	n.D	n.D	3758,7	877,4	87,1	92,2	89,2	8,8	2994,2	3,6	9,5	0,3	117,8
25	F.P.	12,6	26,6	n.D	n.D	2656,9	694,7	115,5	71,2	107,9	9,6	1703,1	5,7	9,8	0,2	83,8
29	F.P.	19,6	23	n.D	n.D	2881,5	763,8	83,2	68,6	87,4	6,4	2321,8	3,5	11,1	0,3	88,2
38	F.P.	10,6	23,2	n.D	n.D	2918,5	826,8	69,5	58,5	99,9	12,4	2335,9	5,5	14,1	0,2	69,1
8.1	F.P.	10,3	23,9	n.D	n.D	2821,9	808,3	75,9	52,9	97,4	7	2544,6	5,1	15,3	0,2	63,2
9.1	F.P.	11,7	23,9	n.D	n.D	2783,3	695,9	80,5	60,2	93,4	7	2797,5	5,1	11,6	0,2	71,9
14	LAM	29,6	12,3	76,3	28,5	4762,3	811,7	65,9	62,5	83,3	117,1	2316,6	2,1	13,0	0,5	92,1
1	M01	58,1	22,2	nd	4,4	189	582,6	95,6	35,1	148,3	20,4	1525,9	0,6	16,6	1,7	93,2