

Condições de colocação do magmatismo máfico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Maciço Capela

*Emplacement conditions of the mafic magmatism from
Macururé Domain, Sergipano Orogenic System: Capela Massif*

Fábio dos Santos Pereira¹ , Maria de Lourdes da Silva Rosa¹ , Herbet Conceição¹ 

¹Universidade Federal de Sergipe - UFS, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias - PGAB, Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral - LAPA, Avenida Marechal Rondon, s/n, Jardim Rosa Elze, Cidade Universitária Aloísio de Campos, CEP 49100-000, São Cristóvão, SE, BR (fabio.santos.pereira@hotmail.com; lrosa@ufs.br; herbet@ufs.br)

Recebido em 1º de novembro de 2018; aceito em 13 de junho de 2019

Resumo

O Maciço Capela é intrusivo nas rochas metassedimentares do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, no sul da Província Borborema. Ele é constituído por dioritos, hornblenditos, gabros e granitos, que hospedam enclaves tonalíticos e hornblendíticos. As formas e os contatos dos enclaves tonalíticos, aliados à presença de texturas de zoneamento inverso e oscilatório em cristais de plagioclásio e ao hábito acicular da apatita nos enclaves e dioritos sugerem coexistência de magmas máfico e félsico. Os piroxênios identificados nos gabros apresentam composições de enstatita, augita e diopsídio. Os anfibólios das rochas máficas são cálcicos e correspondem a pargasita, tschermakita e magnésio-hornblenda. A mica marrom dos hornblenditos, gabros e dioritos é rica na molécula de flogopita, enquanto a dos granitos é mais enriquecida em ferro. A granada, de ocorrência restrita aos hornblenditos e dioritos, é rica na molécula de almandina. O plagioclásio varia de albita a bytownita e o feldspato potássico é a microclina. A presença de titanita e epidoto magmáticos, coexistentes com silicatos máficos magnesianos, indica a cristalização sob condições de alta fO_2 , próximas ao tampão NNO. As estimativas de pressão forneceram um valor médio de 8,5 kbar, que corresponde a uma profundidade aproximada de 30 km. As temperaturas *liquidus*, obtidas com as composições de piroxênios e anfibólios, variam de 1.261 a 831°C. Temperaturas *solidus*, estimadas com o par anfibólio-plagioclásio, situam-se entre 775 e 614°C. Dados de química mineral e estimativas termobarométricas sugerem que as rochas do Maciço Capela cristalizaram-se a partir de magmas basálticos hidratados, em ambiente de arco continental.

Palavras-chave: Maciço Capela; Termobarometria; Plutonismo máfico; Domínio Macururé.

Abstract

The Capela Massif intrudes the metasedimentary rocks of Macururé Domain, in Sergipano Orogenic System, southern Borborema Province. It is composed of diorites, hornblendites, gabbros and granites, which host tonalitic and hornblenditic enclaves. The shapes and contacts of the tonalite enclaves and presence of inverse and oscillatory zoning in plagioclase crystals and acicular apatite in the enclaves and diorites suggest coexistence of mafic and felsic melts. The pyroxenes identified in the gabbros are consisted of enstatite, augite and diopside. Amphiboles of the mafic rocks are calcic and correspond to pargasite, tschermakite and magnesium-hornblende. Brown mica of the hornblendites, gabbros and diorites is phlogopite-rich, while those of the granites is more enriched in iron. The garnet which occurs in hornblendites and diorites is enriched in the almandina molecule. Plagioclase varies from albite to bytownite and potassic feldspar is the microcline. Magmatic titanite and epidote, coexisting with magnesian mafic silicates indicate crystallization under high fO_2 , near the NNO buffer. Pressure estimates provide an average value of 8.5 kbar, matching an approximate emplacement depth of 30 km. *Liquidus* temperatures obtained with the pyroxene and amphibole compositions vary from 1,261 to 831°C. *Solidus* temperatures estimated with the amphibole-plagioclase pair are between 775 and 614°C. Mineral chemistry data and thermobarometric estimates suggest that the rocks of the Capela Massif were crystallized from hydrous basaltic magmas in a continental arc environment.

Keywords: Capela Massif; Thermobarometry; Mafic Plutonism; Macururé Domain.

INTRODUÇÃO

A química dos minerais das rochas ígneas está diretamente relacionada à composição e às condições físico-químicas dos magmas nos quais se cristalizaram (Letterier et al., 1982; Abdel-Rahman, 1994; Molina et al., 2009). Por esse motivo, recorre-se ao estudo da química dos principais minerais formadores de rochas com o propósito de investigar os parâmetros intensivos atuantes durante a cristalização dos magmas.

Inferências sobre a pressão e a temperatura de colocação de plútons também podem ser feitas com base na assembleia metamórfica das rochas encaixantes (*e.g.*, Spear et al., 1984; Hollister et al., 1987). Contudo, essa é uma prática bastante desafiadora em terrenos com complexa história evolutiva, haja vista a possibilidade de superposição de eventos metamórficos e magmáticos. Felizmente, vários minerais ígneos resguardam suas composições primárias, o que os tornam potenciais indicadores das condições relacionadas à história de ascensão e resfriamento do magma (Anderson et al., 2008).

As composições de anfibólios e feldspatos são de particular interesse petrogenético por fornecerem indicações sobre pressão e temperatura de cristalização (*e.g.*, Holland e Blundy, 1994; Anderson e Smith, 1995). Silicatos ferromagnesianos e óxidos são sensíveis às condições de fugacidade de oxigênio (*e.g.*, Czamanske e Wones, 1973; Sial et al., 1999), ao passo que a química de minerais hidrotermais possibilita avaliar as condições do reequilíbrio da paragênese primária.

O Domínio Macururé, situado na porção centro-norte do Sistema Orogênico Sergipano (SOS), hospeda um volumoso plutonismo colisional ediacarano que registra os principais estágios evolutivos desse orógeno (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2015; Conceição et al., 2016; Lisboa et al., 2019). Neste trabalho são apresentados e discutidos dados petrográficos, texturais e químicos dos minerais constituintes do Maciço Capela, com vistas a caracterizar as principais fases minerais e investigar as condições físico-químicas reinantes durante a sua cristalização.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O SOS localiza-se no setor sul da Província Borborema (Figura 1A) e é uma das mais importantes faixas orogênicas neoproterozoicas do Nordeste do Brasil. O SOS já foi interpretado como geossinclinal (Humphrey e Allard, 1967), como resultado da colagem de terrenos alóctones (Davison e Santos, 1989) e como uma faixa de dobras e empurrões produzida pela inversão de uma margem passiva localizada na borda norte da antiga Placa Sanfranciscana (D'el-Rey Silva, 1999). Atualmente, o SOS é interpretado como resultado de colisão continental entre o Cráton São Francisco e o Bloco Pernambuco-Alagoas, durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Oliveira et al., 2010), há cerca de 600 Ma.

Na atual compartimentação do SOS são reconhecidos sete domínios geológicos (Figura 1B), com histórias de sedimentação e evoluções tectônicas distintas, e que são separados entre si por zonas de cisalhamento regionais (Davison e Santos, 1989; Santos et al., 1998). Os domínios setentrionais (Canindé, Poço Redondo e Marancó) representam terrenos alóctones que foram acretados à margem norte do Cráton São Francisco no Neoproterozoico (Oliveira et al., 2017) e são constituídos de rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, metamorizadas em condições que atingem o fácies anfibolito alto. Os domínios meridionais (Macururé, Vaza-Barris e Estância) são essencialmente metassedimentares e foram depositados em regime de margem passiva. Mais recentemente, Silva Filho e Torres (2002) caracterizaram e adicionaram o Domínio Rio Coruripe ao SOS. Embora ainda seja questão de debate, Oliveira et al. (2006) propõem que esse domínio seja o equivalente granulítico do Domínio Macururé, considerando a continuidade lateral e a similaridade das rochas.

O Domínio Macururé, onde insere-se o objeto de estudo, limita-se a sul com o Domínio Vaza-Barris pela Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo e a norte com os domínios Marancó, Poço Redondo e Canindé pela Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo (Figura 1B). Ele é composto do Grupo Macururé, da Formação Juá e de uma suíte de granitos colisionais.

O Grupo Macururé corresponde a uma cunha turbidítica com mais de 13 km de espessura (D'el-Rey Silva, 1999), constituída de biotita xistos granatíferos, filitos, metarenitos e quartzitos, com subordinadas ocorrências de metagrauvascas, rochas vulcânicas e anfibolitos, intercalados com níveis centimétricos de mármore, calciossilicáticas e formações ferríferas (Santos et al., 1998; Oliveira et al., 2010). O metamorfismo regional alcançou o fácies anfibolito, sob pressões intermediárias e altas temperaturas (Davison e Santos, 1989; Silva et al., 1995). Dados geoquímicos de rocha total sugerem que essas rochas foram geradas a partir da erosão de fontes ácidas a intermediárias com assinatura de ambientes de margem continental ativa (Lima et al., 2014). Idades de zircões detríticos indicam fontes predominantemente paleoproterozoicas e neoproterozoicas para o Grupo Macururé (Oliveira et al., 2017; Spalletta e Oliveira, 2017) e sugerem que a Província Borborema atuou como principal área-fonte de proveniência desses sedimentos.

A Formação Juá é composta de conglomerados polimíticos, grauvascas e arenitos seixosos (Silva Filho et al., 1979; Menezes Filho et al., 1988) pouco a não deformados, que preenchem um meio-graben estruturado sobre os metamorfitos do Grupo Macururé e granitos associados. Esses sedimentos clásticos são interpretados como depósitos de leques aluviais, provenientes da erosão de rochas do Domínio Marancó durante a evolução do SOS (Menezes Filho et al., 1988).

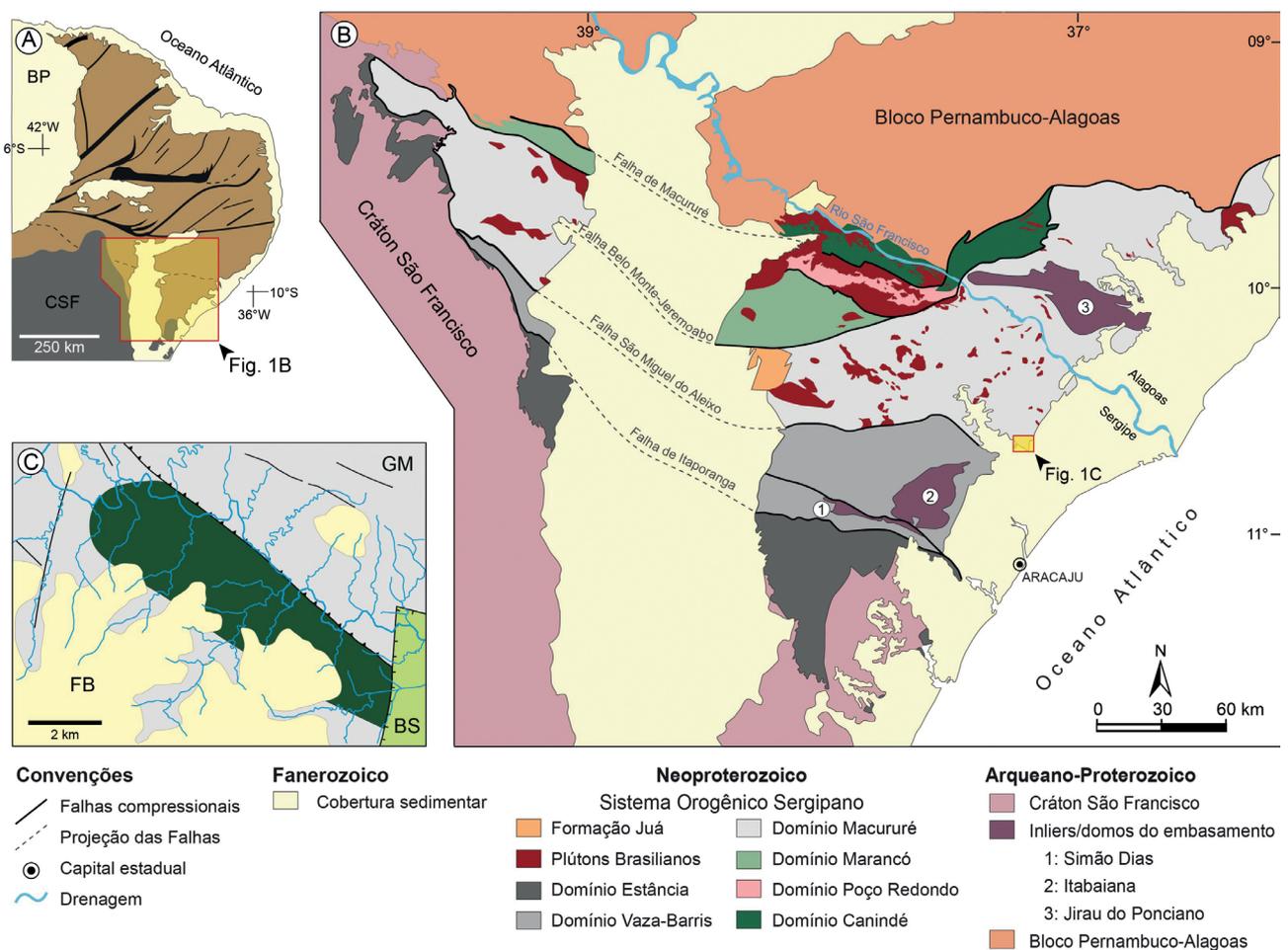
Rochas ígneas plutônicas ocupam grande área do Domínio Macururé e já foram alvo de diversos estudos. Bueno et al. (2009) identificaram dois grupos de granitos no Domínio Macururé, com idades de alojamento limitadas entre os intervalos de 628–625 e 590–570 Ma. Oliveira et al. (2010) sugeriram que os granitos mais antigos foram formados em ambiente de arco continental, enquanto os granitos mais jovens têm derivação crustal e foram produzidos durante a colisão do Bloco Pernambuco-Alagoas com a paleoplaca São Francisco.

Conceição et al. (2016) e Conceição et al. (2017), com base em dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, identificaram uma zonalidade na distribuição dos granitos da porção sergipana do Domínio Macururé e os agruparam nos magmatismos:

1. básico-ultrabásico de afinidade toleítica a cálcio-alcalina e idade indeterminada;

2. intermediário a básico, com filiação cálcio-alcalina de alto potássio (628–620 Ma);
3. granodiorítico cálcio-alcalino de alto potássio (631–618 Ma);
4. monzonítico shoshonítico (616–588 Ma);
5. leucogranítico cálcio-alcalino de alto potássio (626–570 Ma).

O Maciço Capela (Figura 1C), objeto deste estudo, é o principal expoente do magmatismo básico-ultrabásico que compõe a Suíte Máfica do Domínio Macururé (Pereira, 2019). Essa suíte compreende um conjunto de 7 plútons (1–25 km²) que apresentam formas alongadas segundo a foliação regional e intrudem as rochas metassedimentares do Grupo Macururé ao longo da sua margem leste. Os plútons hospedam abundantes enclaves máficos e contituem-se essencialmente de dioritos e gabros, com hornblenditos, monzonitos, granodioritos e granitos ocorrendo de forma subordinada (Figura 2).



BP: Bacia do Parnaíba, CSF: Cráton São Francisco; BS: Sub-Bacia de Sergipe, FB: Formação Barreiras, GM: Grupo Macururé.

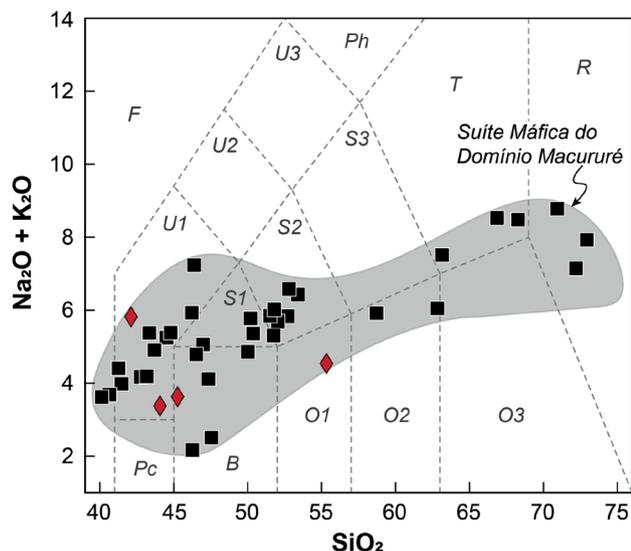
Figura 1. Contexto geológico regional. (A) Esquema simplificado da Província Borborema, com destaque para a localização do Sistema Orogênico Sergipano; (B) compartimentação geológica do Sistema Orogênico Sergipano (adaptada de Pinho Neto, 2018) com demarcação da área de estudo; (C) esboço geológico do Maciço Capela.

GEOLOGIA DO MACIÇO CAPELA

As rochas máficas da região de Capela foram inicialmente cartografadas por Silva Filho et al. (1979) durante a execução do Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris, que resultou no primeiro mapa geológico do estado de Sergipe. Com base na interpretação de fotografias aéreas e observações de campo, esses autores identificaram dois plútons gabroicos, que passaram a ser agrupados juntamente com os metassedimentos encaixantes como pertencentes ao Grupo Macururé. Nas revisões e atualizações do mapa geológico do estado (Souza e Santos, 1997; Teixeira, 2014), esses corpos permaneceram assim agrupados em função da escassez de dados que permitissem posicioná-los em relação ao contexto geológico regional. Mais recentemente, Rosa et al. (2018) perceberam que os dois corpos definem um único domínio magnético e sugeriram a continuidade dessas intrusões.

O Maciço Capela possui forma elipsoidal e ocorre estruturado NW-SE segundo a foliação das encaixantes (Figura 1C). A forma alongada desse corpo, associada à presença de foliação tectônica paralela à foliação regional das encaixantes, indica o seu posicionamento pré-colisional, semelhantemente a outros plútons neoproterozoicos identificados no Domínio Macururé (Bueno et al., 2009; Oliveira et al., 2010).

No âmbito regional, o maciço constitui um relevo elevado e ocorre, em sua maioria, recoberto pelos sedimentos neogênicos



Pc: picrobasalto; B: basalto; O1: andesito basáltico; O2: andesito; O3: dacito; R: riolito; S1: traquibasalto; S2: traquiandesito basáltico; S3: traquiandesito; T: traquito/traquidacito; U1: basanita/tefrito; U2: fonotefrito; U3: tefrifonolito; Ph: fonolito; F: foidito.

Figura 2. Diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986) mostrando a variação composicional das rochas do Maciço Capela (quadrado preto) e enclaves associados (losango vermelho) em relação às demais intrusões que compõem a Suíte Máfica do Domínio Macururé (Pereira, 2019).

argilo-arenosos da Formação Barreiras, o que dificulta a coleta de amostras. As melhores exposições são observadas nos vales e ao longo das ravinas da rede de drenagem, onde as rochas afloram sob a forma de lajedos e blocos (Figura 3A).

As rochas encaixantes do maciço são biotita xistos granatíferos, com intercalações de níveis quartzíticos e calciossilicáticos. Os xistos apresentam coloração amarronzada e textura lepidoblástica, definida pela orientação de cristais de biotita. Nas vizinhanças do corpo, as rochas calciossilicáticas desenvolvem porfiroblastos centimétricos de tremolita.

O caráter intrusivo do Maciço Capela é evidenciado pela presença de estruturas migmatíticas nos metassedimentos, que exibem graus variados de fusão parcial (Figura 3B). A presença de xenólitos de xistos (Figuras 2C e 2D), meta-renitos e apófises que adentram nas encaixantes reforçam o caráter intrusivo desse plúton.

O contato sudeste do maciço é feito com as falhas de borda da Sub-Bacia de Sergipe, enquanto a norte é limitado pela zona de cisalhamento de Capela, subsidiária à Falha de São Miguel do Aleixo. Quando próximas à zona de cisalhamento, as rochas exibem feições de deformação no estado sólido, com o desenvolvimento de estruturas S/C (Figura 3E) e blocos de cumulos ultramáficos rotacionados indicando sentido de movimento sinistral (Figura 3F).

O Maciço Capela é constituído de dioritos e cumulos ultramáficos, com subordinadas ocorrências de granitos e gabros. Os dioritos são as rochas predominantes no maciço. Eles possuem coloração cinza-escuro a preta, granulação média e texturas equigranular a inequigranular. Alguns dioritos apresentam cristais de granada com até 0,4 cm, que ocorrem disseminadas ou em agregados (Figura 3G). Os cumulos ultramáficos têm coloração preta-esverdeada, granulação média a grossa e texturas equigranular ou porfírica. A assembleia *cumulus* é constituída de anfibólio e biotita, enquanto plagioclásio, quartzo e, ocasionalmente, microclina ocorrem intersticiais. Os granitos são cinza-claros ou bege, têm granulação média e texturas equigranular a inequigranular. Os fenocristais de feldspato potássico (até 1,0 cm) ocorrem orientados pelo fluxo magmático e são ricos em inclusões. Os gabros têm ocorrência limitada. Essas rochas possuem cor preta, granulação fina a média e textura equigranular (Figura 3H).

Uma característica marcante do Maciço Capela é a abundância de enclaves máficos microgranulares e ultramáficos. Os enclaves ultramáficos fazem contatos bruscos com as encaixantes e têm composição e textura semelhantes às dos cumulos, sugerindo resultarem do retrabalhamento dessas rochas. Esses enclaves apresentam tamanhos entre 5 e 70 cm, exibem formas elipsoidais a irregulares (Figura 3I) e geralmente ocorrem orientados segundo a foliação presente no maciço. Os enclaves máficos microgranulares são arredondados, elipsoidais ou lenticulares e ocorrem distribuídos por todo o maciço, com tamanhos compreendidos entre 10 e 45 cm (Figura 3J). Eles têm a mesma mineralogia das

rochas máficas do maciço, diferindo apenas pela granulação fina. Os contatos desses enclaves com as rochas hospedeiras são bem marcados e, por vezes, gradacionais, sugerindo variáveis graus de hibridização. Quando alojados nos granitos, os enclaves frequentemente exibem finas bordas de

resfriamento ricas em biotita e apresentam xenocristais de feldspato potássico das encaixantes. Essas feições são interpretadas como evidências da coexistência e interação entre magmas com composições distintas. Associados aos enclaves máficos microgranulares ocorrem *schlieren* biotíticos

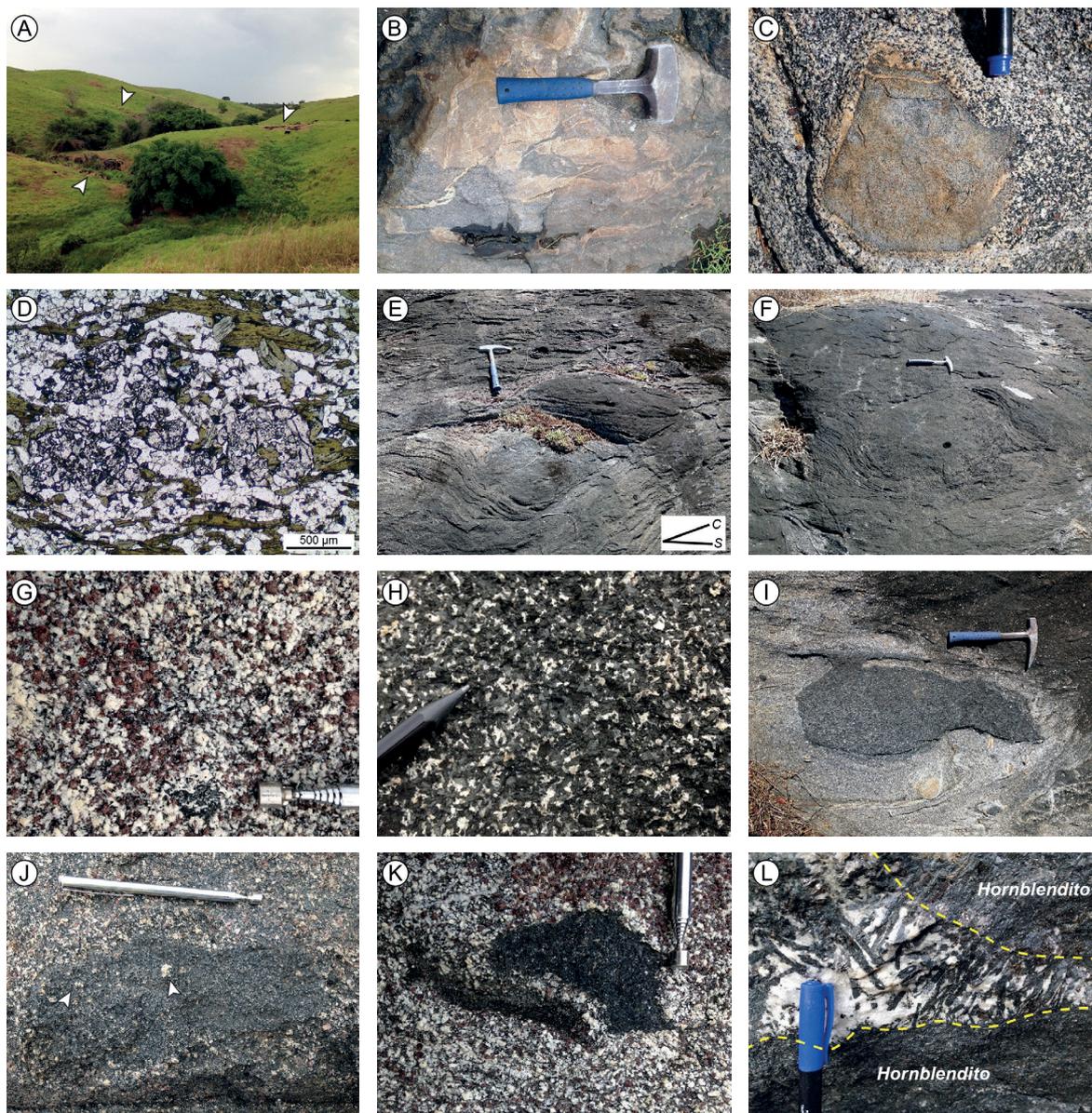


Figura 3. Relações de campo do Maciço Capela. (A) Afloramentos em blocos e lajedos ao longo das drenagens; (B) contatos permeados de biotita diorito (coloração escura) com os xistos encaixantes (coloração clara), onde observam-se estruturas de mobilidade que indicam fusão parcial; (C) xenólito de granada biotita xisto incluído em biotita diorito; (D) destaque para a textura lepidoblástica do xenólito da Figura C, onde se observa o crescimento de granoblastos xenomórficos de granada; (E) estruturas S/C e (F) bloco de hornblenda rotacionado indicando sentido de movimento sinistral em afloramento de hornblenda gabro; (G) agregados de cristais euédricos de granada em biotita diorito; (H) textura equigranular de hornblenda gabro; (I) enclave cumulático hornblendítico fazendo contato brusco com encaixante; (J) enclave máfico microgranular em contato difuso com o diorito hospedeiro. Notar inclusões de cristais de plagioclásio; (K) *schlieren* biotítico em zona rica em enclaves máficos; (L) plagioclásio-hornblenda pegmatito em contato difuso com hornblendito.

(Figura 3K). Essas estruturas são centimétricas a decimétricas, exibem formas irregulares descontínuas e fazem contatos gradacionais com as rochas hospedeiras.

Plagioclásio-hornblenda pegmatitos ocorrem sob a forma de corpos tabulares e bolsões com dimensões centimétricas a métricas, fazendo contatos gradacionais com os cumalitos (Figura 3L).

Redes de diques de sienogranito hololeucocrático a duas micas são frequentemente observadas. Esses diques possuem até 15 cm de espessura e exibem contatos retos e lobados com as rochas máficas, sugerindo intrusão associada à deformação rúptil.

MATERIAIS E MÉTODOS

A investigação sobre a mineralogia das rochas do Maciço Capela foi iniciada com o estudo petrográfico de 21 lâminas delgado-polidas de amostras representativas. Nessa etapa foram identificados os minerais e as texturas, estabelecida a moda e selecionados campos ou cristais a serem analisados. Posteriormente, as lâminas foram metalizadas com ouro para que as texturas fossem reexaminadas com o auxílio do detector de elétrons retroespalhados (BSE). Esse detector está acoplado a um microscópio eletrônico de varredura (MEV) Tescan Vega LMU3, do Laboratório de Microanálises do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências, na Universidade Federal de Sergipe (CLGeo-UFS).

As composições químicas pontuais dos minerais foram determinadas a partir de um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) modelo x-act, da Oxford Instruments. O *software* AZtecEnergy foi empregado na aquisição automática dos dados, operando na sub-rotina Quant. Os espectros de energia obtidos foram analisados individualmente, com a finalidade de eliminar a presença de picos falsos, interferências de energia e sobreposição de picos (*e.g.*, Newbury, 2009). A correção ZAF (Armstrong, 1995) foi utilizada no tratamento dos dados químicos.

O EDS do CLGeo é calibrado com a energia do cobre e o grau de confiança das análises é avaliado a partir da análise de padrões internacionais Astimex® de silicatos e óxidos. A análise de materiais de referência permite otimizar as condições analíticas a serem adotadas para cada fase mineral considerada. As condições analíticas neste estudo foram tensão de 15 kV e intensidade de corrente variando de 15 a 17 nA, que produz um feixe de elétrons com diâmetro compreendido entre 280 e 430 nm. O tempo médio de contagem variou entre 30 e 60 s. A Tabela 1 apresenta um comparativo entre os valores certificados e aqueles obtidos pelo EDS. O erro relativo foi inferior a 2% para a maior parte dos elementos com conteúdo em óxidos superiores a 10%. Elementos com concentrações inferiores a 5% exibem erro entre 4 e 19%. As maiores diferenças foram observadas nos elementos com teores próximos ao limite de detecção do espectrômetro (0,1%).

As incertezas calculadas com base nas diferenças apresentadas na Tabela 1 são inferiores a 25°C e 0,4 kbar para

Tabela 1. Comparativo entre a composição dos materiais de referência Astimex e os resultados obtidos neste trabalho por meio do espectrômetro de energia dispersiva; e o erro relativo percentual entre as análises.

		SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Diopsídio	1	55,13	0,05	0,58		1,21		17,46	25,55				99,98
	2	55,4	0,1	0,5		1,3		17,9	24,8				100,0
	3	0,49	nd	13,79		7,44		2,52	2,94				
Kaersutita	1	40,09	5,04		12,36	12,23	0,18	12,55	11,56		2,44	1,17	97,62
	2	40,1	5,6		13,1	11,4	0,2	13,0	11,3		2,5	1,0	98,2
	3	0,02	11,11		5,99	6,79	11,11	3,59	2,25		2,46	14,53	
Biotita	1	38,72	1,77		15,30	10,72	0,04	19,52	0,10			9,91	96,08
	2	39,1	1,5		15,3	9,5	0,1	20,3	0,1			10,1	96,0
	3	0,98	15,25		0,00	11,38	nd	4,00	0,00			1,92	
Plagioclásio An ₁₀	1	66,06			21,25				2,12		10,57		100,00
	2	66,2			21,5				2,1		10,2		100,0
	3	0,21			1,18				0,94		3,50		
Plagioclásio An ₈₀	1	48,06			33,37				16,31		2,25		99,99
	2	47,8			33,7				16,0		2,5		100,0
	3	0,54			0,99				1,90		11,11		
Sanidina	1	64,67			18,76	0,18				1,09	3,01	12,11	99,82
	2	64,6			18,9	0,3				1,3	2,9	12,1	100,1
	3	0,11			0,75	66,67				19,27	3,65	0,08	

1: materiais de referência Astimex; 2: resultados obtidos neste trabalho por meio do espectrômetro de energia dispersiva; 3: erro relativo percentual; nd: abaixo do limite de detecção.

Fonte: adaptada de Leandro (2018).

estimativas de temperatura e de pressão, respectivamente. Esses valores são menores do que as incertezas reportadas para as calibrações que foram utilizadas na determinação dos parâmetros intensivos (Brey e Köhler, 1990; Holland e Blundy, 1994; Anderson e Smith, 1995; Ridolfi et al., 2010).

A fórmula estrutural dos minerais analisados foi calculada considerando os seguintes números de oxigênio: piroxênio [6], anfibólio [23], biotita [22], feldspato [8] e granada [12]. Correções para Fe^{2+}/Fe^{3+} foram efetuadas empregando o método de Droop (1987), à exceção dos anfibólios, cujas estimativas foram realizadas assumindo $\Sigma 13$ cátions, conforme Stout (1972). O valor de H_2O em anfibólio e biotita foi determinado por estequiometria, considerando o completo preenchimento dos sítios aniônicos (Tindle e Webb, 1990,

1994). As abreviaturas dos nomes dos minerais seguem as recomendações de Whitney e Evans (2010).

PETROGRAFIA

As rochas do Maciço Capela possuem composição de hornblendito, gabronorito, quartzo gabro, quartzo diorito, monzogranito e sienogranito, e são hololeucocráticas a holomelanocráticas (Le Maitre et al., 2002). Os enclaves máficos e ultramáficos correspondem a microtonalito e hornblendito, respectivamente. Neste trabalho, essas rochas serão agrupadas nos fácies hornblendito, gabro, diorito, granito e enclaves (Tabela 2; Figuras 4A a 4C).

Tabela 2. Sumário petrográfico e textural das rochas do Maciço Capela. Os valores entre parênteses correspondem à média da estimativa visual (% volume) de 40 campos não superpostos em cada lâmina.

Fácies	Amostra	Rocha	Mineralogia essencial	Acessórios	Textura
Diorito	696B	Quartzo diorito	Amp (54), Bt (15), Pl (24), Qz (4), Kfs (2), Ep (1)	Ilm, Rt, Pyr, Gn, Ap, Zrn	Equigranular
	696D	Quartzo diorito	Amp (76), Bt (11), Pl (9), Cpx (1), Ilm (1), Qz (1), Grt (1)	Ttn, Ccp, Ap, Zrn	Equigranular
	919A	Quartzo diorito	Pl (51), Bt (22), Grt (14), Qz (8), Ilm (2), Ep (2), Kfs (1)	Ap, All, Zrn, Pyr	Inequigranular
	919C	Quartzo diorito	Amp (34), Pl (30), Bt (20), Qz (6), Grt (5), Ilm (3), Ep (1), Kfs (1)	Ap, Zrn, Pyr	Equigranular
	930A	Quartzo diorito	Pl (33), Bt (23), Amp (21), Grt (11), Qz (5), Ep (4), Ttn (1), Ilm (1), Kfs (1)	Ap, All, Rt, Zrn	Equigranular
	932	Quartzo diorito	Amp (61), Bt (16), Pl (16), Qz (3), Cpx (1), Ilm (1), Ttn (1), Ep (1)	Ap, Zrn, Rt	Equigranular
Hornblendito	696E	Hornblendito	Amp (69), Bt (14), Pl (7), Cpx (4), Grt (3), Ilm (2), Qz (1)	Kfs, Ep, All, Ap, Zrn	Inequigranular
	696F	Hornblendito	Amp (82), Bt (12), Pl (3), Qz (1), Cpx (1), Ilm (1)	Ttn, Ep, Pyr, Rt, Ap, All, Zrn	Inequigranular
	696G	Hornblendito	Amp (85), Bt (10), Pl (2), Qz (2), Ilm (1)	Ep, Ttn, Ap, Zrn, All, Rt, Ccp	Inequigranular
	925	Hornblendito	Amp (65), Bt (20), Pl (6), Qz (3), Cpx (2), Ttn (1), Ep (1), Ilm (1)	All, Ap, Zrn, Rt, Pyr	Equigranular
	934A	Hornblendito	Amp (87), Pl (8), Cpx (3), Qz (1), Bt (1)	Ap, Rt, Ilm	Inequigranular
	934B	Hornblendito	Amp (88), Pl (7), Bt (2), Ttn (1), Qz (1), Ep (1)	Ap, Zr, Ilm, Rt, Pyr	Porfírica
Gabro	945	Hornblendito	Amp (80), Bt (16), Qz (2), Pl (1), Ilm (1)	Ttn, Ap, All, Rt	Equigranular
	940	Gabronorito	Pl (53), Bt (19), Amp (9), Opx (8), Cpx (8), Opq (2), Qz (1)	Ap, Zrn	Equigranular
	941A	Quartzo gabro	Amp (40), Pl (32), Bt (21), Qz (3), Cpx (2), Kfs (1), Ilm (1)	All, Ap, Zrn, Rt, Pyr	Microporfírica
Granito	696A	Monzogranito	Pl (36), Qz (29), Kfs (22), Bt (11), Ep (2)	Ttn, Ap, All, Zrn	Equigranular
	696C	Sienogranito	Kfs (53), Qz (37), Pl (7), Bt (2), Ms (1)	Ep, Ttn, Zrn, All	Microporfírica
	943	Monzogranito	Pl (34), Qz (30), Kfs (24), Bt (9), Ms (1), Ep (1), Ttn (1)	All, Ap, Zrn	Equigranular
Enclaves	919B	Tonalito	Amp (34), Pl (31), Bt (24), Qz (8), Ep (2), Ttn (1)	Ap, Rt, Zrn	Equigranular
	930B	Hornblendito	Amp (75), Bt (15), Qz (5), Pl (3), Ilm (2)	Ttn, Ep, Ap, Zrn	Equigranular
	930D	Hornblendito	Amp (68), Bt (24), Qz (4), Ilm (3), Ttn (1)	Rt, Ap, Pyr, Zrn	Equigranular

All: allanita; Ap: apatita; Amp: anfibólio; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Cpx: clinopiroxênio; Ep: epidoto; Gn: galena; Grt: granada; Ilm: ilmenita; Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Opx: ortopiroxênio; Pl: plagioclásio; Pyr: pirita; Qz: quartzo; Rt: rutilo; Ttn: titanita; Zrn: zircão.

A paragênese essencial dos cumulatos hornblendíticos ($M' = 91$ a 97%) consiste em anfíbólio (0,1 a 15,0 mm) e biotita (0,1 a 3,4 mm), que juntos perfazem mais de 90% do volume dessas rochas. Plagioclásio (0,2 a 3,7 mm), quartzo (0,1 a 1,4 mm), granada (0,4 a 1,5 mm) e clinopiroxênio (0,1 a 1,4 mm) ocorrem de forma subordinada.

A mineralogia e as texturas observadas nos dioritos são muito similares às dos hornblenditos. Os dioritos são mesocráticos a melanocráticos ($M' = 38$ a 89%), exibem granulação média e compõem-se por plagioclásio (0,1 a 4,0 mm), anfíbólio (0,2 a 5,2 mm), biotita (0,2 a 4,5 mm), quartzo (0,1 a 1,4 mm) e granada (0,6 a 3,1 mm), com quantidades menores de microclina (0,2 a 2,0 mm) e clinopiroxênio (0,1 a 1,2 mm).

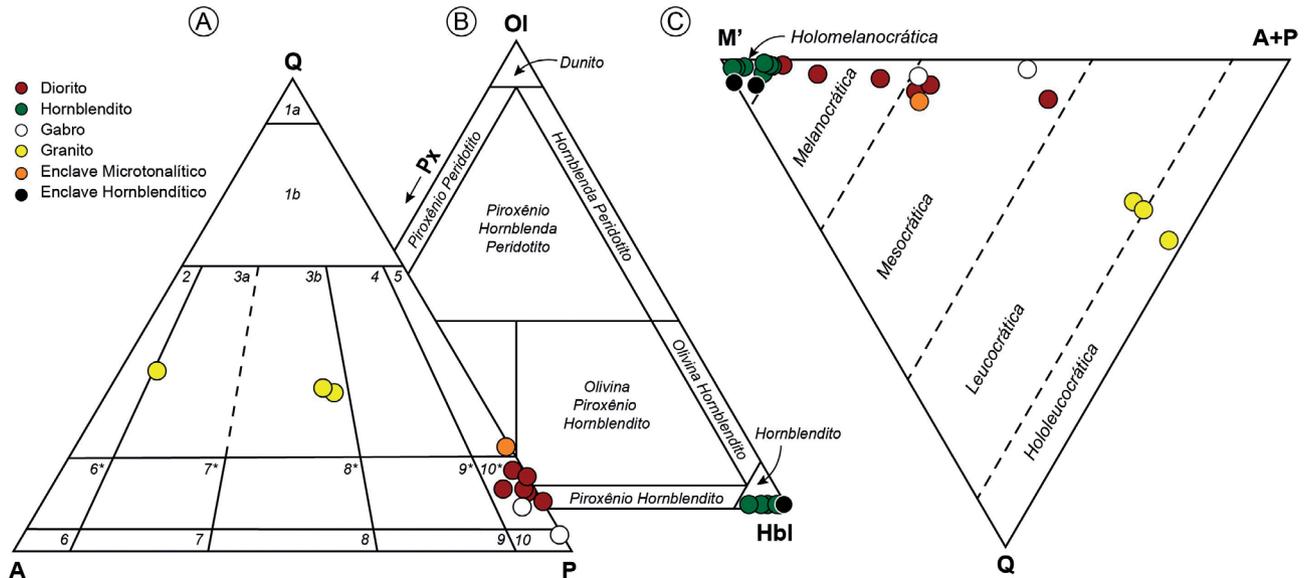
As rochas gabroicas (quartzo-gabro e gabronorito) são mesocráticas ($M' = 45$ a 64%), têm granulação fina a média e constituem-se predominantemente por plagioclásio (0,1 a 4,0 mm), anfíbólio (0,1 a 4,1 mm), piroxênios (0,1 a 0,7 mm) e biotita (0,2 a 1,8 mm).

Os granitos do maciço são hololeucocráticos a leucocráticos ($M' = 3$ a 13%). Essas rochas apresentam granulação média e são constituídas por plagioclásio (0,1 a 2,7 mm), quartzo (0,1 a 2,7 mm) e microclina (0,4 a 4,0 mm), tendo biotita (0,1 a 1,8 mm) como principal fase máfica. Muscovita ocorre ocasionalmente como acessório.

Os minerais acessórios nessas rochas são epidoto, titanita, rutilo, allanita, apatita, zircão, ilmenita, pirita e calcopirita (Tabela 2). Mica branca, clorita, epidoto, titanita, calcita, barita e bastnaesita são as fases secundárias.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a anédricos, geminados segundo as leis Albita, Albita-Carlsbad e, ocasionalmente, Albita-Periclina (Figura 5A). Por vezes, os planos de composição da geminação polissintética mostram-se descontínuos, vergados e com formato de cunha. Zoneamento oscilatório com limites retos e eudrais entre as zonas é comum, particularmente no plagioclásio dos granitos. Nos dioritos e hornblenditos, os limites entre zonas distintas em um mesmo cristal são irregulares e ameboides, indicando condições de desequilíbrio quando da cristalização do plagioclásio. Em outros cristais, o zoneamento se expressa pela forte extinção ondulante concêntrica, bem como pela presença de cristais com bordas sem alteração e núcleos sericitizados. Os cristais de plagioclásio nos granitos, particularmente aqueles com menor tamanho e anédricos, apresentam textura mirmecítica em sua periferia quando em contato com cristais de microclina (Figura 5B). Hospedam abundantes inclusões de anfíbólio, biotita, epidoto, apatita e zircão, que tendem a se concentrar na região central dos cristais. Inclusões de clinopiroxênio, titanita, rutilo e minerais opacos são menos frequentes. Alguns cristais exibem extinção ondulante em barra e ocorrem em agregados de subgrãos ou poligonais.

O anfíbólio é o mineral máfico dominante nas rochas do maciço. Exibe cor verde e acentuado pleocroísmo em tons de verde-escuro e marrom-claro (Figura 5C). Apresenta-se anédrico e euédrico, com predominância de cristais euédricos nos hornblenditos e subédricos nos dioritos e gabros.



Q: quartzo; A: feldspato alcalino ($An < 5\%$); P: plagioclásio ($An > 5\%$); Ol: olivina; Px: piroxênio; Hbl: hornblenda; M': minerais máficos; 1a: quartzolito; 1b: granitoide rico em quartzo; 2: alcali-feldspato granito; 3a: sienogranito; 3b: monzogranito; 4: granodiorito; 5: tonalito/trondhjemitito; 6: quartzo alcali-feldspato sienito; 7: quartzo sienito; 8: quartzo monzonito; 9: quartzo monzodiorito/monzogabro; 10: quartzo diorito/gabro/anortosito; 6*: alcali-feldspato sienito; 7*: sienito; 8*: monzonito; 9*: monzodiorito/monzogabro; 10*: diorito/gabro/anortosito.

Figura 4. Diagramas modais para nomenclatura e classificação de rochas ígneas plutônicas (Streckeisen, 1976). (A) QAP para $M' < 90\%$; (B) OI-Px-Hbl para $M' > 90\%$; (C) Q(A+P)M'.

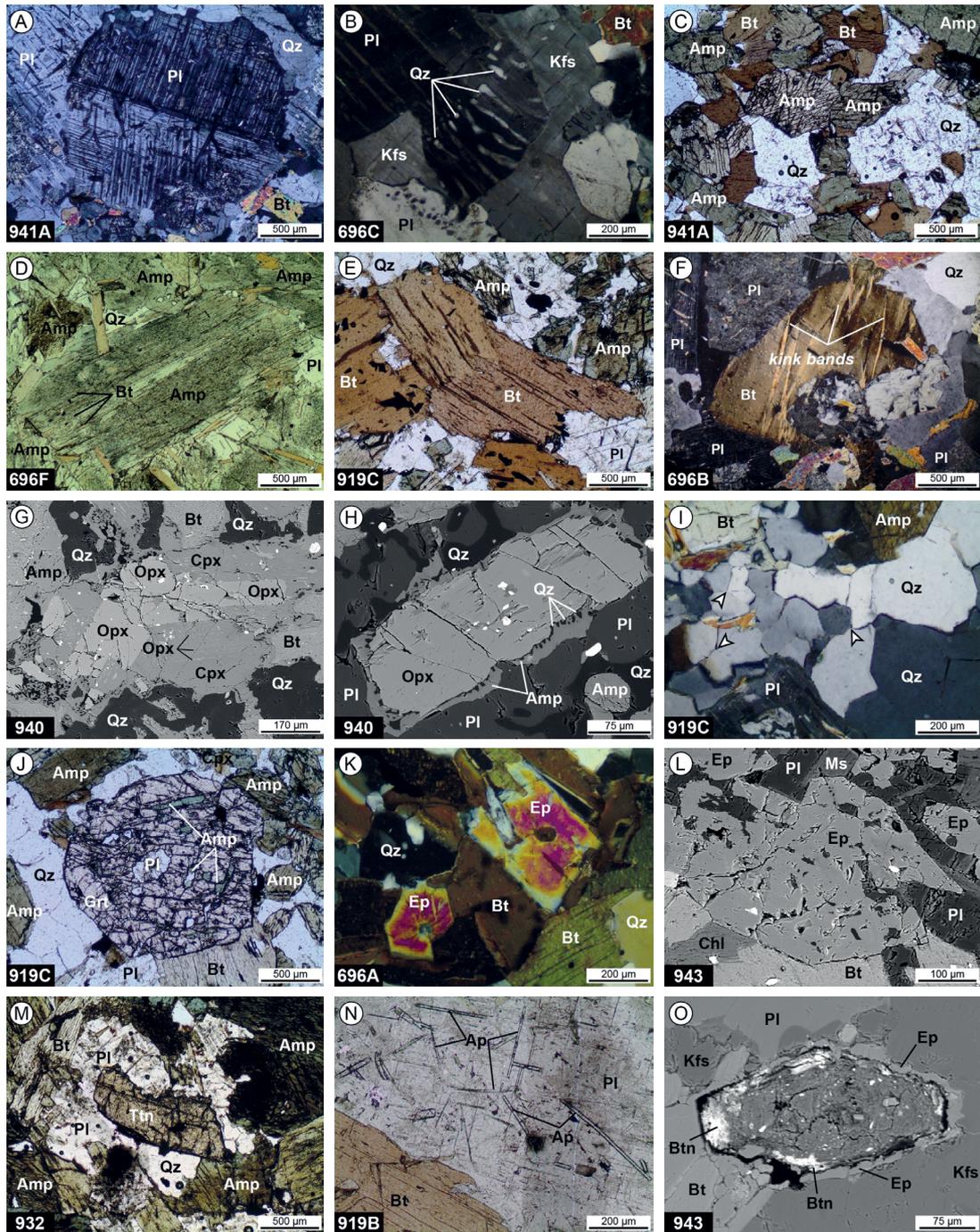


Figura 5. Aspectos texturais das rochas do Maciço Capela. (A) Cristal subédrico de plagioclásio geminado segundo as leis Albita-Carlsbad, interceptadas por macla Periclina; (B) crescimento vermicular de quartzo em plagioclásio ao longo do contato com feldspato potássico; (C) agregados de cristais euédricos de anfibólio e subédricos biotita em diorito; (D) biotita crescendo ao longo de planos de clivagem de anfibólio; (E) biotita exibindo planos de clivagem vergados e (F) dobras *kink*; (G) imagem de elétrons retroespalhados (BSE) de clinopiroxênio com exsolução de lamelas de ortopiroxênio; (H) imagem BSE de ortopiroxênio sendo envolto por anfibólio mirmequitoide; (I) cristais de quartzo fazendo contatos retos em junções triplíceis; (J) granada com inclusões de anfibólio e plagioclásio; (K) cristais zonados de epidoto inclusos em biotita; (L) imagem BSE de epidoto parcialmente incluído por biotita, exibindo bordas corroídas no contato com plagioclásio; (M) cristal subédrico de titanita com bordas reabsorvidas; (N) acículas de apatita incluídas em plagioclásio; (O) imagem BSE de allanita idiomórfica metamitizada bordejada por epidoto, sendo parcialmente transformada em bastnaesita (Btn). Abreviaturas dos nomes dos minerais conforme legenda da Tabela 2.

Alguns cristais exibem geminação simples e são fortemente zonados, com núcleos castanhos e bordas verde-claras. Nos gabros, o anfibólio tende a ocorrer bordejando cristais de piroxênio e com textura mirmequitoide, sugerindo que a sua formação possa estar associada à desestabilização dos piroxênios. Filetes de biotita estão presentes ao longo dos planos de clivagem em continuidade ótica (Figura 5D), indicando que pelo menos parte dos cristais de mica marrom se formou às expensas do anfibólio. Transformações para clorita e tremolita são ocasionais e tendem a ocorrer ao longo das clivagens e nas bordas dos cristais. Nessas situações, os planos de clivagem comumente mostram-se preenchidos por titanita ou quartzo. As inclusões mais comuns são de biotita, epidoto, titanita, clinopiroxênio, ortopiroxênio, apatita, zircão, rutilo, allanita e ilmenita.

A biotita marrom é subédrica e apresenta pronunciado pleocroísmo em tons de castanho-avermelhado a amarelo-pálido. Os cristais maiores são observados nos hornblenditos, onde geralmente faz contatos retos com anfibólio, sugerindo a cristalização em equilíbrio dessas fases. A biotita dos dioritos e gabros ocorre em íntima associação com outros minerais máficos, compondo agregados com anfibólio, ilmenita e, por vezes, granada ou piroxênio. Golfos de corrosão e embaixamentos são observados com frequência na biotita dos gabros. Por outro lado, a biotita dos granitos ocorre como cristais dispersos ou sob a forma de agregados juntamente com epidoto, titanita e muscovita. Inclui cristais euédricos de granada, anfibólio, plagioclásio, piroxênio, apatita, zircão, epidoto, allanita e ilmenita. Exsolução de acículas de rutilo sagenítico que se interceptam em padrão losangular é uma feição marcante nos dioritos e hornblenditos. Alterações secundárias são incipientes e estão marcadas pela cloritização, muscovitização e oxidação dos cristais de biotita. Por vezes, os cristais exibem planos de clivagem preenchidos por titanita granular, minerais opacos, epidoto ou barita. Em alguns cristais é possível observar uma bem marcada extinção ondulante, planos de clivagem vergados (Figura 5E) e dobras *kink* (Figura 5F).

Foram identificados cristais de clinopiroxênio nos gabros, dioritos e hornblenditos. Ortopiroxênio ocorre apenas no gabronorito. De modo geral, os piroxênios ocorrem como cristais dispersos ou em agregados, juntamente com anfibólio e biotita. O clinopiroxênio é verde e tem pleocroísmo em tons de verde-claro a incolor. Os cristais de clinopiroxênio identificados nos gabros são hipidiomórficos, exsolvem finas lamelas de ortopiroxênio (Figura 5G) e podem exibir geminações simples ou múltiplas. Por outro lado, aqueles identificados nos hornblenditos e dioritos são anédricos, granulares e ocorrem como relictos preservados no interior de cristais anfibólio. O ortopiroxênio é subédrico, apresenta coloração esverdeada e discreto pleocroísmo em tons de verde e rosa. Contém inclusões euédricas de minerais opacos e geralmente exibem bordas de reação de anfibólio mirmequitoide (Figura 5H).

O feldspato potássico geralmente mostra-se anédrico e exibe geminação bem desenvolvida em padrão *tartan*. Nas rochas de composição granítica, a microclina ocorre como fenocristais e como componente da matriz, enquanto nos dioritos esse mineral ocorre em associação com plagioclásio e quartzo, preenchendo interstícios entre cristais de anfibólio e biotita. Inclusões são raras e restringem-se a diminutos cristais idiomórficos de apatita e xenomórficos de biotita, plagioclásio, quartzo e muscovita.

O quartzo apresenta-se como cristais anédricos, intersticiais e com forte extinção ondulante em barra. Por vezes, observa-se o desenvolvimento de subgrãos. Localmente, também ocorrem em agregados poligonais de quartzo, fazendo contatos retos e em junções tríplices (Figura 5I). Contém inclusões de biotita, muscovita e epidoto.

Os cristais de granada mostram-se anédricos a euédricos. Esse mineral ocorre como cristais individuais dispersos ou compondo agregados juntamente com biotita, anfibólio e ilmenita. Embora sejam observados cristais livres de inclusões, a maioria deles é rica em inclusões de anfibólio, biotita, quartzo, apatita, zircão e ilmenita (Figura 5J). Por vezes, essas inclusões ocorrem alinhadas em trilhas circulares, que se dispõem paralelamente às faces do cristal hospedeiro. Alteração para clorita é observada ao longo das fraturas, que geralmente se mostram preenchidas por minerais opacos.

O epidoto apresenta cor verde e discreto pleocroísmo em tons de verde-cítrico a incolor. Três variedades texturais desse mineral foram identificadas nas rochas do Maciço Capela:

1. euédrico e subédrico, inclusos em biotita (Figura 5K), anfibólio e, mais raramente, em plagioclásio. Esses cristais geralmente exibem pronunciado zoneamento composicional, faces cristalinas corroídas nos contatos com minerais félsicos (Figura 5L) e, por vezes, inclusões idiomórficas de minerais opacos;
2. subédrico que bordeja núcleos de allanita;
3. anédrico, com hábito granular ou vermiforme, que ocorre preenchendo planos de clivagem de biotita ou como produto da alteração do plagioclásio.

A titanita é anédrica, granular e ocorre ao longo de planos de clivagem de biotita e anfibólio ou rodeando cristais de ilmenita e rutilo. Ocasionalmente são observados cristais euédricos e subédricos inclusos em anfibólio, biotita e plagioclásio (Figura 5M). Por vezes exibem geminação polissintética.

Apatita e zircão euédricos são minerais acessórios nas rochas estudadas. Nos enclaves máficos a apatita exibe hábito acicular (Figura 5N), indicando rápidas taxas de resfriamento. Allanita geralmente ocorre metamitizada e bordejada por epidoto (Figura 5O). Nos cristais maiores, observa-se zoneamento composicional concêntrico, com zonas euedrais que se distribuem paralelamente às faces do cristal. Por vezes,

a allanita é parcialmente substituída por uma mistura de bastnaesita e calcita. Rutilo ocorre como cristais anédricos a subédricos, geralmente inclusos por anfibólio e bordejados por titanita. A ilmenita apresenta-se anédrica ou subédrica com hábito tabular. Os cristais euédricos ocorrem inclusos nos minerais essenciais, enquanto os anédricos tendem a ocorrer intersticiais entre minerais máficos em avançado estado de alteração, sugerindo que a sua formação possa estar associada à desestabilização dessas fases.

QUÍMICA MINERAL

Piroxênios

Os cristais de piroxênio do Maciço Capela pertencem ao grupo químico Quad (Ca-Mg-Fe) e têm composição de augita, diopsídio e enstatita (Figura 6). Os clinopiroxênios dos gabros apresentam Mg# entre 0,60 e 0,72, com composição variando entre $En_{38-41}Wo_{39-46}Fs_{15-20}$. Os valores de Mg# no ortopiroxênio situam-se entre 0,53 e 0,62 e sua composição situa-se no intervalo $En_{52-60}Wo_{1-4}Fs_{36-46}$. De modo geral, esses cristais são enriquecidos em Al (0,072 a 0,154 átomos por fórmula unitária [apfu]) e pobres em Ti (0,003 a 0,017 apfu), Cr (0,003 a 0,015 apfu) e Na (0,036 a 0,077 apfu). Os cristais de enstatita são zonados e exibem, do centro para a periferia, aumento nos conteúdos de Si e Mg e decréscimo nos teores de Al, Ti e Fe^{2+} . Análises químicas representativas de piroxênios são apresentadas na Tabela 3.

Anfibólios

Os cristais de anfibólio do Maciço Capela possuem $[^{B}]Na+Ca > 1,702$ apfu e $[^{B}]Na < 0,491$ apfu, sendo assim, pertencentes ao grupo dos anfibólios cálcicos, com composições de tschermakita, magnésio-hornblenda e pargasita. O equilíbrio

tardio ou *subsolidus* desses cristais se expressa pelas composições de actinolita e tremolita (Figura 7). Análises químicas representativas são apresentadas na Tabela 4.

De forma geral, os anfibólios analisados mostram, do centro para a periferia, aumento nos conteúdos de Si, Mg e Fe^{3+} e diminuição de Ti, Al, Fe^{2+} , Na e K. Por vezes, essa evolução resulta em cristais fortemente zonados com núcleos de magnésio-hornblenda e borda de actinolita. Segundo Spear (1981), esse comportamento reflete diminuição da temperatura e aumento da fugacidade de oxigênio durante a cristalização ou, alternativamente, traduz incipiente alteração deutérica (Czamanske e Wones, 1973).

Nos cristais de anfibólio analisados, são observadas substituições simples ($[^{C}]Mg^{2+} = [^{C}]Fe^{2+}$, $[^{A}]K^{+} = [^{A}]Na^{+}$), que preservam a neutralidade eletrônica de cada sítio, bem como substituições complexas ($[^{T}]Si^{4+} = [^{T}]Al^{3+}$, $[^{C}]Mg^{2+}, Fe^{2+} = [^{C}]Al^{3+}$, $[^{B}]Ca^{2+} = [^{B}]Na^{+}$), que produzem excessos ou déficit

Tabela 3. Análises químicas pontuais representativas de cristais de piroxênio do Maciço Capela.

Rocha	Gabro					
	Amostra	940	940	940	940	940
Mineral	Aug	Aug	Di	Di	En	En
SiO ₂	51,1	51,1	50,8	51,0	51,1	51,4
TiO ₂	0,6	0,6	0,5	0,6	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	3,1	3,1	3,4	3,5	2,0	1,7
Cr ₂ O ₃	-	0,2	-	-	0,5	-
FeO	12,3	11,4	11,3	10,7	24,3	26,4
MnO	0,3	0,4	0,3	0,4	0,7	0,8
MgO	12,5	12,7	12,6	12,5	19,7	18,9
CaO	19,4	19,8	20,4	20,7	1,6	0,6
Na ₂ O	0,6	0,7	0,7	0,7	-	-
Total	99,9	100,0	100,0	100,1	100,1	99,9
Si	1,922	1,915	1,901	1,906	1,928	1,957
Al ^{IV}	0,078	0,085	0,099	0,094	0,072	0,043
[T]	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,060	0,052	0,051	0,060	0,017	0,033
Ti	0,017	0,017	0,014	0,017	0,006	0,003
Cr	-	0,006	-	-	0,015	-
Fe ³⁺	0,028	0,044	0,070	0,051	0,028	0,004
Fe ²⁺	0,359	0,313	0,283	0,283	0,739	0,837
Mn	0,010	0,013	0,010	0,013	0,022	0,026
Mg	0,701	0,709	0,703	0,696	1,108	1,073
Ca	0,782	0,795	0,818	0,829	0,065	0,024
Na	0,044	0,051	0,051	0,051	-	-
[M]	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
En	38,1	39,0	39,0	38,5	58,0	55,5
Fs	19,5	17,2	15,7	15,7	38,6	43,3
Wo	42,4	43,7	45,3	45,8	3,4	1,3
Mg#	0,66	0,69	0,71	0,71	0,60	0,56

Aug: augita; Di: diopsídio; En: enstatita; Mg# = $Mg/(Mg+Fe_{total})$ em proporções moleculares.

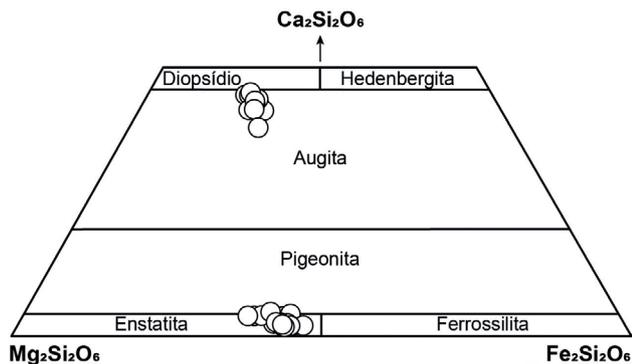


Figura 6. Diagrama ternário para nomenclatura de piroxênios, com base nos conteúdos moleculares de enstatita [$Mg_2Si_2O_6$], wollastonita [$Ca_2Si_2O_6$] e ferrossilita [$Fe_2Si_2O_6$], segundo Morimoto (1989).

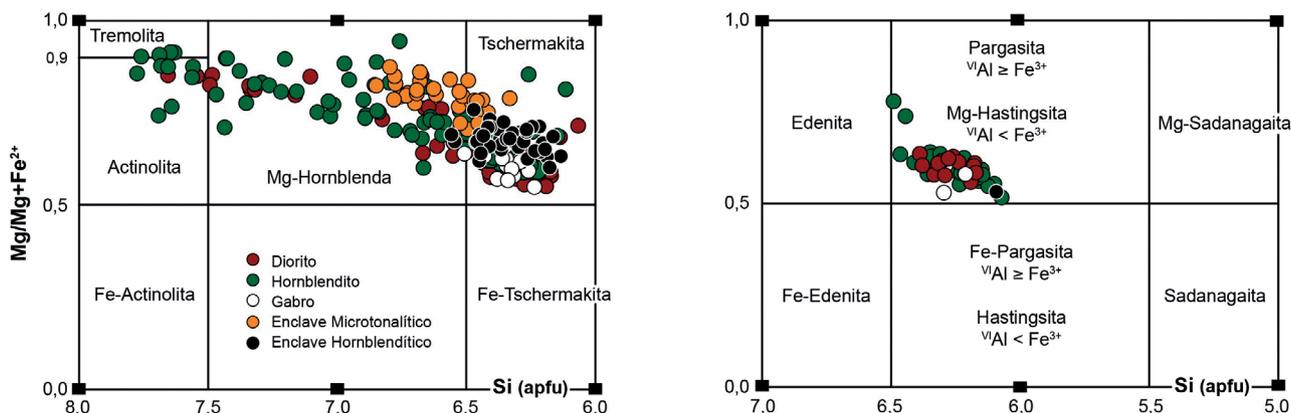


Figura 7. Esquema de nomenclatura de anfibólios cálcicos conforme Leake et al. (1997).

Tabela 4. Análises químicas pontuais representativas de cristais de anfibólio do Maciço Capela.

Rocha	Diorito			Hornblendito			Gabro			Enclaves		
Amostra	932	932	919C	925	925	934B	941A	941A	941A	930B	930B	919B
Mineral	Prg	Ts	Ts	Prg	Prg	Mg-Hbl	Ts	Prg	Ts	Ts	Ts	Mg-Hbl
SiO ₂	43,5	43,1	42,0	41,6	43,1	48,0	43,2	42,1	43,5	42,3	44,2	46,3
TiO ₂	0,7	1,5	1,7	1,6	1,3	1,0	1,5	1,7	1,5	0,5	1,1	0,3
Al ₂ O ₃	13,7	13,3	13,5	14,7	13,3	9,4	13,2	12,4	13,8	17,3	14,8	14,4
FeO	15,6	15,6	17,6	16,3	16,0	11,5	16,2	17,9	15,5	15,0	14,2	10,7
MnO	0,3	0,2	-	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2
MgO	10,2	10,3	9,6	9,3	9,9	14,0	9,7	9,3	10,1	9,3	10,5	13,1
CaO	11,1	11,1	10,5	10,9	11,1	11,6	11,1	12,0	10,9	10,4	10,1	11,1
Na ₂ O	2,3	2,1	2,2	2,4	2,2	1,5	2,1	1,7	1,9	2,5	2,4	2,0
K ₂ O	0,8	0,9	0,9	1,2	0,9	0,8	0,8	0,9	0,7	0,4	0,5	-
F	-	0,2	-	-	0,1	-	0,2	0,1	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	0,1	-	0,1	0,1	0,1	-
Total	98,0	98,2	98,0	98,0	98,1	98,0	98,3	98,1	98,1	98,1	98,1	98,0
Si	6,379	6,329	6,189	6,159	6,359	6,892	6,381	6,296	6,345	6,133	6,369	6,527
Al ^{IV}	1,621	1,671	1,811	1,841	1,641	1,108	1,619	1,704	1,655	1,867	1,631	1,473
[T]	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,750	0,639	0,536	0,727	0,676	0,484	0,671	0,475	0,720	1,095	0,882	0,923
Ti	0,076	0,163	0,184	0,175	0,141	0,106	0,164	0,188	0,161	0,053	0,117	0,031
Fe ³⁺	0,453	0,463	0,817	0,411	0,400	0,303	0,372	0,365	0,559	0,652	0,651	0,604
Fe ²⁺	1,457	1,454	1,355	1,605	1,570	1,073	1,629	1,869	1,329	1,165	1,061	0,657
Mn	0,037	0,024	-	0,025	0,037	0,036	0,025	0,025	0,036	0,024	0,036	0,023
Mg	2,228	2,257	2,108	2,057	2,176	2,999	2,140	2,078	2,194	2,011	2,253	2,762
[C]	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,739	1,745	1,654	1,728	1,750	1,778	1,756	1,918	1,700	1,612	1,558	1,674
Na	0,261	0,255	0,346	0,272	0,250	0,222	0,244	0,082	0,300	0,388	0,442	0,326
[B]	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,380	0,332	0,269	0,403	0,366	0,187	0,346	0,402	0,226	0,328	0,216	0,210
K	0,147	0,166	0,166	0,222	0,166	0,144	0,148	0,169	0,128	0,072	0,090	-
[A]	0,527	0,498	0,435	0,626	0,532	0,331	0,494	0,571	0,354	0,401	0,306	0,210
F	-	0,091	-	-	0,046	-	0,092	0,046	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	0,025	-	0,024	0,024	0,024	-
OH	2,000	1,909	2,000	2,000	1,954	2,000	1,884	1,954	1,976	1,976	1,976	2,000
[W]	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe#	0,46	0,46	0,51	0,50	0,48	0,31	0,48	0,52	0,46	0,47	0,43	0,31

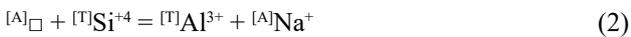
Prg: pargasita; Ts: tschermakita; Mg-Hbl: magnésio-hornblenda; Fe# = Fe_{total} / (Fe_{total} + Mg) em proporções moleculares.

de carga e, por isso, requerem compensação de carga nos sítios adjacentes.

A substituição de Si por Al no sítio tetraédrico é compensada, em parte, pela substituição de Al por cátions bivalentes na posição octaédrica, mecanismo de acomodação catiônica referido na literatura como substituição tschermakítica (Equação 1, Figura 8A).

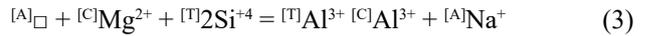


A substituição de Si por Al também é balanceada pela entrada de Na no sítio vacante, resultando em variados graus de preenchimento para cada tipo petrográfico: hornblenditos (0 a 77%), dioritos (0 a 61%), gabros (32 a 57%) e tonalito (9 a 47%). Esse processo é governado pela substituição edenítica (Equação 2, Figura 8B).



No diagrama ${}^{[T]}Al$ em função da ocupação do sítio A (Figura 8C), demonstra-se uma tendência aproximadamente paralela com a reta 2:1, sugerindo que a substituição pargasítica foi atuante na determinação da composição desses

cristais (Equação 3). A ausência de forte correspondência com os vetores de substituição tschermakítica e edenítica sugere que esses mecanismos não são independentes, mas sim operaram acoplados para produzir a substituição pargasítica (Figura 8D).



A disposição das amostras abaixo da reta 1:1 na Figura 8E indica que a substituição de Al tetraédrico não foi compensada pelas substituições atuantes nos sítios A e C. Esse pequeno déficit é compensado pela substituição de Ca por Na nos sítios B, processo regido pela substituição do tipo richterita (Equação 4, Figura 8F).



Micas

As análises dos cristais de mica marrom revelam composições de biotita e flogopita (Figura 9A; Tabela 5). O Mg é o cátion dominante nas posições octaédricas Y da biotita dos hornblenditos (2,801 a 3,375 apfu), dioritos (2,421 a 3,281 apfu)

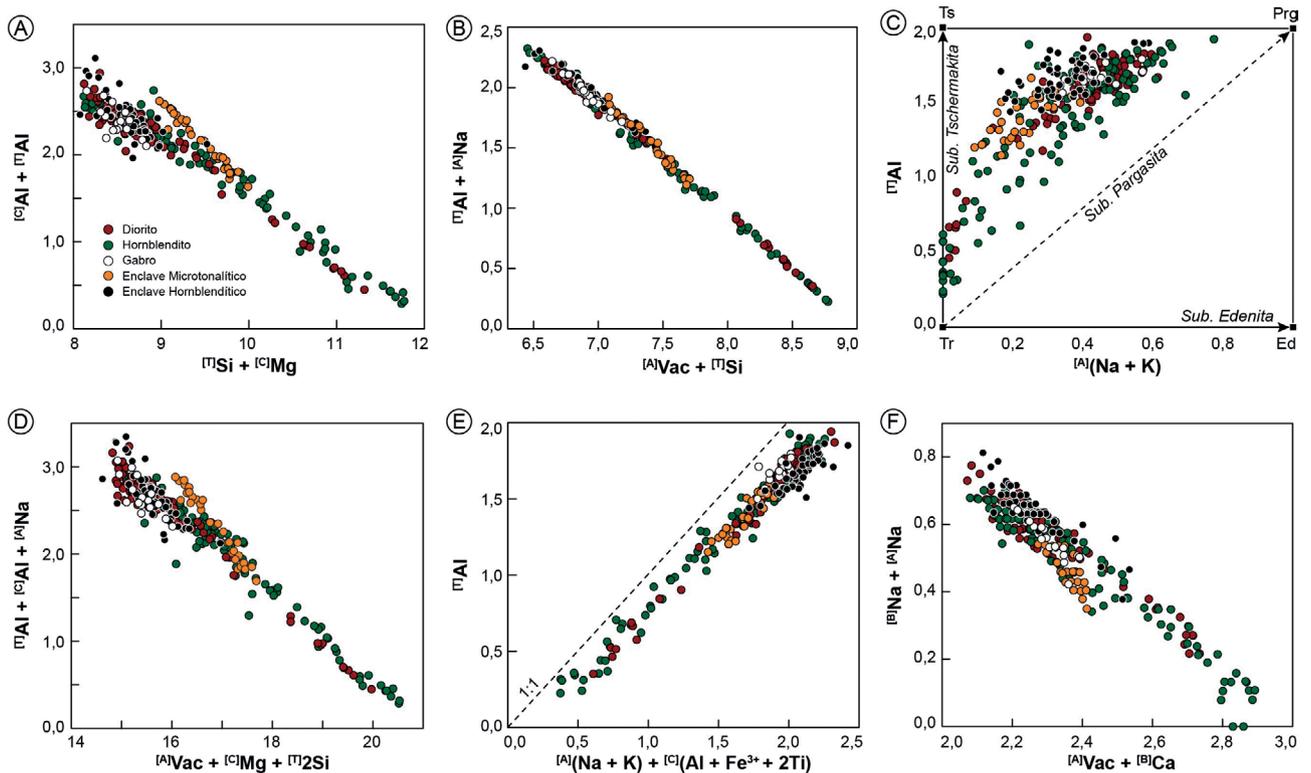


Figura 8. Diagramas de correlação catiônica para estudo da evolução química dos anfibólios do Maciço Capela. (A) Substituição tschermakítica; (B) substituição edenita; (C) diagrama ${}^{[A]}(Na + K)$ versus ${}^{[T]}Al$, onde são alocados os polos puros tremolita [Tr], tschermakita [Ts], pargasita [Prg] e edenita [Ed]; (D) substituição pargasita; (E) diagrama ${}^{[A]}(Na + K) + {}^{[C]}(Al + Fe^{3+} + 2Ti)$ versus ${}^{[T]}Al$; (F) diagrama ${}^{[A]}Vac + {}^{[B]}Ca$ versus ${}^{[B]}Na + {}^{[A]}Na$.

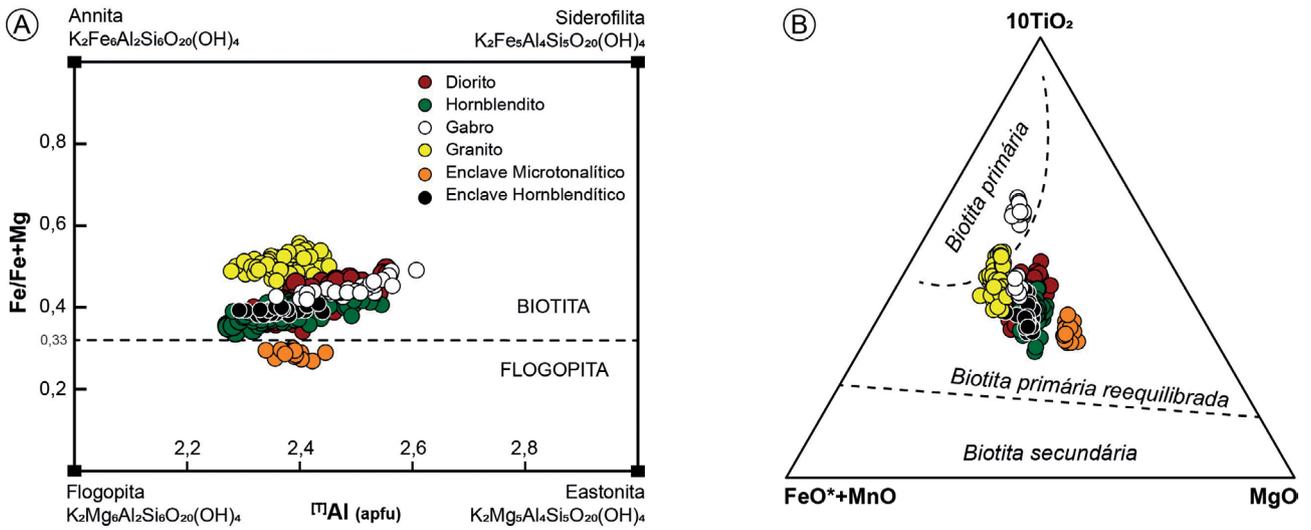


Figura 9. (A) Quadrilátero flogopita-annita-siderofilita-eastonita para classificação de micas trioctaédricas (Speer, 1981), com limite entre os campos da biotita e flogopita definido como Mg:Fe = 2:1 (Deer et al., 1992); (B) diagrama discriminante entre biotita primária, reequilibrada e secundária, segundo Nachit et al. (2005).

Tabela 5. Análises químicas pontuais representativas de cristais de mica marrom do Maciço Capela.

Rocha	Diorito			Hornblendito			Gabro		Granito		Enclaves	
Amostra	932	930A	919C	925	925	934B	940	940	696A	943A	930B	919C
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Phl
SiO ₂	37,3	36,5	36,2	37,5	37,7	38,6	36,3	36,6	38,0	37,3	37,6	39,0
TiO ₂	1,9	2,2	1,9	1,9	2,0	1,8	4,0	4,4	2,0	2,9	1,7	1,4
Al ₂ O ₃	17,0	17,9	18,6	17,1	17,4	16,7	16,1	16,2	17,8	16,3	17,6	18,8
FeO	16,5	17,7	18,4	16,4	16,0	15,0	17,3	17,2	17,9	19,5	16,0	11,7
MnO	0,2	0,3	-	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,4	0,4	0,1	0,1
MgO	13,2	11,5	11,1	13,0	12,9	14,2	11,8	12,3	10,4	10,2	13,2	15,9
K ₂ O	9,3	9,0	9,2	9,3	9,1	9,6	9,3	9,1	9,5	9,4	9,0	9,0
BaO	0,5	1,0	0,5	0,7	0,7	-	0,9	-	-	-	0,7	-
F	0,3	0,4	0,2	-	0,1	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	-	0,4
Cl	0,1	0,1	-	0,1	-	-	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Total	96,4	96,5	96,2	96,1	96,1	96,1	96,4	96,2	96,4	96,2	96,1	96,5
Si	5,571	5,491	5,443	5,598	5,607	5,684	5,480	5,468	5,673	5,640	5,587	5,618
Al ^{IV}	2,429	2,509	2,557	2,402	2,393	2,316	2,520	2,532	2,327	2,360	2,413	2,382
[T]	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,559	0,658	0,745	0,603	0,651	0,584	0,342	0,317	0,805	0,545	0,661	0,815
Ti	0,215	0,250	0,217	0,215	0,225	0,202	0,459	0,498	0,227	0,327	0,193	0,156
Fe	2,060	2,223	2,318	2,048	1,993	1,845	2,188	2,154	2,234	2,462	1,991	1,412
Mn	0,024	0,037	-	0,012	0,024	0,012	0,025	0,024	0,049	0,049	0,012	0,012
Mg	2,946	2,585	2,497	2,881	2,850	3,119	2,665	2,745	2,312	2,291	2,932	3,404
[Y]	5,805	5,753	5,777	5,759	5,742	5,762	5,679	5,738	5,627	5,674	5,789	5,798
K	1,772	1,732	1,768	1,772	1,729	1,804	1,799	1,744	1,814	1,812	1,709	1,659
Ba	0,028	0,057	0,028	0,039	0,039	-	0,051	-	-	-	0,039	-
[X]	1,800	1,789	1,796	1,811	1,768	1,804	1,850	1,744	1,814	1,812	1,748	1,659
F	0,136	0,183	0,091	-	0,045	0,045	0,143	0,047	0,142	0,048	-	0,175
Cl	0,024	0,024	-	0,024	-	-	0,026	0,025	0,025	0,026	0,024	0,023
OH	3,840	3,793	3,909	3,976	3,955	3,955	3,831	3,927	3,833	3,927	3,976	3,801
[W]	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe#	0,41	0,46	0,48	0,42	0,41	0,37	0,45	0,44	0,49	0,52	0,40	0,29

Bt: biotita; Phl: flogopita; Fe# = Fe/(Fe + Mg) em proporções moleculares.

e gabros (2,520 a 2,794 apfu). Nos granitos, esse sítio é preenchido predominantemente por Fe (2,049 a 2,802 apfu).

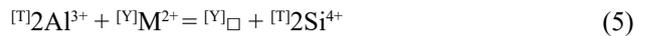
Os sítios dodecaédricos X dos cristais analisados são preenchidos, em sua maioria, por K (1,426 a 1,970 apfu). Os conteúdos de potássio aumentam significativamente das rochas máficas para as félsicas, refletindo as diferentes atividades de K_2O nesses magmas (Czamanske e Wones, 1973).

No quadrilátero flogopita-annita-siderofilita-eastonita utilizado para a classificação de micas trioctaédricas (Figura 9A), os cristais analisados exibem distintas razões Fe# para cada tipo de rocha. As menores razões são presentes nos enclaves microtonalíticos (0,27 a 0,30), onde a flogopita coexiste apenas com anfibólio. Nas demais rochas máficas, a biotita coexiste com anfibólio e piroxênio, e os valores Fe# situam-se entre 0,34 e 0,49. As maiores razões são observadas nos granitos, rochas em que a biotita é o único mineral ferromagnésiano (0,47 a 0,52) ou coexiste com muscovita (0,50 a 0,56).

No diagrama que discrimina biotita primária e secundária proposto por Nacht et al. (2005), os cristais das diferentes rochas alocam-se essencialmente no campo da biotita primária reequilibrada (Figura 9B), o que corrobora o aspecto magmático observado nos estudos petrográficos. O reequilíbrio evidenciado nesse diagrama traduz reações tardias a pós-magmáticas envolvendo perda de titânio da biotita, evidenciadas pelo preenchimento de planos de clivagem por óxidos de Fe-Ti ou titanita, cloritização parcial e exsolução de rutilo. Apenas as análises efetuadas nos cristais de biotita do gabronorito posicionam-se unicamente no campo definido para a biotita primária ($3,1 < \%TiO_2 < 5,3$).

Os sítios Y e X apresentam-se incompletos, tornando ativas diversas substituições. Nas rochas máficas, as maiores vacâncias são observadas nos sítios X (0,027 a 0,517 apfu), enquanto nos granitos predominam as vacâncias das posições octaédricas Y (0,168 a 0,435 apfu). A variação composicional

dos cristais de biotita do Maciço Capela se deve a substituições simples e a substituições acopladas. Hewitt e Abrecht (1986) e Stussi e Cuney (1996) elencaram diversas equações de substituição para explicar a evolução de micas trioctaédricas, entre as quais se destacam as Equações 5 e 6.

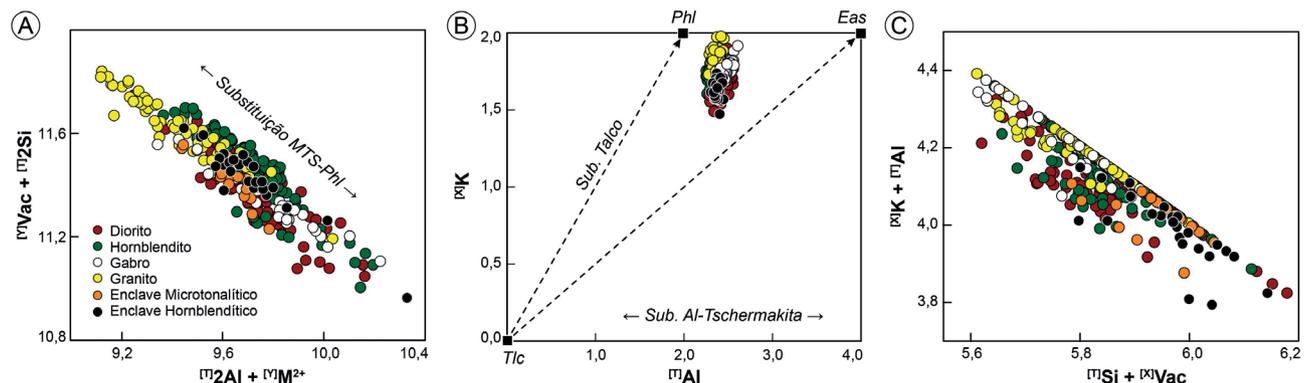


A Equação 5 corresponde à substituição mica tetrassilicosa-flogopita (Stussi e Cuney, 1996) e envolve trocas de Si e cátions bivalentes por Al, acompanhadas pela geração de vacâncias octaédricas (Figura 10A). A forte correlação observada entre a soma de cátions bivalentes Fe + Mg + Mn e as vacâncias do sítio Y sugere que esse mecanismo foi determinante na composição dos cristais de biotita estudados.

No diagrama ${}^{[T]}Al$ versus ${}^{[X]}K$ (Figura 10B), observa-se que todas as análises se posicionam dentro do campo limitado pelas composições de talco, eastonita e flogopita, com uma tendência similar ao vetor substituição talco (Equação 6). Esse mecanismo de acomodação catiônica envolve trocas de Al por Si no sítio tetraédrico, que são balanceadas pela geração de vacâncias na posição dodecaédrica X (Figura 10C). A fraca atuação dessa substituição na mica das rochas máficas possivelmente reflete o baixo total de cátions no sítio dodecaédrico, o que, segundo Dymek (1983), pode ser explicado pela substituição de K por H_3O^+ .

Feldspatos

Os cristais de plagioclásio dos dioritos e hornblenditos são sódicos, com composições variando de albita a andesina ($Ab_{51-100}Or_{0-5}An_{0-49}$). É provável que os baixos teores de anortita no plagioclásio dessas rochas seja resultante de



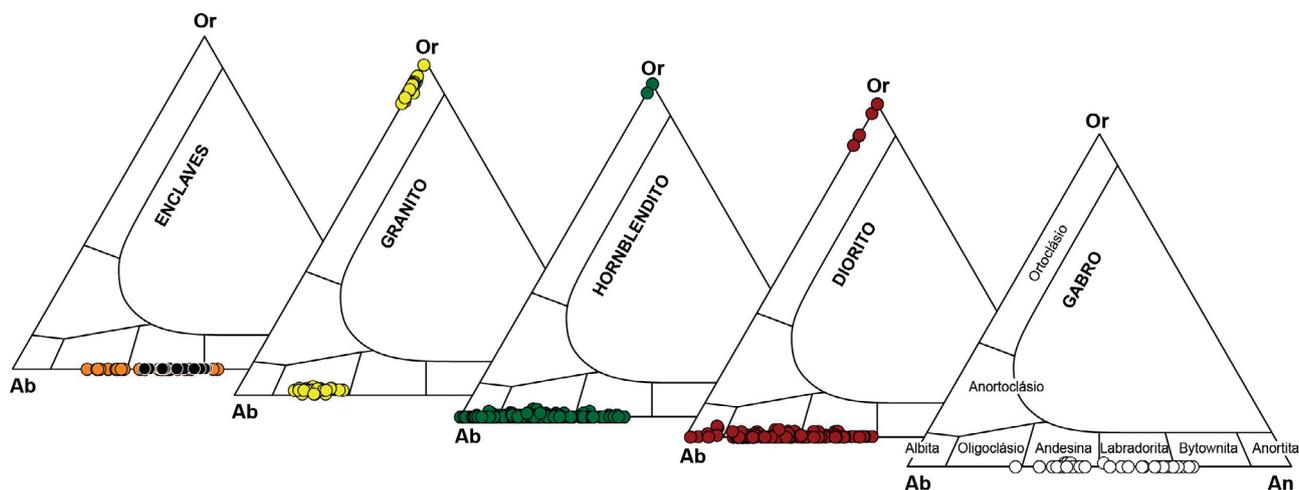
MTS: mica tetrassilicosa; Phl: flogopita; Tlc: talco; Eas: eastonita.

Figura 10. Diagramas de correlação catiônica para estudo da evolução química das micas trioctaédricas do Maciço Capela. (A) Substituição mica tetrassilicosa-flogopita; (B) diagrama ${}^{[T]}Al$ versus ${}^{[X]}K$, onde estão alocados os polos puros talco, eastonita e flogopita; (C) substituição talco.

importante reequilíbrio, evidenciado pela sua transformação em epidoto, mica branca e carbonato fibroso. Nos gabros, o plagioclásio mostra composição de andesina a bytownita ($Ab_{26-62}Or_{0-1}An_{38-74}$), enquanto nos granitos este ocorre como fases homogêneas de oligoclásio ($Ab_{71-84}Or_{0-2}An_{15-28}$). As análises realizadas nos cristais de plagioclásio dos enclaves tonalítico e hornblendítico revelam composições variáveis entre oligoclásio e labradorita ($Ab_{19-81}An_{19-52}$). Os cristais de feldspato potássico identificados nos hornblenditos,

dioritos e granitos ocorrem como fases praticamente puras de ortoclásio ($Ab_{0-13}Or_{87-100}An_{0-2}$), cujos teores do componente celsiana se situam entre 0,2 e 2,4%. Na Figura 11 e na Tabela 6 são apresentadas as composições dos feldspatos das diferentes rochas do Maciço Capela.

O plagioclásio das rochas máficas exibem complexos padrões de zoneamento, caracterizados por amplas variações composicionais em poucos micrômetros. Foram identificados padrões de zoneamento normal (Figura 12A), que



Ab: albita; Or: ortoclásio; An: anortita.

Figura 11. Diagrama ternário albita–ortoclásio–anortita para nomenclatura dos feldspatos dos diferentes fácies do Maciço Capela.

Tabela 6. Análises químicas pontuais representativas de cristais de feldspato do Maciço Capela.

Rocha	Diorito			Hornblendito			Gabro		Granito		Enclave	
Amostra	932	919A	696B	696B	934A	696G	696E	940	941A	696C	943	919B
SiO ₂	61,0	55,7	62,4	57,7	66,5	64,3	62,5	57,5	59,1	63,0	63,4	62,1
Al ₂ O ₃	24,7	28,3	23,7	27,0	21,1	22,2	23,8	27,1	26,2	23,4	19,3	24,1
CaO	5,8	10,1	4,8	8,2	1,4	2,8	4,6	8,4	7,2	4,2	-	4,7
BaO	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	1,3	-
Na ₂ O	8,4	5,9	9,1	7,0	11,0	10,0	9,1	6,9	7,6	9,2	1,0	9,1
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	0,2	15,0	-
Total	99,9	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9	100,1	100,0	100,0	100,0
Si	2,711	2,504	2,763	2,583	2,916	2,845	2,765	2,576	2,633	2,786	2,949	2,750
Al	1,294	1,499	1,237	1,425	1,090	1,158	1,241	1,431	1,375	1,220	1,058	1,258
[T]	4,004	4,003	4,000	4,008	4,006	4,003	4,006	4,006	4,008	4,005	4,008	4,008
Ca	0,276	0,486	0,228	0,393	0,066	0,133	0,218	0,403	0,344	0,199	-	0,223
Ba	-	-	-	-	-	0,009	-	-	-	-	0,024	-
Na	0,724	0,514	0,781	0,608	0,935	0,858	0,781	0,599	0,656	0,789	0,090	0,781
K	-	-	-	-	-	0,006	-	-	-	0,011	0,890	-
[M]	1,000	1,001	1,009	1,001	1,001	1,006	0,999	1,002	1,000	0,999	1,004	1,004
Ab	72,4	51,4	77,4	60,7	93,4	86,1	78,2	59,8	65,6	79,0	9,2	77,8
Or	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	1,1	90,8	-
An	27,6	48,6	22,6	39,3	6,6	13,3	21,8	40,2	34,4	19,9	-	22,2

refletem o progressivo resfriamento e diferenciação química do magma (Ginibre et al., 2007), assim como padrões de zoneamento inverso (Figuras 12B e 12C), indicando condições de desequilíbrio e retorno a composições menos evoluídas. Essas instabilidades também estão registradas pela morfologia irregular das zonas de um mesmo cristal, que é usualmente acompanhada por um abrupto aumento no conteúdo de anortita, definindo superfícies de reabsorção. Núcleos cálcicos corroídos e bordejados por plagioclásio mais sódico é uma textura comum nos gabros e hornblenditos (Figura 12D). Segundo Vance (1965), a corrosão do plagioclásio mais cálcico se dá como resposta à queda da pressão relacionada à ascensão do magma na crosta. O zoneamento oscilatório nos cristais analisados geralmente ocorre sobreposto a *trends* de zoneamento inverso (Figura 12C). Nos granitos, a composição uniforme do plagioclásio se traduz em variações pouco significativas (1 a 5% An) do centro para a borda dos cristais.

Granada

Os cristais de granada são enriquecidos na molécula de almandina (Alm₅₂₋₆₇Prp₈₋₃₀Grs₁₀₋₂₉Sps₃₋₁₁). Os valores de Mg# na granada dos dioritos e hornblenditos apresentam ampla sobreposição e variam entre 0,11 e 0,37 (Tabela 7). Esses cristais são zonados e exibem aumento nos conteúdos de Ca e Mn, e diminuição de Mg do núcleo para a periferia (Figuras 13A e 13B). O comportamento do Fe é variável, ora se mantém aproximadamente constante, ora aumenta no

Tabela 7. Análises químicas pontuais representativas de cristais de granada do Maciço Capela. Fórmula estrutural e termos finais calculados conforme Locock (2008).

Rocha	Diorito			Hornblendito		
	Amostra	919A	919A	919C	696E	696E
SiO ₂	38,4	37,6	38,4	37,3	37,3	37,8
TiO ₂	0,4	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2
Al ₂ O ₃	21,6	21,6	21,5	20,9	21,4	21,6
Cr ₂ O ₃	-	-	0,2	0,2	-	0,1
Fe ₂ O ₃	26,6	26,3	26,0	29,6	27,9	28,7
MnO	1,9	4,7	1,9	2,3	1,6	2,1
MgO	6,7	3,1	6,9	3,1	2,1	4,9
CaO	4,5	6,7	4,9	6,5	9,3	4,6
Total	100,1	100,1	100,0	100,0	99,9	100,0
Si	2,988	2,981	2,984	2,971	2,968	2,979
Al ^{IV}	0,012	0,019	0,016	0,029	0,032	0,021
[Z]	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Al ^{VI}	1,968	1,999	1,954	1,932	1,975	1,986
Ti	0,023	0,006	0,012	0,006	0,018	0,012
Cr	-	-	0,012	0,013	-	0,006
Fe ²⁺	0,008	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	0,008	0,026	0,073	0,021	0,005
[Y]	2,000	2,013	2,004	2,024	2,014	2,009
Fe ²⁺	1,723	1,736	1,664	1,899	1,836	1,887
Mn	0,125	0,316	0,125	0,155	0,108	0,140
Mg	0,777	0,366	0,799	0,368	0,249	0,576
Ca	0,375	0,569	0,408	0,555	0,793	0,388
[X]	3,000	2,987	2,996	2,976	2,986	2,991
Sps	4,2	10,5	4,2	5,2	3,6	4,7
Prp	25,9	12,2	26,7	12,3	8,3	19,2
Alm	57,4	57,9	55,5	63,3	61,2	62,9
Grs	10,9	18,7	11,4	15,9	25,5	12,0
Adr	-	-	1,0	1,7	-	-
Mg#	0,31	0,17	0,32	0,16	0,12	0,23

Sps: espessartita; Prp: piropo; Alm: almandina; Grs: grossulária; Adr: andradita. Os componentes com teores inferiores a 1% mol foram suprimidos. Mg# = Mg/(Mg + Fe_{total}) em proporções moleculares.

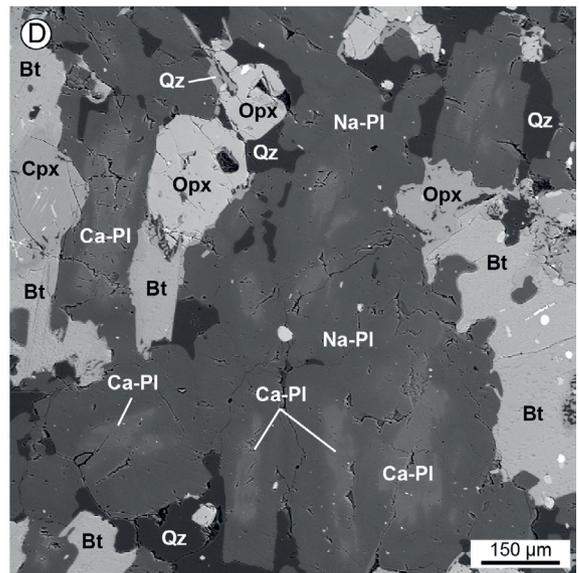
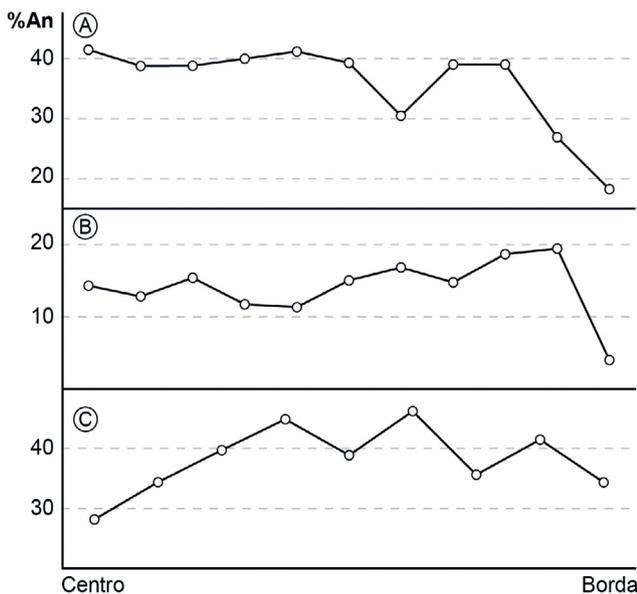


Figura 12. Aspectos composicionais do plagioclásio do Maciço Capela. Perfis centro-borda evidenciando padrões de zoneamento (A) normal, (B) inverso e (C) inverso-oscilatório; (D) imagem de elétrons retroespalhados (BSE) de cristais de plagioclásio com núcleos cálcicos corroídos, bordejados por plagioclásio sódico.

sentido da borda. Esse padrão de zoneamento é consistente com o esperado durante a cristalização fracionada e é similar ao reportado por Green e Ringwood (1968) para cristais de granada de origem ígnea das rochas cálcio-alcálicas de Victoria, Austrália.

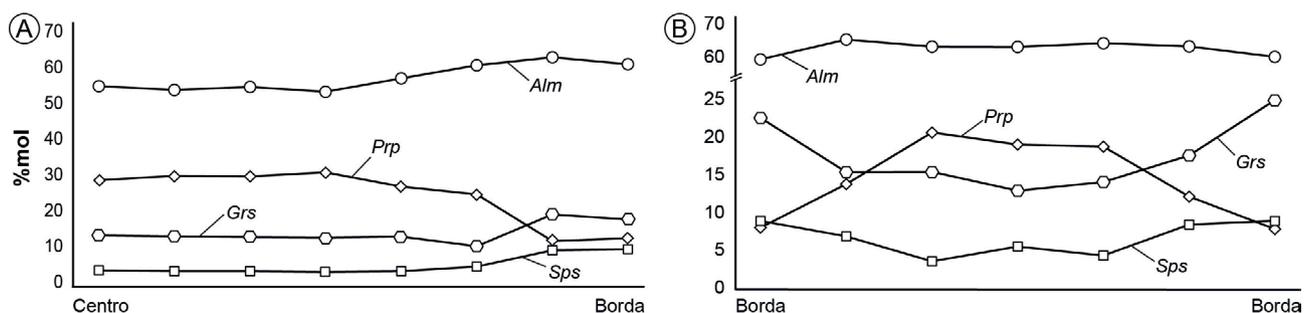
Os cristais de almandina do Maciço Capela alocam-se no campo definido por granadas naturais magmáticas cristalizadas em equilíbrio com líquidos metaluminosos a fracamente peraluminosos de vários plútons e rochas vulcânicas (Figura 14A). Green (1977) demonstrou que os conteúdos de grossulária e espessartita na granada são sensíveis às condições de pressão e temperatura. Enquanto o conteúdo de grossulária aumenta com o aumento da pressão, altos teores de espessartita estabilizam a granada a baixas pressões. A composição da granada também é fortemente dependente da composição do magma (Harangi et al., 2001). Granadas de magmas metaluminosos mantélicos ou ígneos (tipos M ou I)

são caracterizadas por relativamente alto cálcio ($\text{CaO} > 5\%$) e baixo manganês ($\text{MnO} < 2\%$). Em contraste, a granada de magmas peraluminosos (tipo S) e de metapelitos contém mais baixo Ca e variáveis concentrações de Mn. A composição da almandina do Maciço Capela é comparável àquelas cristalizadas a partir de magmas M ou I a altas pressões (Figura 14B). Os valores relativamente elevados de CaO descartam a possibilidade desses cristais representarem heranças dos xistos encaixantes.

DISCUSSÃO

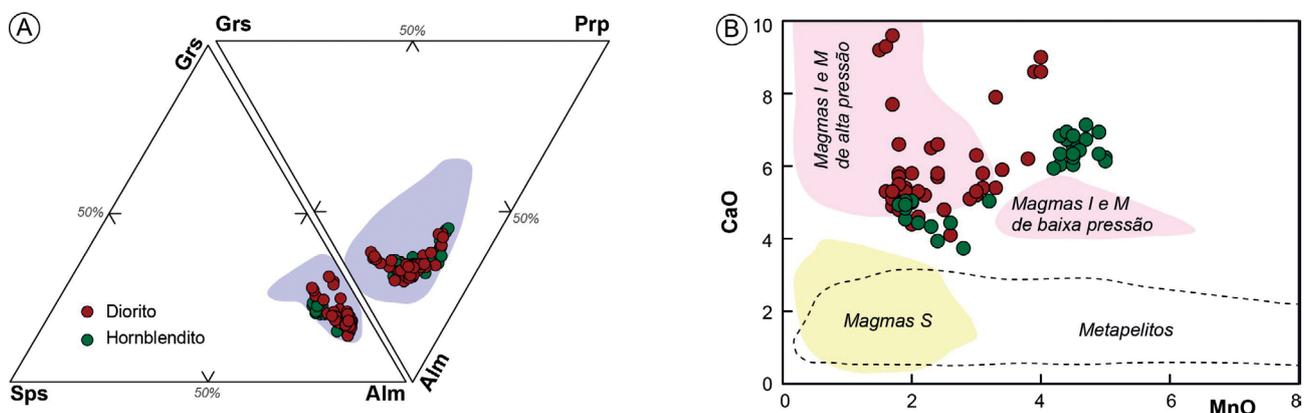
Interpretação das texturas

A análise das texturas de rochas ígneas é uma importante ferramenta para investigação sobre os processos atuantes



Alm: almandina; Prp: piropo; Grs: grossulária; Sps: espessartita.

Figura 13. Perfis composicionais centro-borda (A) e borda-borda (B) apresentando o comportamento dos membros finais almandina, piropo, grossulária e espessartita.



Alm: almandina; Prp: piropo; Grs: grossulária; Sps: espessartita; I: magma formado por fusão de rochas ígneas; M: magma formado por fusão do manto; S: magma formado por fusão de sedimentos pelíticos.

Figura 14. (A) Comparação entre granadas magmáticas cristalizadas em equilíbrio com líquidos metaluminosos a fracamente peraluminosos com as do Maciço Capela (diagramas adaptados de Narduzzi et al., 2017); (B) diagrama MnO versus CaO (após Harangi et al., 2001; Samadi et al., 2014), com áreas normalmente ocupadas por granadas metamórficas de metapelitos e ígneas cristalizadas a partir de magmas peraluminosos tipo S e metaluminosos tipo I ou M de alta e baixa pressão.

durante a cristalização e em estágio *subsolidus*. As texturas observadas nas rochas do Maciço Capela sugerem uma história de cristalização complexa, marcada pela atuação de vários processos petrogenéticos. A presença de rochas ultramáficas cumuláticas e de minerais com zoneamentos composicionais normal (plagioclásio, anfibólio, granada) e concêntrico (allanita e zircão) indicam que a cristalização fracionada foi responsável pela diversidade de rochas existentes no maciço. Todavia, enclaves máficos microgranulares com bordas de reação e microtexturas de desequilíbrio (zoneamento inverso e oscilatório em plagioclásio, apatita acicular) são evidências de mistura de magmas (*e.g.*, Barbarin e Didier, 1991; Ginibre et al., 2007; Streck, 2008). Os enclaves ultramáficos exibem texturas e composição mineralógica similares à dos hornblenditos, sugerindo uma gênese relacionada ao retrabalhamento de cumulos de anfibólio precoces. Adicionalmente, xenólitos de micaxisto do Grupo Macururé com variados graus de fusão parcial são observados por todo o maciço (Figuras 3B e 3C), indicando assimilação e contaminação crustal na gênese dessas rochas.

Entre as rochas máficas, aquela correspondente ao gabronorito demonstra ser a mais primitiva. Nessa amostra ocorrem ortopiroxênio e clinopiroxênio em equilíbrio, bem como o plagioclásio com maior teor de anortita (Figura 15). Piroxênios com bordas de reação (Figura 5H) e relictos de clinopiroxênio preservados no interior do anfibólio indicam que pelo menos parte dos cristais de anfibólio foram produzidos pela reação dos piroxênios com o magma. Nessas situações, os cristais de anfibólio geralmente exibem sobrecrescimentos vermiculares de quartzo. Assim, a transformação de piroxênio em anfibólio certamente é o principal processo responsável pela formação do quartzo presente nas rochas ultramáficas e nos dioritos melanocráticos.

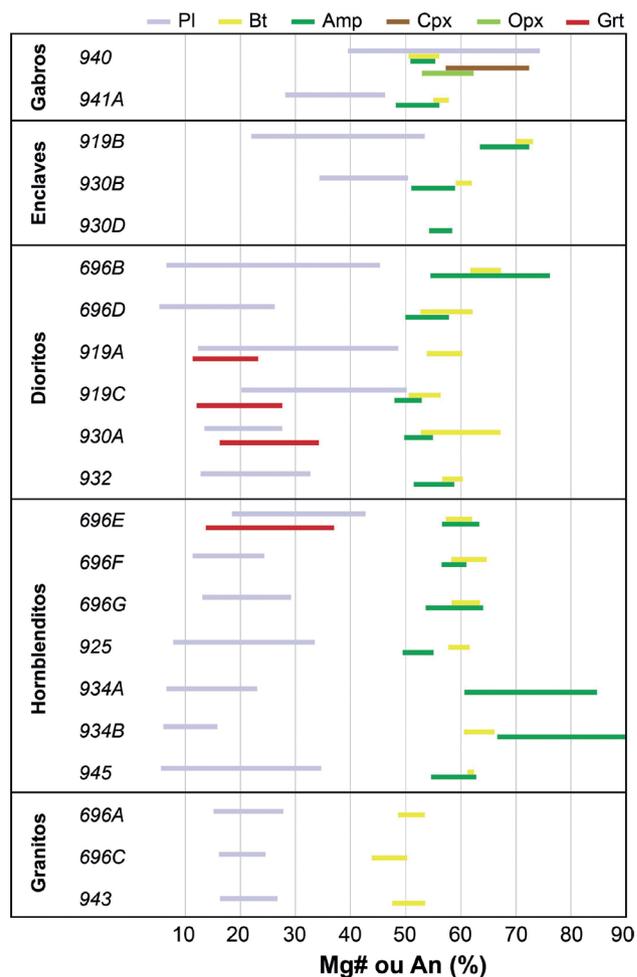
Biotita e anfibólio são os principais minerais máficos nos dioritos e hornblenditos. Esses minerais geralmente exibem bom eudralismo, fazem contatos retos entre si e apresentam valores similares de Mg# (Figura 15), sugerindo que essas fases alcançaram equilíbrio químico durante a história de cristalização.

Os cristais de granada presentes nos dioritos e hornblenditos ocorrem em associação com fases félsicas intersticiais, indicando tratar-se de um mineral magmático de formação mais tardia, o que também é sugerido pelos mais baixos valores de Mg# entre as fases máficas analisadas (Figura 15).

Evidências de deformação no estado sólido são comuns nas rochas do Maciço Capela, indicando que a colocação dos seus magmas ocorreu antes do evento colisional no SOS. Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e desenvolvem subgrãos. Os efeitos da deformação nas micas se expressam por orientação preferencial, extinção ondulante e *kink bands*. Os feldspatos exibem extinção ondulante, dobras *kink* e geminação mecânica. Essas texturas de deformação dúctil são compatíveis com temperaturas

metamórficas superiores a 450°C (Passchier e Trouw, 2005), no fácies anfibolito.

Transformações da paragênese primária são observadas nos anfibólios, que alteram para actinolita-tremolita e biotita (Figura 5D). A composição dos cristais de biotita também registra reequilíbrio de baixa temperatura (Figura 9B), evidenciado por transformação em clorita e exsolução de acículas de rutilo. A presença de titanita granular e minerais opacos envolvendo ou preenchendo clivagens de biotita e anfibólio alterados sugere o caráter secundário dessas fases. O plagioclásio das rochas máficas comumente transforma-se em epidoto, carbonato e mica branca, resultando nas composições sódicas observadas nos hornblenditos e dioritos (Figura 15). Esse conjunto de transformações indica que as rochas do Maciço Capela foram submetidas a condições retrometamórficas compatíveis com o fácies xisto verde.



Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Amp: anfibólio; Cpx: clinopiroxênio; Opx: ortopiroxênio; Grt: granada.

Figura 15. Variação composicional dos minerais analisados em relação aos conteúdos de anortita e do parâmetro $Mg\# = 100 \times Mg/(Mg + Fe_{total})$ das fases máficas.

Temperatura

Para as estimativas de temperatura baseadas no par ortopiroxênio-clinopiroxênio (Brey e Köhler, 1990) do gabronorito, foram selecionados (i) cristais individuais que fazem contatos retos entre si, bem como (ii) piroxênios com lamelas de exsolução. As temperaturas obtidas para os piroxênios do primeiro grupo variam de 1.216 a 1.021°C ($\pm 56^\circ\text{C}$) e traduzem a cristalização em equilíbrio dessas fases. As temperaturas de *solvus* obtidas para o segundo grupo são significativamente mais baixas, variando entre 899 e 840°C ($\pm 56^\circ\text{C}$).

A composição do núcleo de cristais de pargasita e tschermakita, anfibólios indubitavelmente magmáticos, foi utilizada para estimar a temperatura por meio do termômetro empírico de Ridolfi et al. (2010). As temperaturas obtidas variam entre 1.063 e 831°C ($\pm 56^\circ\text{C}$), com valores médios de 918, 913 e 907°C para os hornblenditos, gabros e dioritos, respectivamente.

As estimativas de temperatura *solidus* foram obtidas a partir da geotermometria do par anfibólio-plagioclásio calibrado por Holland e Blundy (1994) para a reação edenita-richterita. As temperaturas de solidificação calculadas com base nas pressões obtidas pelo barômetro de Anderson e Smith (1995) variam entre 614 e 775°C ($\pm 40^\circ\text{C}$), apresentando valores médios progressivamente mais altos dos dioritos (662°C), hornblenditos (699°C), enclaves ultramáficos (722°C) até o gabronorito (754°C). Para o enclave tonalítico, obteve-se temperatura média de 667°C. Essas temperaturas são consideravelmente baixas em relação às admitidas para sistemas basálticos e tonalíticos, o que pode indicar que o magma Capela foi rico em H₂O. Essa hipótese é suportada pela abundância de fases primárias hidratadas (e.g., anfibólio, biotita, epidoto), bem como pela presença de plagioclásio-hornblenda pegmatitos.

Pressão

Estudos experimentais indicam que o conteúdo total de alumínio na hornblenda em granitos cálcio-alcálicos varia com a pressão de cristalização da intrusão, quando tamponados por uma assembleia em equilíbrio composta por quartzo + hornblenda + plagioclásio (oligoclásio ou andesina) + feldspato potássico + biotita + titanita + magnetita ou ilmenita (Schmidt, 1992). A equação proposta por Schmidt (1992), contudo não é apropriada a todas as rochas estudadas, uma vez que as temperaturas estimadas são mais elevadas do que aquelas utilizadas na calibração (655 a 700°C). Assim, utilizou-se o geobarômetro formulado por Anderson e Smith (1995), por incorporar os efeitos de temperaturas mais elevadas, que resultam no aumento de alumínio no anfibólio. Esse barômetro se aplica a sistemas ígneos em que o plagioclásio possui An₂₅₋₃₅ e a hornblenda apresenta Fe# entre 0,40 e 0,65, indicando condições de alta $f\text{O}_2$.

Para os cálculos da pressão foram considerados apenas os valores de Al provenientes de análises da borda de cristais inalterados, já que essas são representativas do anfibólio cristalizado em equilíbrio com as demais fases e com o magma residual. As pressões obtidas para os pontos analisados variam entre 8,3 e 8,7 kbar ($\pm 0,6$ kbar), com valor médio de 8,5 kbar, que equivale a uma profundidade aproximada de colocação de 30 km. As elevadas pressões calculadas para as rochas do maciço coadunam com observações de Green (1977, 1992), de que a cristalização de granada com alto conteúdo de grossulária (Grs > 10% mol) e baixo teor de espessartita, juntamente com plagioclásio e anfibólio, é indicativo de pressões superiores a 8,0 kbar. A presença de epidoto primário em plútons cálcio-alcálicos é igualmente indicativo de médias a altas pressões (Zen e Hammarstrom, 1984a; Schmidt e Thompson, 1996). Almandina cálcica e epidoto magmáticos é uma associação mineralógica incomum, que tem sido descrita em plútons metaluminosos cristalizados a altas pressões em configurações de arco (Zen e Hammarstrom, 1984b; Narduzzi et al., 2017).

Fugacidade de oxigênio

Ishihara (1977) propôs que os granitos podem ser divididos nas séries Ilmenita (baixa $f\text{O}_2$) e Magnetita (alta $f\text{O}_2$). Granitos da Série Ilmenita são relativamente reduzidos e caracterizam-se pela presença de ilmenita e pirrotita, enquanto os da Série Magnetita são mais oxidados e contém, em sua composição magnetita, ilmenita e piritita como principais minerais opacos. Embora não tenham sido identificados cristais de magnetita nas rochas do Maciço Capela, a presença de titanita, epidoto e piritita como fases primárias atesta que condições oxidantes foram prevaletes durante a cristalização (Whalen e Chappell, 1988; Wones, 1989). A escassez ou ausência modal de magnetita em rochas que contém epidoto foi também documentada por Schmidt e Thompson (1996) e Sial et al. (1999). Esses autores observaram que a magnetita é a principal fase hospedeira de Fe³⁺ acima do campo de estabilidade do epidoto, enquanto a mais baixas temperaturas, o Fe³⁺ e o Ti tendem a ser acomodados por epidoto e titanita.

Liou (1973) demonstrou que o conteúdo de Fe³⁺ no epidoto varia em função da fugacidade de oxigênio. A altos tampões (Hematita-Magnetita), o epidoto exibe composições mais férricas (Ps₃₃) e torna-se mais aluminoso (Ps₂₅) com a diminuição da $f\text{O}_2$ (tampão Ni-NiO) e da temperatura. Assim, a ocorrência de epidoto com aparente origem magmática (Ps₂₀₋₂₅, TiO₂ < 0,2%) é compatível com condições relativamente oxidantes, próximas ao tampão Ni-NiO (Liou, 1973; Sial et al., 1999).

Adicionalmente, o alto conteúdo de magnésio observado nos silicatos máficos do Maciço Capela é característico de cristalização sob condições de alta fugacidade de

oxigênio (Czamanske e Wones, 1973). Anderson e Smith (1995) demonstraram que anfibólio com Fe# inferior a 0,65 é indicativo da elevada fugacidade de oxigênio do magma. Nos cristais de anfibólio analisados, as razões Fe# variam no intervalo de 0,31 a 0,52, assinalando a natureza oxidada do magma Capela (Figura 16A). Anderson et al. (2008) estimaram a fO_2 em relação ao tampão quartzo-faialita-magnética (QFM) como função da razão Fe# em cristais de biotita. Essa razão varia entre 0,30 e 0,56 (Figura 16B) nas micas estudadas, que resulta em valores uma a três unidades log acima da curva QFM, similarmente aos observados na biotita de rochas da Série Magnetita.

Implicações tectônicas

Numerosos estudos têm demonstrado relações bem definidas entre a química do clinopiroxênio e a composição do seu magma progenitor. Em diagramas de filiação magmática (Figura 17A), os cristais analisados exibem afinidade com clinopiroxênios de rochas subalcalinas, cristalizados a partir de magmas orogênicos (Leterrier et al., 1982). Loucks (1990) demonstrou que o *trend* da razão Al/Ti em clinopiroxênios de cumulos de arco é distinto daqueles relacionados a cumulos toleíticos de rifte. No diagrama binário que relaciona os conteúdos de TiO_2 e a porcentagem de alumínio em coordenação tetraédrica, as amostras analisadas dispõem-se ao longo do alinhamento definido por clinopiroxênio de cumulos de arco (Figura 17B).

Ao investigar a composição de anfibólios sintéticos e naturais cristalizados em amplo intervalo de pressões e temperaturas, Molina et al. (2009) perceberam que a partição de titânio entre o anfibólio e o magma é fortemente dependente da temperatura e do conteúdo de sílica do sistema, tornando esse elemento um eficiente parâmetro para inferência da alcalinidade dos magmas em que se cristalizaram.

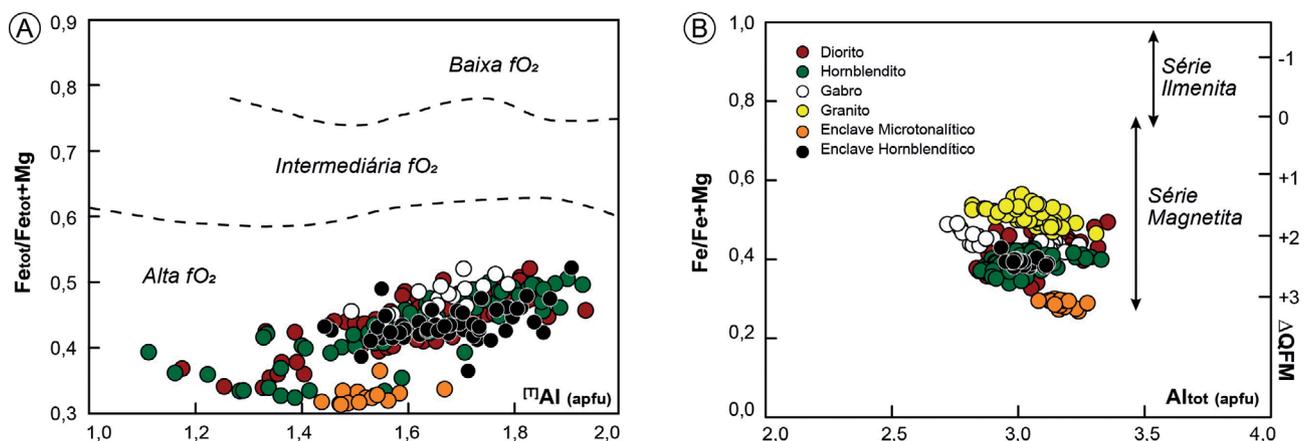
Os anfibólios do Maciço Capela exibem composições empobrecidas em TiO_2 (0,2 a 2,3%), típicas de magmas subalcalinos (Figura 17C). A filiação subalcalina é igualmente percebida pelos baixos conteúdos de potássio nesses cristais, que, segundo observações de Ridolfi e Renzulli (2012), são típicos de anfibólios de rochas cálcio-alcálicas (Figura 17D). No diagrama Si versus Na + K (Figura 17E), a composição dos anfibólios está dentro do intervalo reportado para suítes cumuláticas de arco, comparável com intrusões máfico-ultramáficas zonadas do tipo Alaska (Pettigrew e Hattori, 2006), tipicamente associadas a ambientes orogênicos.

Abdel-Rahman (1994) demonstrou que a biotita cristalizada a partir de magmas cálcio-alcálicos, peraluminosos e alcálicos são quimicamente distintos. Nos diagramas idealizados por esse autor para distinguir essas três associações, as composições da biotita do Maciço Capela demonstram afinidade com as suítes orogênicas cálcio-alcálicas, comumente associadas a zonas de subducção (Figura 17F).

CONCLUSÕES

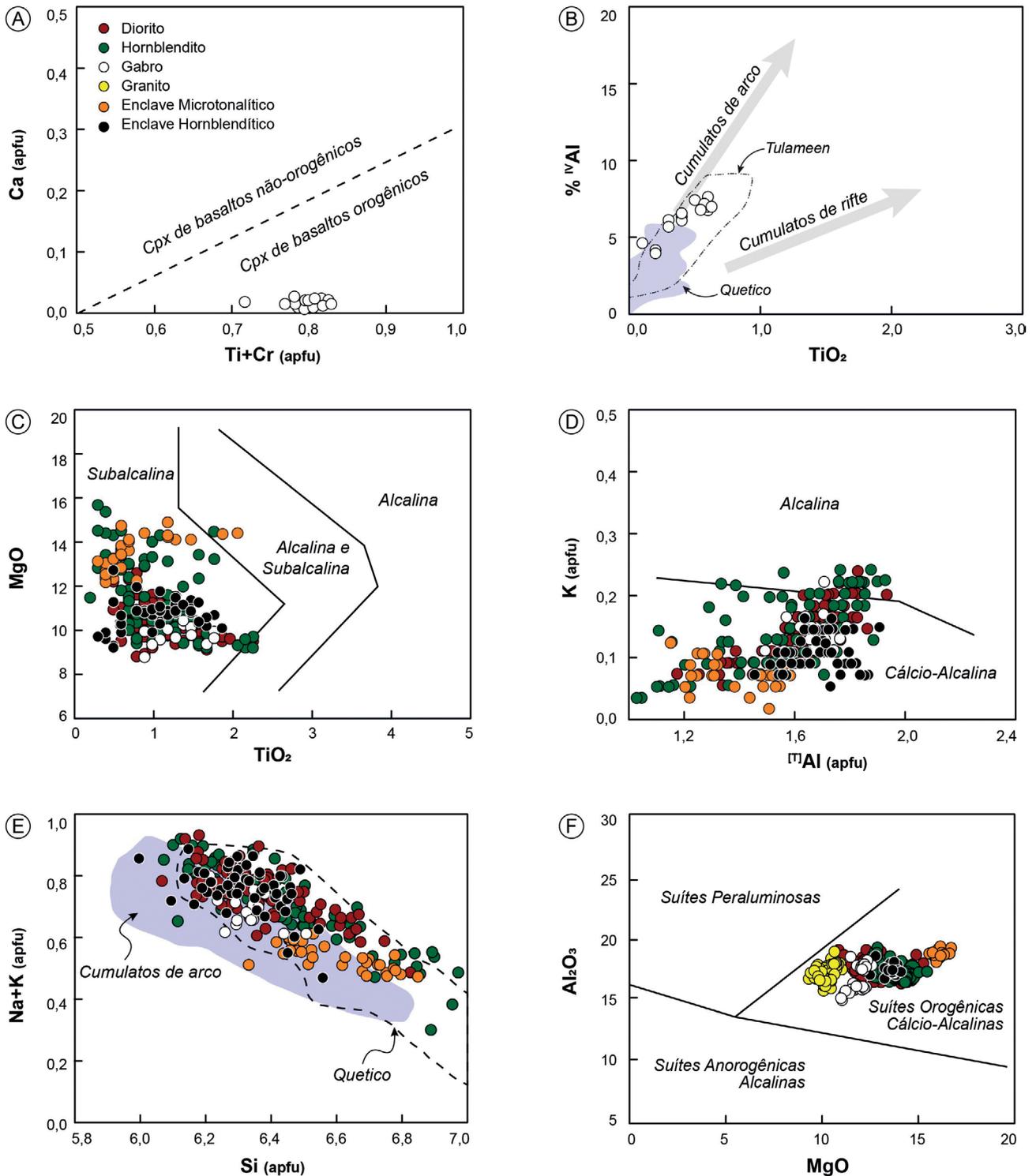
O Maciço Capela é o principal representante do plutonismo pré-colisional máfico-ultramáfico do Domínio Macururé. Esse plúton compõe-se por dioritos, hornblenditos, gabros e granitos, que hospedam abundantes enclaves microtonalíticos e hornblendíticos. A semelhança encontrada entre as composições dos minerais presentes nos dioritos, gabros e hornblenditos sugere que essas rochas tenham se originado a partir de um mesmo magma basáltico.

A presença de enclaves máficos e texturas de desequilíbrio (*e.g.*, zoneamento inverso e oscilatório em plagioclásio, apatita acicular) nos dioritos e nos enclaves tonalíticos indicam mistura de magmas. Por outro lado, zoneamentos



fO_2 : fugacidade de oxigênio; apfu: átomos por fórmula unitária.

Figura 16. Diagramas (A) $Fe_{total}/(Fe_{total} + Mg)$ versus $[Al]$ (Anderson e Smith, 1995); (B) $Fe/(Fe + Mg)$ versus Al_{total} (Anderson et al., 2008) para inferência das condições de fugacidade de oxigênio a partir das composições de anfibólio e biotita, respectivamente.



Cpx: clinopiroxênio; apfu: átomos por fórmula unitária.

Figura 17. Diagramas para identificação de afinidade magmática e ambiência geotectônica a partir da composição de silicatos máficos. (A) Ti + Cr versus Ca (Leterrier et al., 1982); (B) TiO_2 versus porcentagem de Al em coordenação tetraédrica ($\%^{IV}Al = 100 \times Al^{IV}/2$), com trends de clinopiroxênio de cumulatos de arco e de riftes (Loucks, 1990); (C) TiO_2 versus MgO (Molina et al., 2009); (D) $[Al]$ versus K (Ridolfi e Renzulli, 2012); (E) Si versus Na + K com campo de cumulatos de arco definido por Beard e Barker (1989); (F) MgO versus Al_2O_3 (Abdel-Rahman, 1994). Campos dos complexos tipo Alaska de Quetico (Pettigrew e Hattori, 2006) e Tulameen (Ruble, 1994) são apresentados em (B) e (E) para comparação.

concêntrico em allanita e normal em plagioclásio e granada refletem a progressiva diferenciação do magma durante a cristalização fracionada.

A evolução da composição química dos minerais indica que o magma basáltico progenitor evoluiu sob condições oxidantes, próximas à curva tampão NNO. As composições de piroxênios e anfibólios fornecem temperaturas para o *liquidus* de 1.261 a 831°C. As temperaturas *solidus*, obtidas com o par anfibólio-plagioclásio, são relativamente baixas (775 a 614°C) e sugerem que o magma Capela foi rico em água. A presença de almandina cálcica e epidoto magmático indicam cristalização em níveis crustais profundos. Os altos conteúdos de alumínio nos anfibólios forneceram uma pressão média de 8,5 kbar, que corresponde a uma profundidade de colocação de aproximadamente 30 km. Um magma basáltico hidratado foi, provavelmente, o responsável pela cristalização das rochas máficas que formam o Maciço Capela, em ambiente de arco continental.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. Os autores agradecem o suporte financeiro dos projetos 019.203.02538/2009-7 (PRONEX/FAPITEC/CNPq), 311008/2017-8 (CNPq-PQ), 310391/2017-2 (CNPq-PQ) e 311008/2017-8 (CNPq-Universal 2016), bem como a Superintendência da CPRM de Salvador, na pessoa da Dra. Cristina Burgos de Carvalho, o apoio na preparação das amostras. Agradecemos igualmente as sugestões dos dois avaliadores anônimos da *Revista Geologia USP. Série Científica*.

REFERÊNCIAS

- Abdel-Rahman, A. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2), 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L., Mazdab, F. (2008). Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 121-142. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.4>
- Anderson, J. L., Smith, D. C. (1995). The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Armstrong, J. T. (1995). CITZAF: a package of correction programs for the quantitative electron microbeam X-ray analysis of thick polished materials, thin films, and particles. *Microbeam Analysis*, 4, 177-200.
- Barbarin, B., Didier, J. (1991). Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. In: J. Didier, B. Barbarin (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, 253-262. Amsterdam: Elsevier.
- Beard, J. S., Barker, F. (1989). Petrology and tectonic significance of gabbros, tonalites, shoshonites, and anorthosites in a late Paleozoic arc-root complex in the Wrangellia Terrane, Southern Alaska. *The Journal of Geology*, 97(6), 667-683. <https://doi.org/10.1086/629351>
- Brey, G. P., Köhler, T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31(6), 1353-1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>
- Bueno, J. F., Oliveira, E. P., McNaughton, N. J., Laux, J. H. (2009). U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*, 15(1), 86-97. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2008.06.003>
- Conceição, H., Rosa, M. L. S., Conceição, J. A., Lisboa, V. A. C., Pereira, F. S., Teles, D. S., Fernandes, D. M., Sousa, E. S., Cruz, J. W. S., Rezende, H. J. C., Oliveira, I. R., Souza, J. M. D., Oliveira, I. L. (2017). Magmatismos no Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: estado do conhecimento. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG.
- Conceição, J. A., Rosa, M. L. S., Conceição, H. (2016). Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 63-77. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150044>
- Czamanske, G. K., Wones, D. R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: part 2, the mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14(3), 349-380. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.349>
- Davison, I., Santos, R. A. (1989). Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, 45(4), 319-342. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90068-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90068-5)
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals* (2ª ed.). Londres: Longman.

- D'el-Rey Silva, L. J. H. (1999). Basin infilling in the southern-central part of the Sergipano Belt (NE Brazil) and implications for the evolution of Pan-African/Brasiliano cratons and Neoproterozoic sedimentary cover. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(5), 453-470. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00034-6)
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361), 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Dymek, R. F. (1983). Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68(9-10), 880-899.
- Ginibre, C., Wörner, G., Kronz, A. (2007). Crystal zoning as an archive for magma evolution. *Elements*, 3(4), 261-266. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.4.261>
- Green, T. H. (1977). Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65(1), 59-67. <https://doi.org/10.1007/BF00373571>
- Green, T. H. (1992). Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 429-438. <https://doi.org/10.1017/S0263593300008105>
- Green, T. H., Ringwood, A. E. (1968). Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18(2), 163-174. <https://doi.org/10.1007/BF00371807>
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kósa, L., Szabó, C. S., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D., Matthey, D. (2001). Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42(10), 1813-1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- Hewitt, D. A., Abrecht, J. (1986). Limitations on the interpretation of biotite substitutions from chemical analysis of natural samples. *American Mineralogist*, 71(9-10), 1126-1228.
- Holland, T., Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239.
- Humphrey, L., Allard, G. O. (1967). O Geossinclinal de Propriá – província tectônica do pré-cambriano posterior, recém descoberta no escudo brasileiro. *Boletim Técnico da Petrobras*, 10(3-4), 409-430.
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27(145), 293-305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P. (Eds.). (2002). *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks (2ª ed.)*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1), 219-246.
- Leandro, M. V. S. (2018). *Mineraloquímica de Rochas do Batólito Sienítico Itabuna, Sul do Estado da Bahia*. Monografia (Bacharelado). São Cristóvão: Centro de Ciências Exatas e Tecnologia – UFS.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Lima, M. M. C., Silva, T. R., Ferreira, V. P., Silva, F. M. R. (2014). Metasedimentary rocks of the northern portion of the Macururé Domain, Sergipano Belt, Northeastern Brazil: geochemical characterization of their protoliths and tectonic implications. *Estudos Geológicos*, 24(2), 89-107. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v24n2p89-107>

- Liou, J. G. (1973). Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Journal of Petrology*, 14(3), 381-413. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.381>
- Lisboa, V. A. C., Conceição, H., Rosa, M. L. S., Fernandes, D. M. (2019). The onset of post-collisional magmatism in the Macururé Domain, Sergipano Orogenic System: the Glória Norte Stock. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 173-188. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2018.11.005>
- Locock, A. J. (2008). An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers & Geosciences*, 34(12), 1769-1780. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.12.013>
- Loucks, R. R. (1990). Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology*, 18(4), 346-349. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0346:DOOFNU>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0346:DOOFNU>2.3.CO;2)
- Menezes Filho, N. R., Santos, R. A., Souza, J. D. (1988). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional - Escala 1:100.000 (Folha SC24-Z-A-II Jeremoabo) Estado da Bahia*. Brasília: DNPM/CPRM.
- Molina, J. F., Scarrow, J. H., Montero, P. G., Bea, F. (2009). High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(1), 69-98. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0371-4>
- Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27(1), 143-156.
- Nachit, H., Ibbi, A., Abia, E. H., Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Narduzzi, F., Farina, F., Stevens, G., Lana, C., Nalini Jr., H. A. (2017). Magmatic garnet in the Cordilleran-type Galiléia granitoids of the Araçuaí belt (Brazil): evidence for crystallization in the lower crust. *Lithos*, 282-283, 82-97. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2017.02.017>
- Newbury, D. E. (2009). Mistakes encountered during automatic peak identification of minor and trace constituents in electron-excited energy dispersive X-ray microanalysis. *Scanning*, 31(3), 91-101. <https://doi.org/10.1002/sca.20151>
- Oliveira, E. P., Bueno, J. F., McNaughton, N. J., Silva Filho, A. F., Nascimento, R. S., Donatti-Filho, J. P. (2015). Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 257-280. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2014.08.003>
- Oliveira, E. P., Toteu, S. F., Araújo, M. N. C., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S., Bueno, J. F., McNaughton, N., Basilici, G. (2006). Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44(4-5), 470-478. <https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2005.11.014>
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., Araújo, M. N. C. (2010). The Neoproterozoic Sergipano Orogenic Belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in Western Gondwana. *Precambrian Research*, 181(1-4), 64-84. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2010.05.014>
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Bueno, J. F., Nascimento, R. S., Carvalho, M. J., Araújo, M. N. C. (2017). The Sergipano Belt. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent* (241-254). Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_13
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2ª ed). Berlim: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Pereira, F. S. (2019). *Petrogênese da Suíte Máfica do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, setor sul da Província Borborema*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias – UFS.
- Pettigrew, N. T., Hattori, K. H. (2006). The Quetico intrusions of Western Superior Province: Neo-Archean examples of Alaskan/Ural-type mafic-ultramafic intrusions. *Precambrian Research*, 149(1-2), 21-42. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.004>
- Pinho Neto, M. A. (2018). *Petrologia do Batólito Sítios Novos, Domínio Poço Redondo, Sistema Orogênico Sergipano*. Dissertação (Mestrado). São Cristóvão: Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias – UFS.

- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Rosa, L. J., Lenz, C., Machado, A., Santos, L. O., Menezes, L. S. (2018). Análise multiespacial para mapeamento geológico: estudo de caso no corpo gabrítico-granítico, Faixa de Dobramentos Sergipana. *Caderno de Geografia*, 28(53), 337-361. <https://doi.org/10.5752/p.2318-2962.2018v28n53p337>
- Rublee, V. J. (1994). *Chemical petrology, mineralogy and structure of the Tulameen Complex, Princeton area, British Columbia*. Dissertação (Mestrado). Ottawa: University of Ottawa.
- Samadi, R., Mirnejad, H., Kawabata, H., Harris, C., Valizadeh, M. V., Gazel, E. (2014). Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance. *International Geology Review*, 56(5), 596-621. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.880659>
- Santos, R. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P., Leal, R. A. (1998). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe*. Escala 1:250.000. Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Sergipe. Salvador: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE.
- Schmidt, M. W. (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2), 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Schmidt, M. W., Thompson, A. B. (1996). Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81(3-4), 462-474. <https://doi.org/10.2138/am-1996-3-420>
- Sial, A. N., Toselli, A. J., Saavedra, J., Parada, M. A., Ferreira, V. P. (1999). Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46(3), 367-392. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00074-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00074-7)
- Silva Filho, M. A., Bomfim, L. F. C., Santos, R. A., Leal, R. A., Santana, A. C., Filho, P. A. B. (1979). *Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento - Alagoas, Sergipe e Bahia: Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris*. Brasília: DNPM/CPRM.
- Silva Filho, M. A., Torres, H. (2002). A new interpretation on the Sergipano Belt Domain. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(3), 556-557. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652002000300049>
- Silva, J. M. R., Campos Neto, M. C., Brito Neves, B. B. (1995). Deformação e metamorfismo principais de uma parte da Faixa Sul-Alagoana (Complexo Macururé), Sistema de Dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 343-350.
- Souza, J., Santos, R. (1997). *Mapa Geológico do Estado de Sergipe*. Escala 1:250.000. Salvador: CPRM/CODISE.
- Spalletta, B. M., Oliveira, E. P. (2017). Idades LA-SF-ICPMS em zircão dos quartzitos da Formação Santa Cruz, Orógeno Sergipano, Alagoas. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*. João Pessoa: SBG.
- Spear, F. S. (1981). An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, 281(6), 697-734. <https://doi.org/10.2475/ajs.281.6.697>
- Spear, F. S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P., Hodges, K. V. (1984). P-T paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12(2), 87-90. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<87:PPFGZA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<87:PPFGZA>2.0.CO;2)
- Speer, J. A. (1981). Petrology of cordierite- and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, U.S.A. *The Canadian Mineralogist*, 19(1), 35-46.
- Stout, J. H. (1972). Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *Journal of Petrology*, 13(1), 99-145. <https://doi.org/10.1093/petrology/13.1.99>
- Streck, M. J. (2008). Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 595-622. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.15>
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)

- Stussi, J. M., Cuney, M. (1996). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology*, 37(5), 1025-1029. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.5.1025>
- Teixeira, L. R. (2014). *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Sergipe*. Escala 1:250.000. Salvador: CPRM/CODISE.
- Tindle, A. G., Webb, P. C. (1990). Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2(5), 595-610. <https://doi.org/10.1127/ejm/2/5/0595>
- Tindle, A. G., Webb, P. C. (1994). Probe-AMPH – a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers & Geosciences*, 20(7-8), 1201-1228. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(94\)90071-X](https://doi.org/10.1016/0098-3004(94)90071-X)
- Vance, J. A. (1965). Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *The Journal of Geology*, 73(4), 636-651. <https://doi.org/10.1086/627099>
- Whalen, J. B., Chappell, B. W. (1988). Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, Southeast Australia. *American Mineralogist*, 73(3-4), 281-296.
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wones, D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7-8), 744-749.
- Zen, E., Hammarstrom, J. M. (1984a). Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12(9), 515-518. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<515:MEAIPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<515:MEAIPS>2.0.CO;2)
- Zen, E., Hammarstrom, J. M. (1984b). Mineralogy and petrogenetic model for the tonalite pluton at Bushy Point, Revillagigedo Island, Ketchikan 1° × 2° quadrangle, southeastern Alaska. *United States Geological Survey*, 939, 118-123.